

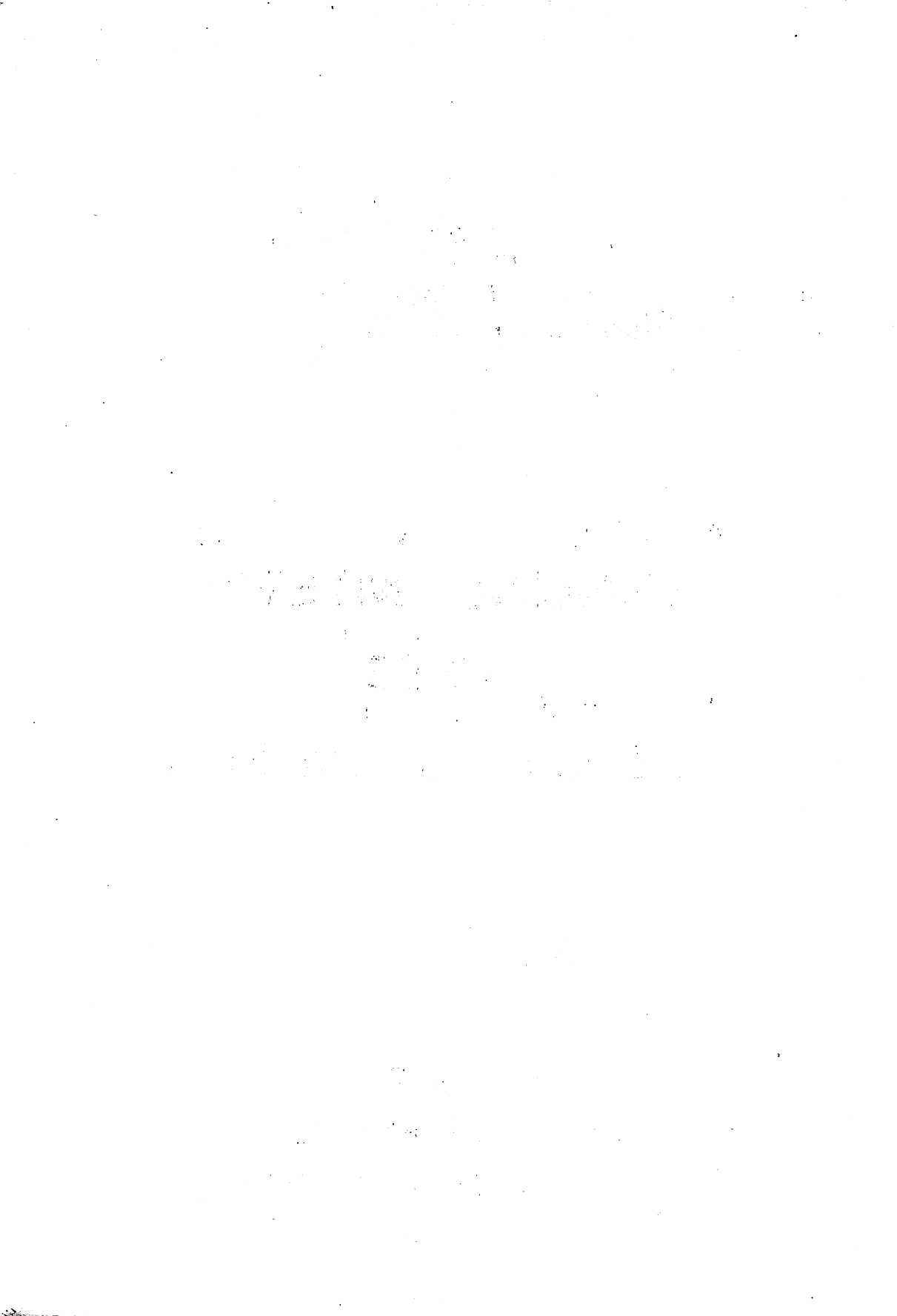


החברה הגיאולוגית הישראלית
ISRAEL GEOLOGICAL SOCIETY

ANNUAL MEETING
1982

Elat and Eastern Sinai

E L A T
24 - 27 JANUARY , 1982





החברה הגיאולוגית הישראלית
ISRAEL GEOLOGICAL SOCIETY
יְרוּשָׁלַיִם • ת.ד. 1239 • P.O.B. JERUSALEM

ANNUAL MEETING

1982

Elat and Eastern Sinai

E L A T
24 - 27 JANUARY , 1982

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that this is essential for ensuring transparency and accountability in the organization's operations.

2. The second part of the document outlines the various methods and tools used to collect and analyze data. It highlights the need for consistent data collection procedures and the use of advanced analytical techniques to derive meaningful insights from the data.

3. The third part of the document focuses on the role of technology in data management and analysis. It discusses how modern software solutions can streamline data collection, storage, and analysis processes, thereby improving efficiency and accuracy.

4. The fourth part of the document addresses the challenges associated with data management, such as data quality, security, and privacy. It provides strategies to mitigate these risks and ensure that the data remains reliable and secure throughout its lifecycle.

5. The fifth part of the document concludes by summarizing the key findings and recommendations. It stresses the importance of a data-driven approach in decision-making and the need for continuous monitoring and improvement of data management practices.

LIST OF CONTENTS

	<u>Page</u>
AGNON A. - Post Lisan Faulting at the Dead Sea Graben Border...	1
AGNON A., GILAT A. - Recent Movements in Nahal Hava, Northern Negev.....	3
ARKIN Y. - New Evidence on the Active Stress System Along the Dead Sea Rift.....	4
BALDRIDGE W.S., BARTOV Y., KRON A. - Tectonics of the Jemez and Morenci Lineaments, New Mexico and Arizona: A Remote Sensing and Field Study in Arid and Semi-Arid Areas.....	7
BEGIN Z. B. - Estimating Seismic Activity of a Fault Based on its Mean Annual Displacement.....	8
BEGIN Z. B. - Estimating Discharge Frequency in Arid Zone Gravel Streams, Using Hydraulic Geometry and Grain Size Distribution.....	9
BEYTH M., STARINSKY A., LAZAR B. - Low Temperature Saline Waters, Timna, Southern Israel.....	11
BONEN D. - The Garnet Clinopyroxenite Xenoliths in Mount Carmel, Israel, and their Origin.....	12
BUCHBINDER L.G. - Dolomitization, Porosity Development and Late Mineralization in the Zohar (Brur Calcarenite) and Sederot Formations in Ashdod - Gan Yavne.	15

	<u>Page</u>
DRUCKMAN Y. - The Erez Conglomerate - an Indication of an Early, Middle Triassic Faulting Phase in the Coastal Plain of Israel.....	16
ERAN G. - The Hazera Lineament - A Possible Evidence of Post Pliocene Folding Activity in the Hazera Structure..	17
GABER L. - The Structural Petrology of the W. Kyd - W. Beda Area, S. E. Sinai.....	21
GARFUNKEL Z. - The Structures of the Syrian Arc in Israel.....	23
GILAT A. - Box - Like Openings in the Dead Sea Trending Canyons as a Result of Multiple Polyplaned Strike-Slip Faults	26
GILAT A. - Post-Diagenetic Alterations in the Cretaceous-Neogene Sequence - Judean Mountains - Judean Desert.....	28
GILL D., SHILOH Y. - Subterranean Water Supply Systems of the City of David: Utilization of a Natural Karstic System....	32
GOLDBERY R., BEYTH M. - Lateritization and Groundwater Altera- tion Phenomena in the Triassic Budra Formation, Southwestern Sinai.....	35
GVIRTZMAN G. - Early Jurassic Tectonic Movements of Israel as Part of the Spreading and the Transform Shear of the Tethyan Floor in the Eastern Mediterranean.....	37
HILDEBRAND-MITTFELDLDT N. - Strain Field in and Around Boudinage Induced in a Clay Experiment.....	39

III

	<u>Page</u>
HOROWITZ A. - Structural Evolution of the Levant Since Late Cretaceous Times.....	40
ILANI S., STRULL A. - Evidence for Metallic Mineralization Associated with Transverse Faults in Israel.....	41
ITAMAR A., ZILBERFARB A., BEYTH M. - Contact Metamorphism in Southeastern Sinai.....	42
KOLTON Y. - Relationship of Size of the Catchment Area and the Quality of Groundwater in Arid Zone Coastal Alluvial Fans.....	44
KRONFELD J., GVIRTZMAN G., BUCHBINDER B. - Geological Evolution and Th - U Ages of Quaternary Coral Reefs in Southern Sinai.....	45
MART Y. - The Structure of the Arnona Deep and Adjacent Areas, Central Gulf of Elat.....	47
MITTLEFEHLDT D. W. - Petrographic Evidence for the Origin of the Birket Ram Xenolith Suite.....	49
PERATH I. - Tectonic Shorelines, Southern Gulf of Eilat: Recent Crescentic Slumping ?.....	50
RODED R. - Some Remarks on the Migration of Folding Along Geological Structures.....	54
SCHULMAN N. - On the Evolution of the Jordan - Dead Sea Rift.....	56

	<u>Page</u>
SEGEV A. - The Geological Map of the Makhtesh Ramon Area (Comp.)	59
SHIMRON A. E. - A Plate Tectonic Framework for the Sinai	
Precambrian - A Working Hypothesis.....	60
ZILBERFARB A., ILANI S., ITAMAR A. - The Nature of Mo - Cu	
Dispersion in Wadi Sediments Emanating from the	
Hatimiya - Samra Mineralization (Southern Sinai).....	66
 <u>FIELD EXCURSIONS</u>	
BARTOV Y., STEINITZ G. - Field Trip No. 1 : Excursion to Thamad	68
EYAL Y. - Field Trip No. 2 : The Geology of the Wadi Twaiba Wadi	
Um-Mara Block NE Sinai.....	86
SHIMRON A. E. - Field Trip No. 3 : The Precambrian Geology of the	
Eastern Wadi Watir and Ein Furtaga Areas.....	95
WEISSBROD T. - Field Trip No. 4 : The Paleo-Mesozoic Sequence	
("Nubian Sandstone") of South-Eastern Sinai: Background	
Notes to Excursion.....	104
STEINITZ G. BARTOV Y., EYAL Y., EYAL M. - Field Trip No. 5 :	
Excursion to Wadi Washwashi.....	109

POST LISAN FAULTING AT THE DEAD SEA GRABEN BORDER

Amotz Agnon

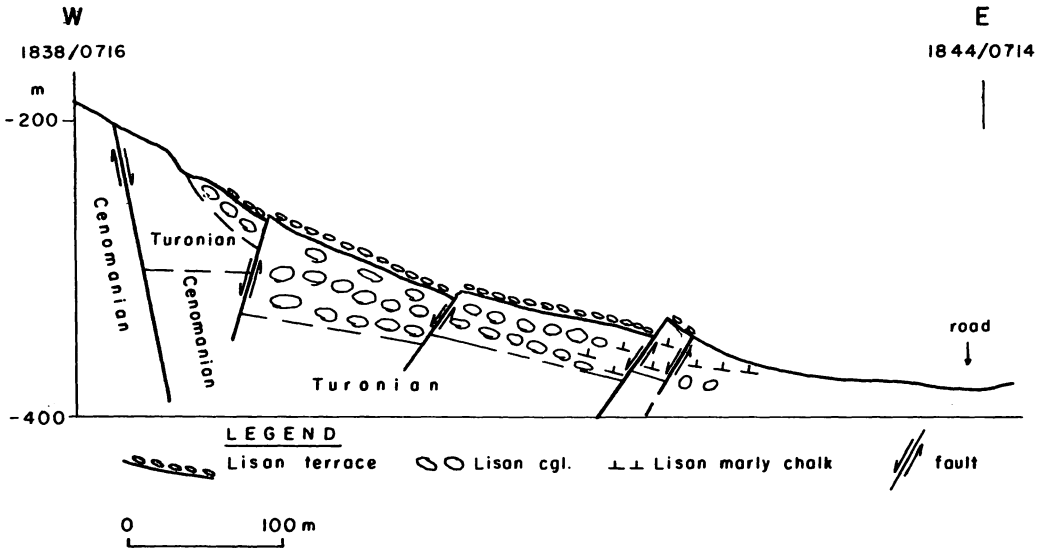
Geological Survey of Israel and Hebrew University

In the course of geological mapping of the Ein-Boqeq Sheet, a system of young faults was found between Massada and Ein-Boqeq in the vicinity of Ma'ale Yair. A beach gravel terrace of the receding Lake Lisan marks the sense of movement, rate of throw, and its age. In the mouth of Nahal Ye'elim (coord. 1841/0716) the Turonian sequence is offset on three fault planes striking N 30° E. The overlying Lisan terrace is faulted in a similar manner. The cumulative throw attains approximately 20 meters (Fig. 1).

Earth works south of the Nahal Ye'elim gulley (coord. 1843/0716) exposed an additional fault plane paralleling the above mentioned ones from east. Its western wall is down thrown, and marly chalks, probably of Lisan Formation, were faulted at least 5 meters.

According to the various datings of the Lisan Formation, this faulting of more than 25 meters took place in the last 20,000 years.

Fig. 1. East-West cross section across the young faults
between Ma'ale Yair and Nahal Ye'elim.



RECENT MOVEMENTS IN NAHAL HAVA, NORTHERN NEGEV

Amotz Agnon and Arie Gilat
Geological Survey of Israel

Signs of very young dislocations have been found in Nahal Hava, around 141/016. The young age is attested by: (a) a fault, striking 310° , cutting across alluvium in the Nahal Hava gorge at 1416/0156, some 10 m above the stream bed; (b) a system of open splays, cutting recent morphologic features in limestones of the 'Ovdat Group. The splays, which strike 140° and 050° are fissures up to 20 m deep and 3 m wide, extending for up to 500 m. They are found over an area of some half sq. km; (c) an underdeveloped drainage system, some 70 m up the cliff of Nahal Hava, at 141/016.

Rock slides of 'Ovdat Group limestones on Taqiye marl are widespread, mashing some of the phenomena. Their depth is therefore disputable. Nevertheless, some 100 m north of the above-described alluvium fault (see (a) above), Mishash flint in the stream bed appears to display an alluvium-filled tensional fissure, some 3 m wide.

The dislocated zone is on the extension of the Sa'ad-Nafha lineament, some 2 km east of the point where it bends toward the Mahmal basin. A lineament can be observed locally, striking 330° and running from the Sa'ad-Nafha line in the south to the Tsin Valley in the north. On this lineament, which is some 6 km long, signs of horizontal dislocation are found. The connection between these dislocations and the general tectonics of the area are not yet clear.

NEW EVIDENCE ON THE ACTIVE STRESS SYSTEM ALONG THE DEAD SEA RIFT

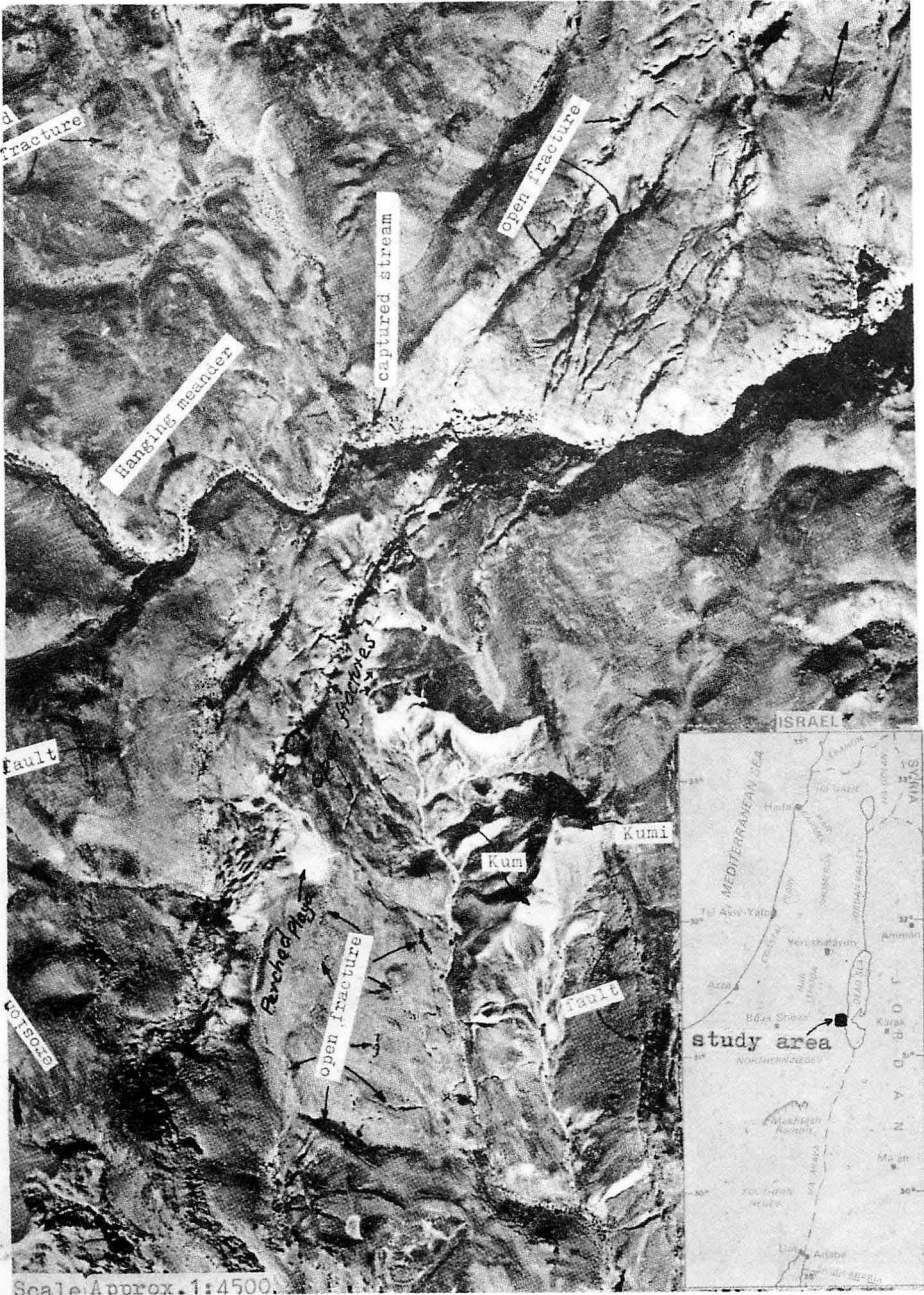
Yaacov Arkin
Geological Survey of Israel

Recent large scale (up to 10 m wide, 10 m deep and several 100 m long) open tension fractures developed on the western highland above the Dead Sea are indicative of an active stress system in the area. These fractures are the surface expression of tectonic movements associated with seismic activity along the major crustal feature known as the Dead Sea Rift.

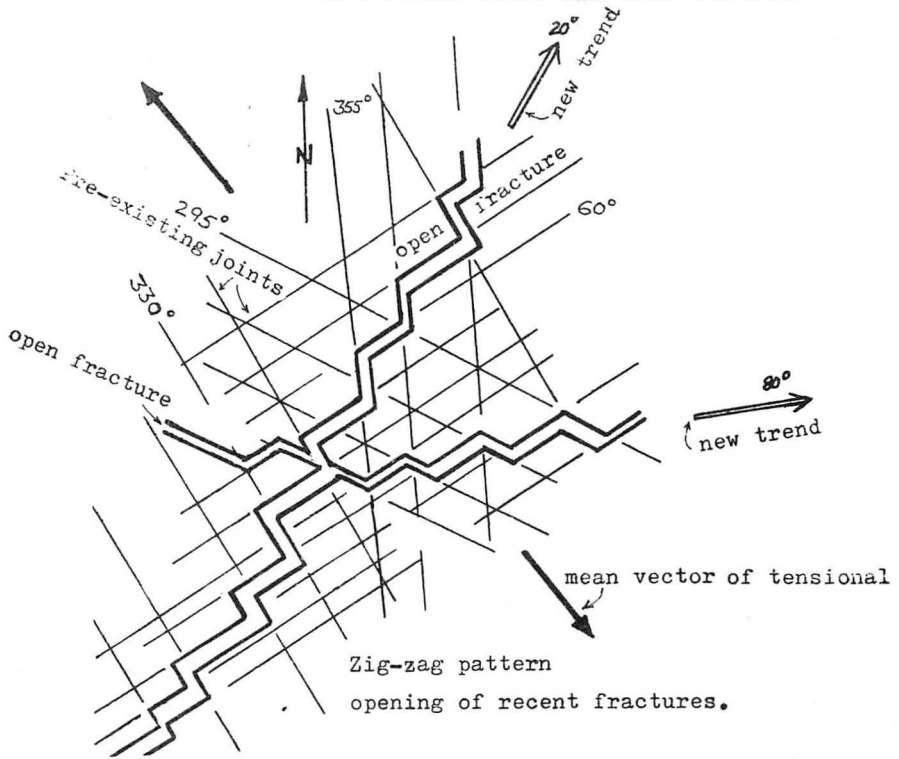
This type of fracturing conforms to the postulated tensional failure on a smaller scale, causing preferred rock deformation along pre-existing weakness planes such as faults and joints. In the present case, new trends cutting all other previously existing fractures are produced.

Several generations of these fractures have been observed, from young open to older fractures of which many have been infilled with alluvium and rock debris. Recognition of older fractures is based on geomorphological criteria such as "hanging meanders", captured dry stream beds and perched playas. These criteria suggest that the fractures are possibly the result of earthquakes, the younger of which may be of Holocene age.

NEW EVIDENCE ON THE ACTIVE STRESS SYSTEM ALONG THE DEAD SEA RIFT



NEW EVIDENCE ON THE ACTIVE STRESS SYSTEM ALONG THE DEAD SEA RIFT



TECTONICS OF THE JEMEZ AND MORENCI LINEAMENTS, NEW MEXICO AND ARIZONA:
A REMOTE SENSING AND FIELD STUDY IN ARID AND SEMI-ARID AREAS

W. S. Baldrige, Y. Bartov,* and A. Kron, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, NM 87545

Regional northeast-trending fracture zones in New Mexico and Arizona, which intersect obliquely the Rio Grande rift valley, have apparently played a major but poorly defined role in the structural development of the Rio Grande rift and the southern Colorado Plateau margin. These fracture zones may represent zones of weakness developed as early as Precambrian times, which were periodically reactivated as recently as late Cenozoic. Some of the zones (especially the Jemez Lineament) have had a major effect in localizing Cenozoic magmatism. The existence of the Jemez and Morenci Lineaments as structural features has never been documented, and details of their origin, history, and effect on the late Cenozoic Rio Grande rift are relatively unknown.

The present study is an attempt to define structurally these large-scale fracture zones by combining work on satellite imagery, conventional air photos, and in the field over an area of about 1.8×10^5 km².

Our first step in this project was to compile a tectonic map from published structural data. This compilation showed that little or no surface expression exists for either the Jemez or the Morenci Lineament. To address the problem of whether blank areas of this compilation indicate a lack of structure or a lack of knowledge various types of satellite imagery were used to produce a "lineament map." The imagery includes enhanced LANDSAT false color composite images, LANDSAT bands 5 and 7, and SEASAT optically and digitally correlated radar images. SEASAT images were available for about 70% of our study area and have proved particularly useful because of their high contrast and resolution (25 m). We used this "lineament map" as a guide to aid in directing our field study since a large number of "lineaments" (suspected tectonic structures) were located in blank areas of our tectonic map. The detailed mapping of selected areas included a photogeological interpretation of 1:60,000 and 1:200,000 scale air photos and reconnaissance field work.

This work has led to the recognition of a large system of fault zones, extending from east-central Arizona to central New Mexico. Specifically, a set of sub-parallel fault zones of post-early Miocene age extend 150 km north-eastward of Springerville, Arizona. In the Datil-Pie Town area of west-central New Mexico this zone intersects a north-south-trending system of faults that is parallel to the Rio Grande Rift. Branches of these fault systems in part correspond to the Jemez and Morenci Lineaments.

The procedure that was developed in this project is of general applicability to mapping large-scale tectonic features in arid and semi-arid regions where structure is poorly defined and an extensive area is under investigation.

*Permanent address: Geological Survey of Israel, Jerusalem, Israel.

ESTIMATING SEISMIC ACTIVITY OF A FAULT BASED
ON ITS MEAN ANNUAL DISPLACEMENT

Z. B. Begin

The Geological Survey of Israel

The seismic activity of a fault may be characterized by an equation of the form: $N_M = a \cdot 10^{bM}$ (N_M being the cumulative number of earthquakes having magnitude equal or greater than M , and a , b are constants). Assuming that b is known for a region, a may be estimated by comparison to a fault with a known value of a , (a') and a known mean annual displacement d' .

The annual number of earthquakes of magnitude M is given by: $n_M = a \cdot 10^{bM} (1 - 10^{-b\Delta M})$, where ΔM is a small increment in M . The displacement on a fault due to earthquake with magnitude M is given by: $D_M = p \cdot 10^{qM}$. Therefore, the mean annual displacement on a fault due to all earthquakes with magnitude $M_1 \leq M \leq M_2$ is:

$$d = \int_{M_1}^{M_2} n_M D_M = ap \int_{M_1}^{M_2} (1 - 10^{-b\Delta M}) 10^{(b+q)M}$$

Assuming common values for two faults of p , q , b , M_1 and M_2

$$\frac{d'}{d''} = \frac{a'}{a''} \quad \text{or:} \quad a'' = a' \frac{d''}{d'}, \quad \text{that is:}$$

the unknown seismicity constant a'' can be determined by using the known value a' for the reference fault and the ratio of their mean annual displacement.

Estimating Discharge Frequency in Arid Zone Gravel Streams,
Using Hydraulic Geometry and Grain Size Distribution

Ze'ev B. Begin, The Geological Survey of Israel
Moshe Inbar, The University of Haifa

The aim of this study is to calibrate a method that will permit the construction of discharge-frequency curves for ungaged streams in arid zones, through the analysis of their hydraulic geometry and grain-size distribution. These two parameters are being extensively used to estimate discharge, but its frequency of occurrence - which is of prime importance for engineering design - has not hitherto been tackled using this type of information. The following are some preliminary results of our study, which is carried out in some gravel-cobble ephemeral streams in the Negev.

In three streams, 13 sites located near hydrologic gaging stations were sampled, for their cross-sections, bed slope and grain-size distribution. From these data we constructed a rating curve for each site, relating water depth to discharge, by using Lacey's equation and the Manning-Limerinos equation. From this we constructed for each site a rating curve relating flow-shear-stress ($\tau = \gamma ds$) to discharge. Since the studied sites are located near gaging station for which discharge-frequency curves are available, we were able to relate different values of flow shear stress to different frequencies of their occurrence, τ_n (where n denotes the probability of occurrence of a certain shear-stress value at that site).

At each site we plotted the grain-size distribution, and read the different percentiles D_k (k denoting percent of material finer than

D_k). We finally obtained, then, a matrix of τ_n and D_k for all sites.

The next step was to regress all τ_n values versus all D_k values for all sites and the result is the correlation matrix and a set of regression equations, relating shear stress values of different frequencies to different fractions of grain size for all sites. Grain-size fractions D_{40-70} , correlate well with shear stresses of occurrence probabilities 0.3-0.9. Thus, for instance, for these sampled sites, the shear stress $\tau_{0.5}$ can be estimated from D_{40} through the regression equation.

$$\tau(0.5) = 0.335 D_{40} - 0.097 \quad (r = 0.779; n = 10; \alpha < 0.01)$$

Through a rating curve of τ versus Q , $Q_{0.5}$ can be estimated from D_{40} through $\tau_{0.5}$.

A further result of this method is that we were also able to identify the actual frequencies of floods which are directly responsible for the movement of a certain grain-size fraction (and finer).

In our sampled sites, the fraction of bed material of which 50% is finer, is being moved by the flood event having a 0.9 probability of occurrence, while the coarser material, up to D_{60} , is being moved by the rarer event, having an occurrence probability of 0.7. These results are in accord with the estimate of Brush (1961) that the 2.3 year flood is moving 80-90 percent of bed material in headwaters, and are also in accord with Andrew's (1980) results, that a bankfull discharge is almost identical with the modal sediment-transporting discharge.

This study is at a preliminary stage and more measurements are definitely needed before reliable conclusions can be drawn. However, these early results are promising, and it is hoped that this approach will shed light on the frequency of bed material movement, and will also permit the extrapolation of the results, in order to construct discharge-frequency curves for ungauged streams.

Low Temperature Saline Waters
Timna, Southern Israel

M. Beyth - Geological Survey of Israel
A. Starinsky- Geological Department,
Hebrew University, Jerusalem
B. Lazar Geological Department,
Hebrew University of Jerusalem

ABSTRACT

== == == ==

The low temperature saline waters (up to 16 gr/l TDS) of Timna (about 20 kms north of the Red Sea) which belong to the Ca chloride brine type is characterized by:

- 1) Temperatures up to 32°C at the surface;
- 2) Extremely low Mg content;
- 3) A relatively low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Sr ratio;
- 4) High content of some trace elements;
- 5) Nearly saturated with respect to gypsum.

The depletion of Mg is characteristic for wall rock reactions of brines with silicate rocks, under high temperatures of few hundred degrees centigrade.

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Sr ratio, around 0.7061, is explained by an exchange of reactions between Sr of the brine and Sr of basalts or other mantle derived rocks.

The high concentration of copper (up to 0.5 ppm) and manganese (up to 1.3 ppm) can be either a product of leaching of the basic rocks at depth or dissolution from the copper and manganese deposits in the studied area.

This original saline-end member was formed probably in the Pliocene and migrated along the Dead Sea Rift after its formation. During this migration it reacted with basic rocks of mantle origin under high temperatures at depth, moved up along rift fault planes and reacted with gypsum or sulfidic ore bodies. During its migration it was diluted by fresh water.

THE GARNET CLINOPYROXENITE XENOLITHS IN MOUNT CARMEL, ISRAEL AND THEIR ORIGIN

D A V I D B O N E N

NESHER - ISRAEL CEMENT ENTERPRISES LTD

The Upper Cretaceous magmatic activity in Mount Carmel and its stratigraphic setting has been described extensively by Sass (1957, 1980). Recently Gottlieb (1980) has provided a detailed study of the petrography and mineral chemistry of some ultramafic xenoliths from the Carmel area.

The xenoliths are associated with pyroclastic rocks which are the dominant volcanic rocks in the Carmel area. The magmatic nodules fall into two groups:

(1) low pressure gabbroic xenoliths, and (2) high pressure ultramafic xenoliths. The latter were classified as garnet clinopyroxenites ; garnet - plagioclase clinopyroxenites, and kaersutite - phlogopite clinopyroxenites (Gottlieb, 1980).

The aim of this paper is to establish the possible cognate relationships between the xenoliths and the volcanic rocks. For this reason the discussion will focus on the garnet pyroxenites only.

The garnet pyroxenite nodules which comprise the great part of the xenoliths, consist of clinopyroxene (CPX), garnet (GA) and spinel (SP). Usually a brown hornblende is present in minor quantities . The common texture is of a coarse grained equigranular mosaic type. The dominant mineral is a greenish CPX, slightly pleochroic and its grain size varies from 0.2 mm upto 8 mm. The CPX are unzoned, fairly clear and 120° triple junctions are not uncommon. These features are typical to a metamorphic textures (Nielson Pike and Schwarzman, 1977). The jadeitic content of the CPX vary from 10.4% to 12% and their Na₂O content vary from 1.4-1.7%.

The garnets have a pink to reddish color. They appear either as an interstitial phase situated adjacent the CPX and having a green - brown kelyphitic rim, or as monomineralic cumulates which vary from 0.5 cm. up to 6 cm. and more. The proportions of the pyrope, almandine and grossular components of the GA are typically 60:25:15 respectively.

The spinels usually appear to be opaque in thin sections. The SP are composed of pleonaste-magnetite solid solution.

The jadeitic content of the CPX as well as the Na concentrations are lower than those values which characterize omphacite. In view of the jadeite and Ca Tschermak proportions and the Al^{IV}/Al^{VI} ratio, the CPX fall outside the eclogitic field. Rather, they belong to the granulite and basaltic inclusions (Aoki and Kushiro, 1968 ; White, 1964).

The GA-CPX xenoliths differ both in their chemical and mineralogical composition from that of the upper mantle rock types. The former have higher concentrations of Ca, Al and light Rare-Earth Elements (LREE), and lower concentrations of Sc, Co, Mg and Cr. These differences indicate that the xenoliths could be neither the source rock of the magmatic liquids, nor the refractory residue of the melting. Likewise, the chemical differences between the xenoliths and common basaltic rocks makes it unlikely that the xenoliths represent meta basaltic (granulitic) metamorphic facies. According to the elemental distribution of the compatible elements (such as Sc, Cr, Mg, Fe), a crystal fractionation origin from non-primary basaltic melts is the most favored. This conclusion might also explain the textural diversity of the xenoliths themselves.

Based on the REE pattern of the GA-CPX nodules, and assuming that the nodules represent a weight fraction of 0.3 of the fractionated liquid, the xenoliths could have been generated via fractional crystallization of 95% clinopyroxene plus 5% garnet from basaltic flows from the Carmel area.

REFERENCES

- Aoki, K.I. and Kushiro, I., 1968, Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel; *Contr. Miner. Petrol.* 18, 326-337.
- Gottlieb, S. E., 1980, The Petrography and mineral chemistry of a suite of ultramafic xenoliths from the Carmel area, Israel. M.Sc. thesis, The Hebrew University, Jerusalem.
- Sass, E., 1957, The volcanic phenomena in Mount Carmel. M.Sc. thesis, The Hebrew University (in hebrew).
- 1980, Late Cretaceous volcanism in Mount Carmel, Israel, *Israel J. Earth Sci.* 29, 8-24.
- White, A. J. R., 1964, Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites. *Am. Mineral.* 49, 883-888.
- Nielson Pike, J. E., Schwarzman, E. L., 1977, Classification of textures in ultramafic xenoliths. *J. Geology* 85, 49-61.

Dolomitization, Porosity Development and Late Mineralization in the Zohar (Brur Calcarenite) and Sederot Formations in Ashdod - Gan Yavne

by Laura G. Buchbinder
The Geological Survey of Israel

The carbonate Zohar and Sederot formations in the Ashdod - Gan Yavne area have been extensively replaced by massive brown dolomite which cuts across original facies belts. The dolomitization is interpreted as a post depositional (not syngenetic) phenomenon controlled by the subsurface circulation of dolomitizing solutions, either in a mixing between seawater and freshwater or by warm subsurface brines.

Secondary porosity in the form of vugs and caverns (shown by repeated breaks in drilling and losses of circulation) is preferentially developed in the dolomitized sections. It is believed to represent a paleokarst surface developed in connection with either an unconformity surface between the Zohar and overlying Kidod Formation or the Lower Cretaceous - Jurassic unconformity which cuts the Kidod Formation in the Ashdod 1A well. The relative timing of the dolomitization and karstification is presently unknown.

Three main stages of late mineralization were identified:

- 1) white saddle dolomite which rims the original vug cavities;
- 2) fluorite-quartz-bituminous clay-K feldspar-pyrite-calcite deposited during a period of cavity enlargement and partial collapse;
- 3) vein anhydrite and calcite accompanied in places by dedolomitization of both the host rock and vug filling dolomite. This mineralization suite is compatible with both low temperature karst deposits as well as heated brines in a temperature range compatible with oil generation.

THE EREZ CONGLOMERATE - AN INDICATION OF AN EARLY, MIDDLE TRIASSIC
FAULTING PHASE IN THE COASTAL PLAIN OF ISRAEL

Yehezkeel Druckman
Geological Survey of Israel

A 600 m thick section of polymictic conglomerate - the Erez Conglomerate - was penetrated in the Helez Deep 1A borehole. This conglomerate is underlain by a 40 m thick shale and sandstone unit - the Karmia Shale of Late Permian to Early Triassic age, and is overlain by a 190 m thick dolomitic section of Carnian age - the Mohilla Formation. The fragments comprising the conglomerate consist of various carbonate lithologies: dense, stylolitized micrites, oolitic grainstones, and mollusc, ostracode and foraminiferal packstones of various ages from Permian to Anisian. The age of the matrix was dated Anisian by pollen (Cousminer, 1981 - personal communication).

Analogous to the thick well developed accumulations of polymictic conglomerates along the margins of the Suez (the Abu Alaqa Conglomerate) and the Dead Sea rifts, it is suggested that the Erez Conglomerate indicates a major faulting phase and possibly an initial stage of rifting. Consequently, from the present paleontological data it appears that the main phase of faulting took place during Anisian times; however, the extension of this phase into the Ladinian cannot be ruled out.

THE HAZERA LINEAMENT - A POSSIBLE EVIDENCE OF POST PLIOCENE FOLDING

ACTIVITY IN THE HAZERA STRUCTURE.

G. Eran, Dept. of Geology, Hebrew University, Jerusalem.

Several folding phases since the Turonian are known in the Northern Negev. Folded and tilted rocks of Hazeva formation indicate post Miocene folding. The Hazera Lineament is possible evidence of post Pliocene folding in the area.

The lineament is a morphotectonic feature, running along a high terrace between the margins of the Hazera monocline in the north west and the Zin wadi in the south east. The terrace consists of an unconsolidated conglomerate which unconformably overlies an erosive surface on top of the Mazar marles of Pliocene age. (Shahar et al, 1966. Isr. J. Earth Sci. 15 82-84.).

The structural location of the lineament coincides with the synclinal nick at the foot of the Hazera monocline between the Hathira wadi and Ma'ale Aqrabim. The length of the lineament is 2.5 km and it trends N 60⁰ E. Similar features have been observed in other localities along the syncline nick but on a smaller scale.

The lineament has morphological expression as follows :

- a. Small channels running on it in opposite directions, at right angle to the direction of the dip of the conglomerate terrace.
- b. Some of the main wadis, which descend from the south eastern flank of the monocline turn at right angle on the lineament for a short distance and then turn back to their original direction.
- c. Several elongate shallow undrained lows as well as small saddles.

These features have been observed on the surface of the high conglomerate terrace but not on younger river terraces of the wadis dissecting it.

The tectonic expression of the Hazera lineament can be clearly seen on the walls of the wadis in the faulting and tilting of the Mazar marls and the overlying conglomerate.

Usually the layers dip towards the lineament:

- a. On its south eastern side dips up to 14° towards it were found-
 $14^{\circ}/N20^{\circ}W$ in Nahal Gov.
- b. On its north western side dips up to 20° ($20^{\circ}/S30^{\circ}E$) in the Mazar marls unconformably overlying Mishash chert that dips $49^{\circ}/S30^{\circ}E$.

In one of the wadis several faults were observed cutting the conglomerate in the direction of the lineament with clear slickensides and measurable throws, accompanied by local dips of the layers up to 7° .

Most of the faults are normal with measured throws as high as 1.8 m. However, a few meters to the north a reverse fault with throw of 0.4 m is observed.

The normal faulting is found where a small anticline is seen in the conglomerate, while the reverse faulting is found within a small syncline.

It seems that the conglomerate, about 15 m thick, reacted to a folding in the underlying marls by a brittle deformation concentrated on a few rootless faults. The character of the faults is determined by local stress conditions : Normal faulting as reaction to tension in the anticlinal folds and reverse faulting to compression in the synclinal folds.

This fracture system, as well as the entire lineament, is evidence to folding activity of the Hazera structure after the deposition of the conglomerate but probably before the formation of the younger lower river terraces, where geomorphological expression of the lineament has not been observed.

A Preliminary Survey of Lead Contamination in Roadside Soils and Vegetation in Israel.

H. A. Foner, Irene Gal, and E. Zohar, Geological Survey of Israel,
30 Malkhe Yisrael Street, Jerusalem.

Lead is added to petroleum in the form of an organo-metallic compound in order to improve the anti-knock properties of the fuel. In the course of combustion, the lead is removed from the engine and deposited in the environment.

Much work has been carried out in other countries to study the effect of lead emissions on the soils and vegetation adjacent to heavily travelled roads. As far as we know, no similar work has been carried out in Israel and this preliminary study is intended to see if the effects obtained in Israel are similar to those found abroad. Research on the effects of direct exposure to lead fumes in the air in Israel has recently been published by Richter and co-workers (Richter et al., 1980).

The lead content of Israeli petrol is in the order of 400 mg Pb/L. With the prospective increase in the octane value of "premium grade" petrol to 95 octane, the amount of lead may be raised up to about 500 mg/L. This situation is in contrast to that applying in some other countries where legislation has been introduced to reduce the lead levels in petrol down to 150 mg/L. A reduction in the amount of lead used leads to increased fuel consumption. It has been suggested (Dartnell, 1980) that the increased costs resulting from such a measure outweighs any possible gain to society from reduced lead contamination of the environment.

Our preliminary survey was concentrated in two areas with heavy traffic flows:-
(a) near Sho'eva in the Judean Hills on the main Tel-Aviv - Jerusalem highway and
(b) in the Tel-Aviv - Lod area on the coastal plain.

The lead content of soils appears to be concentrated in the humus fraction where the maximum concentration found reached 600 ppm. Plant tissues examined (oak and pine leaves) had maximum lead concentration of 172 ppm lead.

In the Judean Hills (with a heavy clay rich soil) lead values vary from 240 ppm near the verge to 20 ppm (the background value) at 100 metres from the highway. Oak and pine leaves show a similar rapid fall in lead content with distance from the road.

Results obtained in the sandy soils of the coastal plain are completely different. On the Geha road (an area of very heavy traffic density) the soil lead content was only 10 ppm with no apparent decrease with distance from the verge. Similar results (25 ppm) were obtained near Mikve Ysrael and Lod airport.

A few tests on some edible crops grown near heavily travelled roads (oranges, grapefruit and wheat) show no noticeable enrichment of lead.

The results obtained appear to show that humus content, and possibly mineralogical composition are important factors in trapping the lead: sandy soils with little plant growth have minimum lead concentrations whereas clayey soils show high lead values, and humus is even more enriched.

In the limited areas examined, our results appear to confirm the findings obtained in other countries, namely that lead contamination is confined to a narrow strip along the roadsides and that it drops off sharply to insignificant values within 100 metres from the verges.

References

- Dartnell, P., 1980: Lead in Petrol. I: Energy conservation. Chem. in Britain (1980) 16 308-310.
- Richter, E. D., Neiman, S., Yaffe, Y. and Gruener, N., 1980: Lead Exposure: Effects in Israel. Israel J. Med. Sci., (1980) 16 89 - 95.

The Structural Petrology of the W.Kyd-W.Beda Area, S.E., Sinai

Larry Gaber, Dept. of Geology, Ben-Gurion University of the Negev

The W.Kyd-W.Beda area in the central part of the Wadi Kyd metamorphic belt consists of four major units oriented NW-SE, (see map):

1. Amphibolite facies rocks; metapelites (staurolite bearing andalusite garnet schists), meta-basites (andalusite bearing garnet amphibolite schists), meta-sandstones, and meta-conglomerates.
2. Mylonitized rhyolite: essentially muscovite schist.
3. Greenschist facies rocks. This unit can be further divided into basal meta-conglomerate, middle meta-volcanic, and upper meta-sedimentary sections.
4. Diorite group. Diorite, gneiss, and migmatite. This unit is intrusive into the metamorphic sequence.

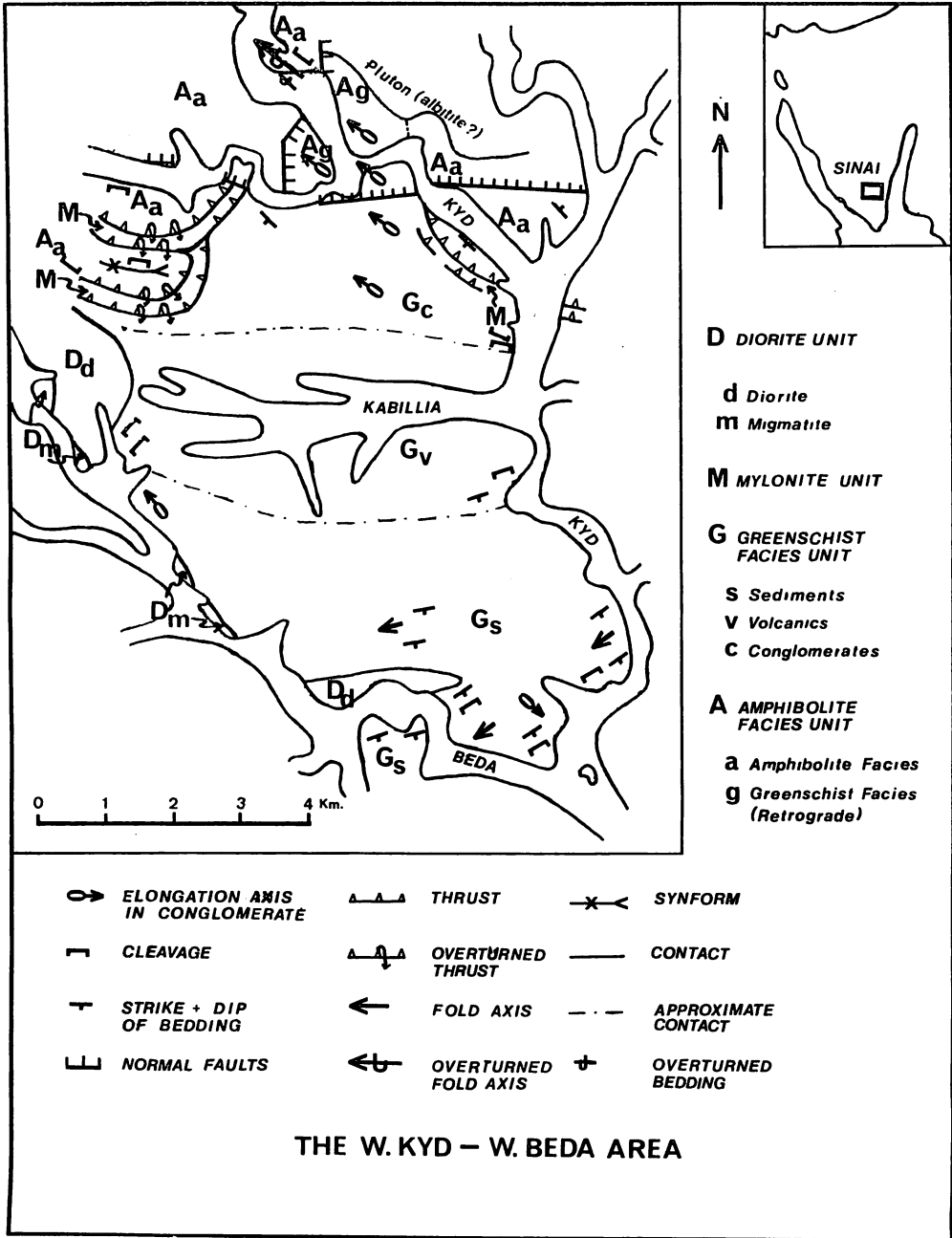
Reliable top determinations (graded bedding) indicate that the greenschist facies group is normal although structural criteria (S0-S2) suggest overturning. Two cleavages are found; S1 is parallel to bedding (dip 40-60/S-SE), whereas S2 dips 20-40/S-SE. A later phase of deformation is evidenced by open folding where both S1 and S2 were rotated. Deformed conglomerates have cobble elongation axes oriented to the NW parallel to regional strike.

Primary sedimentary structures (truncated cross-bedding) in the amphibolite facies unit indicate that the unit is overturned. A large overturned fold nose is found in W.Kyd. It plunges gently to the NW as do the cobble elongation axes in conglomerates. The dominant cleavage of the unit is axial planar to the overturned fold and was formed in the thrusting, represented by the mylonite unit, which brought amphibolite facies rocks on top of greenschist facies. The amount of lateral movement is not determined. The abrupt change in metamorphic facies excludes the possibility that the area represents the response of a whole crustal section to progressive metamorphism.

The thrusting superimposed new structural elements on the area. The overturned fold axis and the cobble elongation axes from both the greenschist and amphibolite facies units are parallel, and conform to the orientation of the plane of the thrusting.

On the ridge of Gebel Um-Zariq is a synform defined by both mylonite and cleavage which indicates a post-thrusting phase of deformation.

The contacts of the diorites with the country rocks are in places obviously intrusive. The variety of textures in the unit ranging from magmatic, to gneissose, to migmatitic layering suggest synkinematic emplacement.



The structures of the Syrian arc in Israel

Zvi Garfunkel

Department of Geology, Hebrew University, Jerusalem

Since the Late Cretaceous compressional structures developed in Israel. These include generally NE trending asymmetric folds, some or all of which are developed over reverse faults at depth, as well as lineaments trending closer to E-W (in the central Negev) which comprise flexures, oblique- right lateral faults and domes. These structures occur in a 250 km wide belt extending from the central Negev to the base of the continental slope. This belt continues westward into Sinai, while its eastward extension is offset by the Dead Sea transform (rift). This structural belt is called the Syrian arc.

The Syrian arc structures began to develop only in the latest Cretaceous (Senonian) times, and they record yielding to stresses within the Arabo-African plate. This occurred during, or shortly after, a major change in the relative motion of this plate relative to Eurasia, and concurrently with the emplacement of the peri-Arabian ophiolite nappes. Growth of the Syrian arc structures was syn-sedimentary, and therefore it is recorded by facies and thickness variations, and locally by lacunas and erosional unconformities. These features show that by the end of the Campanian all major structures were outlined and many reached a structural relief of 100-200 m. Along the central Negev lineaments faults and domes were formed; their orientation indicates that some right lateral shear occurred in addition to transverse shortening. The macro-structures are compatible with a strain field having a principal axis of shortening oriented 120° - 135° to 300° - 315° (normal to the fold axes). Micro-structures indicate a stress field with the axis of maximum compression oriented closer to E-W. This may record conditions at the beginning of deformation, or that diffuse strain is present in addition to that expressed by the macro-structures. Such a strain and stress field is compatible with the relative right-lateral motion of the Arabo-African plate

relative to the Eurasian plate. However, many details are not simply related to this concept.

The relative plate motions changed again late in the Eocene, but there is no obvious relation between this and the growth of the Syrian arc structures which continued to grow in the Early Tertiary. However, it is possible that their growth slowed down or was interrupted for some time, so that a regional flat erosion surface could have developed (in the Oligocene?).

The concurrent growth of differently oriented structures which accommodated different amounts of shear, while each type is developed in a specific domain, suggests a mechanical control of the basement, perhaps even rejuvenation of Pre-Cambrian faults. This concept is supported by existence of such old faults oriented close to E-W in the Elat region, where some of them were rejuvenated. Perhaps the central Negev lineaments developed over northern members of this old fault system.

The Syrian arc structures were accentuated again in the Neogene. Deformation postdating the Hazeva Formation, of Miocene age are well recorded, e.g. from the Zohar-Hatira and Hazera folds and from the central Negev lineaments. The age of this young deformation raises the problem of the relations between the late stages of activity of the Syrian arc and the activity of the Dead Sea transform (rift). In discussing this problem the following points are relevant: First, the rifting and continental fragmentation, of late Cenozoic age, is a result of a new geodynamic regime, controlled by processes in the mantle, which was active in the area between the NW Indian Ocean and the central Sahara; the special nature of this regime is indicated by the extensive magmatic activity and vertical motions. Second, the older structures were modified by uparching of the rift margins, and by local flexing along the Dead Sea rift (e.g. Samaria, Arava). Third, since the end of the Oligocene a very large area was affected by a strain regime with a maximum extension axis oriented close to NE-SW, i.e. while the orientation of the major strain (and stress) axes hardly changed, their magnitudes changed. In such a regime the Syrian arc structures could have been accentuated (this is true on a regional scale; immediately near the Dead Sea rift the stress axes must be reoriented).

Fourth, comparison of the young structures on both sides of the transform, and analysis of its shape, allow a contemporaneous activity of the central Negev structures with the transform.

The essential problem related to this discussion is understanding how the geodynamic regime of Late Cretaceous and Early Tertiary times, in which the Syrian arc structures formed, passed into the geodynamic regime of the Neogene-Quaternary times in which plate fragmentation, widespread volcanism and vertical motions dominated. A related major question is whether this transition can be associated with changes in relative and absolute plate motions.

BOX-LIKE OPENINGS IN THE DEAD SEA TRENDING CANYONS AS A RESULT
OF MULTIPLE POLYPLANED STRIKE - SLIP FAULTS

A. Gilat

Geological Survey of Israel, Jerusalem

In the course of detailed geological mapping of the Ein Boqeq-Masada area (scale 1:10,000, Gilat and Agnon, 1981) a complicated system of strike-slip faults was recorded. These are:

1) Sinistral faults striking 330° with displacements of up to 300 m. These faults started as pre-Senonian, which is indicated by the deposition of the Menuha chalk of Senonian age. Probably post-Eocene rejuvenation is indicated by displacement of Senonian sediments and of the Northwestern part of the Zohar flexure.

2) Dextral faults with E-W strike-slip movements. These were recognised on the basis of offsets on horsts, faults striking 330° , and in places offsets on the Dead Sea escarpment itself (Fig. 1). These faults were mapped in the Ye'elim, Ein Boqeq, Rahaf and Qana'im valleys near the escarpment. They are usually multiple, produced a number of vertical planes and intensively fractured the country rocks within up to 0.7 km wide zones (i.e. Ye'elim and Ein Boqeq valleys). This made possible for local streams to develop their deep and narrow canyons to wide, box-like depressions, with gravitational forces doing half of the work and leaving to the water mostly cleaning functions.

Although the cumulative displacement measured independently in every one of these valleys is not more than several hundred meters, their influence can be seen as far as 7.5 km to the west of the main escarpment (i.e. Menahem Valley).

Dextral latitudinal strike-slip faults mapped in the Ein Boqeq-Masada area have slickensided fault surfaces and are relatively younger than these of 330° strike. However, they are all parts of an intersecting set, formed during the last stage of the Dead Sea Rift shearing.

A very similar picture of latitudinal displacement along large box-like canyons can be seen to the north of the area mapped, in the Ze'elim, Mishmar, Hever, Arugot, David valleys and others (see also Gilat, 1981 and Raz, 1981), which allow us to assume the same mechanism. The only difference over there, it seems is that in most of these valleys the opening developed along multiple strike-slip faults of both trends. It is clearly visible on regular topographical maps of 1:100,000 and larger scale.

REFERENCES

- Gilat, A. and Agnon, A., 1981, Geological Map 1:10,000 of the Ein Boqeq - Masada area, G.S.I. Report MM/2/81.
- Gilat, A., 1981, The Geological Map of Israel on a scale of 1:50,000, Har Hazron Sheet, 15-II, G.S.I. (in preparation).
- Raz, E., 1981, The Geological Map of Israel on a scale of 1:50,000, Ein Gedi Shhet, 16-I, G.S.I. (in preparation).

POST-DIAGENETIC ALTERATIONS IN THE CRETACEOUS-NEOGENE SEQUENCE -
JUDEAN MOUNTAINS - JUDEAN DESERT

A. Gilat

The Geological Survey of Israel

The Cretaceous-Neogene sequence in the Judean Mountains - Judean Desert areas consists of sub-lithographic limestones, dolomites and marls (Gilat, 1977, 1981; Gilat and Agnon, 1981). Many of these rocks have been affected by various post-diagenetic alteration phenomena due to large scale metasomatism-hydrothermal alteration possibly associated with the Dead Sea transform.

Most impressive of these are manifested by large and small scale dolomitization, decarbonation, calcite and barite mineralization, and a general enrichment in Mn, Si, Al and various trace elements. The major and trace metal enrichment can in part explained by their remobilization from underlying sediments. However, a secondary dolomite containing up to 20 ppb Hg,* found in the Mezada graben, suggests a relation with fluids derived from a magmatic source.

The epigenetic alterations are particularly well developed in tectonically active area, and increase both in intensity and geochemical variability towards the Dead Sea transform. In several locations, dolomitization and baritization are clearly related to N-S trending strike-slip faults, whereas calcite mineralization is confined to younger E-W trending faults. Halite crystals are widespread in the eastern Judean desert, and locally occur in the same paragenesis with barite, illite and montmorillonite, suggesting deposition of the latter minerals from sodium chloride-rich solutions. The presence of halite, lesser gypsum and the mercury anomalies, suggest that at least part of the epigenetic features occurred relatively recently.

* Dr. G.v.d. Boom, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Per. Com. 9/2/1981).

LITERATURE

- Bogoch, R. and Shirav (Schwartz), M., 1978, Petrogenesis of a Senonian barite deposit, Judean Desert, Israel. Mineral Deposita (Berl), 13.
- Gilat, A., 1977, The Geological Map of Israel, 1:50,000, Eshtemoa Sheet, 15-I, G.S.I.
- Gilat, A., Mimran, Y., Bogoch, R. and Roth, I., 1978, Circular and tabular (discordant) dolomite bodies in the south Judean Desert, Israel. Jour. Sed. Pet., v. 48, no. 4.
- Gilat, A., 1980, Hydrothermal barite mineralization and anomalous metal contents, associated with faulting in the Judean Desert. in: The 5th Conference on Mineral Engineering, Qiryat 'Anavim, 1980.
- Gilat, A., 1981, The Geological Map of Israel, 1:50,000, Har Hazron Sheet, 15-II, G.S.I. (in preparation).
- Gilat, A. and Agnon, A., 1981, Geological Map 1:10,000 of the Ein Boqeq-Massada area, G.S.I., Report MM/2/81.

- Gross, S., 1977, The mineralogy of the Hatrurim Formation, Israel. G.S.I. Bull. no. 70.
- Ilani, S. and Bogoch, R., 1981, Trace metal content in iron mineralizations connected with Cretaceous rocks in Israel. G.S.I. Report MPBK 424/81 (in Hebrew).
- Pospelov, G.L., 1973, Paradoxes, geologo-physical nature and mechanisms of metasomatism. "Nauka", Novosibirsk, USSR (in Russian).
- Raz, E., 1981, The Geological Map of Israel, 1:50,000, Ein Gedi Sheet, 16-I, G.S.I. (in preparation).



FIG. 1 EN BOQEQ VALLEY AREA
Offsets on strike-slip faults

Kumi-Mishash Fm.	Faults:	Pre-Senonian fault
Kum-Menuha Fm.		Young normal fault
Kujd Bina Fm., dolomitized		Fault, inferred or covered
Kuj Bina Fm.		Older strike-slip f. + dolomitization
Circular dolomitic bodies		Younger strike-slip f. + calcitization
		Flexure

PRELIMINARY CLASSIFICATION OF EPIGENETIC PROCESSES IN THE JUDEAN MOUNTAINS - JUDEAN DESERT AREA

Prepared by A. Gilat

Rock body type	Epigenetic process	Alteration type	Manifestations
Altered bodies (Replacement predominates)	Metamorphism	Heating up and forming "the association of high temperature metamorphic minerals corresponding to the sanidine and pyroxene-hornfels facies" (S. Gross, 1977)	Metamorphosed mottled bituminous and phosphatic sedimentary rocks of Masstrichtian to Paleocene age. Strongly veined structure, disappearance of sedimentary bedding. Mainly confined to structural terraces bounding flexures
	Metasomatism	Replacement through ionic interchange and pore filling Dolomitization Silification Decarbonation Enrichment in Al, Si, Ba and trace metals. Baritization Calcitization Limonitization Destruction of rock structure predominantly by solution and recrystallization	Dolomitization of mostly Turonian rocks on flexures, in the vicinity of active faults and on the escarpment of the Dead Sea Graben. Large massive bodies, disappearance of sedimentary bedding. Replacement of Senonian chalk by "sandy" dolomite in the vicinity of active faults. Replacement of secondary dolomite by chalcedony, barite and calcite in the vicinity of active faults. Decarbonation with enrichment in Al and Si of secondary dolomites (Turonian-Santonian-Campanian rocks) and bituminous and phosphatic rocks of Campanian-Danian age (part of the "Hatrurization" process). Chalcedony, calcite, dolomite and pyrite (limonite) pseudomorphic on the fossils. Red and yellow stained limestone (mostly Turonian), enriched in trace metals (southern part of the Judean Mts. Decomposition of normal Upper Cenomanian-Turonian rock sequence to loose marly rock with flour-like particles, - Judean Mountains, to the West and South of Hebron.
Inserted bodies (filling predominates)	Intrasomatism	Dolomitization Silification Bituminization Halitization Limonitization Sulfatization	Circular dolomite bodies in Turonian limestone along the Dead Sea escarpment. Tabular (discordant - "dyke-like") dolomitic bodies in Senonian Chalk - Judean Desert. Silicified limestone, dolomite, chalk and sand of Cenomanian-Eocene rock sequence. Bituminous Turonian limestone near large faults - Judean Desert. Hair-like aggregates of halite and gypsum, locally in paragenesis with barite, illite and montmorillonite in Senonian-Recent sediments - Judean Desert. Limonite cement in porous rocks; limonitization of brecciated rocks.
	Intersomatism ("Hydrothermal")	Cavity and fissure filling Sulfatization Calcitization Silification Dolomitization Halitization Bituminization Limonitization	Veins and druses of calcite and gypsum in Upper Cenomanian-Senonian rock sequence - Judean Mountains. Veins and druses of calcite, gypsum, dolomite, barite, chalcedony, halite, asphalt and limonite in Upper Cretaceous in Judean Desert, especially near the Dead Sea Graben and in tectonically active areas.

31

Subterranean water supply systems of the City of David: utilization
of a natural karstic system

Dan Gill¹ and Yigal Shiloh²

¹Geological Survey of Israel, Jerusalem

²Archaeological Institute, Hebrew University, Jerusalem.

The water supply system hewn in the subsurface of the City of David is among the more elaborate, sophisticated and impressive engineering accomplishments of the Biblical period. In order to utilize the waters of the Gihon spring three main water supply systems were built, referred to as the Siloam channel, the Hezekiah's tunnel and a third system hereafter referred to as the Upper system. The Upper system consists of several components: a. the cavernous passage extending southward to the surface above the Warren's shaft; b. Warren's shaft; c. the short shaft (also known as the "abandoned shaft"); d. the tunnel connecting the two shafts and e. the lower tunnel, in part coinciding with Hezekiah's tunnel, which connects the bottom of Warren's shaft to the Gihon spring. The Siloam channel, whose course runs for the most part on, or very near, the surface, is fairly well understood. In this study we are concerned with the other two systems which are confined to the underground along their entire course and whose layout raises several enigmatic problems. The fact that their final shape is the result of manual hewing is not subject to dispute. However, the two systems are fraught with anomalies which cannot be reconciled with optimal engineering design. These anomalies pertain to the spatial position of the tunnels, and to their courses, gradients and dimensions. The most obvious anomalies in the Upper system include (1) the unclear function of the passage above and to the south of the Warren's shaft; (2) the most inconvenient access to the top of Warren's shaft and its highly irregular walls which, together, make it most difficult to draw water through it; (3) the fact that Warren's shaft extends downwards some 3 m below the level of Hezekiah's tunnel in the form of a very irregular shaft which narrows progressively downwards and in which no hewing marks can be discerned; (4) the hypothesis that the short shaft is indeed a man-made excavation which had to be discontinued due to hewing difficulties; (5) the curved path of the upper tunnel which extends for 32 m whereas the short distance between its end points is only 19 m; (6) the existence of a 2.7 m high step in the middle of the upper tunnel; (7) the exceedingly steep (33°) gradient of the upper part of the tunnel, and finally, (8) the excessively spacious lower part of the tunnel. The main anomalies in Hezekiah's tunnel include its tortuous course with its many meanders which defy any sound engineering logic and result in its superfluous lengthening by 213 m (it is 533 m long instead of just 320 m which is the short distance between its ends); the irregularity of the tunnel's height and in particular, the excessive 5.08 m height at its southern end. To all these anomalous features one must add the most perplexing and interesting question of all: considering the fact that the builders did not have any precise surveying instruments, how did Hezekiah's engineers manage to secure that the two teams of hewers, advancing from opposite ends towards each other, would ever meet? Those investigators who believe that the present layout of the systems reflects the deliberate choice

of their designers have offered various explanations to these anomalies and related questions which will not be discussed herein. Other researchers, whose reservations are also shared by us, have already indicated that most of these explanations are not convincing. Instead, we find that most, if not all, of the anomalies and questions are satisfactorily accounted for once it is realized that the design of the systems was dictated by the existence of a natural system of conduits, passageways, vertical shafts and other solution channels of karstic origin. This solution, in part, was first contemplated by H. Sulley (1929) and was also later supported by R. Amiran (1968), A. Issar (1976), and others. The results of the present study further corroborate this hypothesis. The clearing of the debris which blocked the Upper system in the course of the recent archaeological excavations enabled a detailed geological investigation of all of its components, except for the short shaft which is still obstructed. In addition, a detailed geological map of the Ophel area and its immediate vicinity was prepared in order to better understand the geology, structure and disposition of the exposed and subsurface strata, and to determine the relation of the water supply systems to the various rock units and to the geological framework in general.

Structurally, the spur of the Ophel is a tilted block dipping 10-15° to the SE. The eastern and western boundaries of the block are defined by northward trending faults whose vertical displacement is some 20 to 30 m. The eastern fault runs along the Kidron Valley and the western one runs along the Tyropoeon Valley. An additional fault, whose general direction is east-west, runs along the Hinnom Valley, to the south of the Ophel. No other faults were detected within the Ophel spur itself. The bedrock consists of the two lower members of the Turonian Bina Formation, referred to in the Jerusalem area as the Mizzi Ahmar and the Meleke. The Meleke, which builds the upper third of the spur, is a white biomicritic limestone, sometimes dolomitic, composed of a dense matrix and fragments of rudist and other bivalves. The rock has a fairly high secondary moldic porosity and permeability (30% and 135 millidarcy, respectively), formed by the leaching of the fossil fragments. The Mizzi Ahmar, which forms the lower part of the spur, consists of very hard, gray to reddish dolomite, which contains only a subordinate amount of fossil fragments and is in places rich with pelletal grains. The dolomite consists of a homogeneous mosaic of tightly interlocked anhedral to subhedral crystals, 8 to 50 microns in size. The rock is thus very dense and impervious with a low porosity (average of 2.6%) and permeability (average of 0.13 millidarcy). Thus, whereas in the Meleke water can penetrate without the assistance of open conduits, the Ahmar, due to its impermeability, is prone to the development of karstic solution channels. Indeed, we find that except for the passage above and to the south of Warren's shaft and the upper part of the upper tunnel, which are within the Meleke, all the other components of the Upper system, as well as the entire length of Hezekiah's tunnel, pass through the Mizzi Ahmar Member. An additional prerequisite for the development of a karstic network, which is also satisfied in the study area, is the existence of fissures and joints. Several joint systems exist in the area. The predominant ones, spaced 0.5 to 1.5 m apart, are roughly parallel to the north-south trending faults mentioned previously. Warren's shaft is situated on a wide fissure, trending

N70°E, on which a minor vertical displacement of about 20 cm has occurred. As mentioned earlier, the shaft terminates some three metres below the level of Hezekiah's tunnel. Thus we find that, like many solution sinkholes of karstic origin, both the Warren and the short shaft terminate without an outlet. Only a few sectors of Warren's shaft have hewing marks on their walls. Most of the remaining walls, as well as the ceiling and walls of the chamber at the bottom of the shaft, are coated with a travertine crust, consisting of very large calcite crystals, and displaying several of the varied textures and morphological forms of typical cave deposits (drapery-like, kidney-like, and others). Since the manually treated sections do not contain such crusts, it follows that the crusts predate the hewing. In other words, they were deposited on the walls of a natural solution shaft. Based on carbon-14 measurements (A. Kaufman, written communication, 1981), the absolute age of one crust sample was determined to be greater than 38,900 (+160) years (i.e. its age is beyond the dating capability of the method). This result proves that the shaft cannot be man-made.

We therefore conclude that both the Warren and the short shaft are natural karstic sinkholes (or solution shafts) and that the hewed tunnels are merely an enlargement of natural solution conduits. In accordance with the regional hydrological flow pattern, the original direction of flow in the conduit which was later enlarged by Hezekiah must have been towards the Gihon spring. A fairly close approximation of its original level is provided by the height of the ceiling of Hezekiah's tunnel. These arguments help to explain the anomalous height of the tunnel at its southern end. This height reflects the downcutting which was required while lowering the floor of the tunnel, in order to reverse the water flow and direct it towards the Siloam pool, at the southern extremity of the City.

Some additional pertinent observations which further support our conclusions are listed below. The Mizzi Ahmar (M.A.) in the Ophel and throughout Jerusalem displays many karstic features. The Gihon spring itself, with its cyclic gushing-discharge pattern, is a typical siphon-type karstic spring. During the last excavation season an additional small sinkhole, some 4 m deep (its bottom has not been reached yet) was discovered in area E-1. Another sinkhole, already reported by H. Vincent (1911), is found some 160 m to the north of the southern end of Hezekiah's tunnel. A small natural cave is found within the M.A. in the upper part of the Hinnom Valley. In the Jerusalem No.4 water well, located in the Hinnom Valley, a loss of circulation zone was encountered in the M.A. section, indicating the existence of karstic cavities in the subsurface. New M.A. outcrops, exposed in the process of digging foundations in several current building projects in Jerusalem (Zion square; corner of Haneviim and Shivtei Israel streets; the Heftziba building at the western entrance to Jerusalem), reveal many solution pipes filled with Terra rossa soils and rock debris. Extensive labyrinthian karstic cave systems are also known from the Shivta Formation, which is stratigraphically equivalent to the M.A. and Meleke section. Among these, the most notable ones are the Haritun (G. Mann, 1976) and the other caves in the Teqoa stream in Judea, and in the Dalya stream in Samaria (A. Frumkin, 1981). On the basis of various considerations which will not be discussed herein, it appears to us that the development of this karstic system is not related to the present drainage pattern. Most probably, its age has to be traced back to the Neogene or possibly even to the Turonian.

LATERITIZATION AND GROUNDWATER ALTERATION PHENOMENA IN THE TRIASSIC
BUDRA FORMATION, SOUTHWESTERN SINAI.

R. GOLDBERY AND M. BEYTH

- 1) Department of Geology and Mineralogy,
Ben-Gurion University of the Negev
Beer-Sheva, Israel
- 2) Geological Survey of Israel,
Rehov Malkei Israel 30,
Jerusalem, Israel

ABSTRACT

Field and laboratory investigations of the Triassic Budra Formation of Wadi Budra, Southwest Sinai, have demonstrated the existence of surface pedogenic laterites developed within "overbank facies" of fluvial sediments during times of hiatus. The laterite profiles are up to 7m thick and comprise an upper concretionary Fe-crust (up to 80cm thick) an underlying highly ferruginous mottled zone and a basal, slightly bleached sandstone parent rock. The iron crusts contain up to 73% iron oxides, dominantly hematite, with goethite and magnetite occurring in smaller amounts; kaolinite is the only clay mineral. The primary depositional horizontal fabric of the finely laminated sediments of the "overbank facies" has strongly influenced the final fabric of the laterite. The pronounced alternations of iron-rich pisolitic and iron-deficient laminae highlight the influence of inherent fabric (primary bedding) on pedogenesis. The micromorphology of the laterites is characterized by bimasepic plasmic fabrics, abundant elongate voids partially infilled with cryptocrystalline kaolinite and an abundance of randomly oriented skew planes. Illuviation of clay minerals to considerable depths is evident. Sesquioxidic and kaolinitic glaeboles, concentrated within the concretionary Fe-crusts have a flattened ellipsoidal shape and occur as both massive and concentrically banded varieties.

At Gebel Mussab Salama, to the north, zoned iron mineralization occurs at various levels within the fluviatile sandstones below the level of the "overbank facies". This is interpreted as being a non-pedogenic, ground water alteration phenomenon induced by a rising water table within the buried alluvial channels. Fe-mineralization presumably records minor fluctuations of the water table during sandstill periods.

Lateritization in the Triassic Budra Formation, provides important evidence that the widely recorded lateritization and bauxitization event of the neighbouring East Mediterranean countries, at the end of the Triassic extended south to the continental areas bordering the Tethyan Ocean.

EARLY JURASSIC TECTONIC MOVEMENTS OF ISRAEL AS PART OF THE
SPREADING AND THE TRANSFORM SHEAR OF THE TETHYAN FLOOR IN
THE EASTERN MEDITERRANEAN

Gdaliahu Gvirtzman

Geological Survey of Israel

As a result of new data, accumulated recently from deep-tests in central and northern Israel, it is possible to draw a few preliminary generalized maps, covering the entire area of Israel, showing the isopachs of the Jurassic sediments and also isopachs of several levels of this sequence. The isopachs of the "Lower Jurassic" (from top Triassic or Asher Volcanics to top Inmar or Rosh-Pinna; mainly Liassic), the isopachs of the "Middle Jurassic" (from top Inmar/Rosh-Pinna to top Zohar; mainly Bajocian to Bathonian) and the isopachs of the "Upper Jurassic" (From top Zohar to base Cretaceous unconformity) indicate intensive vertical tectonic movements. The most significant movements are those of the Liassic, during which, a NE trending elongate subsiding depocenter, in central Israel, trapped about 2000 m of shallow-water platform carbonates, while towards the Negev and towards the Galilee, less than 500 m of time-equivalent sediments accumulated. The curvature, the direction and the gradients of the isopach contours, resemble a depocenter shaped like two adjacent rhomb-grabens. This shape is interpreted as indicating two E-W trending spreading centers, which

were disconnected from each other by a N-S right-lateral transform. This possibility seems to fit the history of the eastern Mediterranean basin. Several authors, of different viewpoints, have proposed that the Turkish plate was disconnected from the southeast corner of the Mediterranean along a spreading center paralleling the Sinai and Egyptian coastline and along a right-lateral transform fault which runs along the hinge-belt of the Levant coastline. The spreading commenced probably as a Late Triassic rifting and was followed by intensive sea floor accretion during the Jurassic and the Cretaceous. It appears that during the initial stages of the spreading, the area of central Israel was within the active zone, during which the Early Jurassic depocenter was formed. The main shear movement continued from Middle Jurassic times along an alternative route somewhat to the west, which is known as the Levant Transform. The initial spreading in central Israel ceased for reasons as yet unknown.

STRAIN FIELD IN AND AROUND BOUDINAGE INDUCED IN A CLAY EXPERIMENT

Nurit Hildebrand-Mittlefehldt
Nature Reserves Authority
78 Yirmeyahu St.
Jerusalem

A three-layered wet clay paste was deformed to form boudins by stretching it on a deformation table. The middle layer was stiffer than the lower and upper layers. One edge of the boudin was sampled for strain measurements. Twenty three sample points were studied; 12 outside the boudin and 11 inside it. The preferred orientation of the basal plane of kaolinite crystals was measured for these sample points with an X-ray pole-figure goniometer. From these preferred orientations, strain was determined according to the theory of March (1932). Strain due to the compaction of the clay cake under its own weight was determined in a separate, undeformed cake equivalent to the deformed one. The strain due to compaction was measured for each layer. This strain was subtracted from the strain observed in order to define the strain due to boudinage alone.

The displacement field, patterns of principal and shear strains and mean strain were found. These results were compared with analogous results obtained in theoretical and experimental studies, and found conformable.

STRUCTURAL EVOLUTION OF THE LEVANT SINCE LATE CRETACEOUS TIMES

A. Horowitz
Institute of Archaeology
Tel Aviv University

The structural evolution of the Levant since Late Cretaceous times can be divided into three distinct phases, separated by periods of relative tranquility and subsequent peneplenization. These are:

1. Formation of the Levantine Fold Belt (Syrian Arc), during the Late Cretaceous through Late Eocene or Early Oligocene.
2. Formation of the Erythrean Fault System in the southern Levant, which turns to the Alexandretta System to the north. This phase is accompanied by a system of transversal wrench faults, forming taphrogenic inland basins and shaping the eastern Mediterranean. These systems were active during the Late Miocene.
3. Formation of the Levantine Rift System along a north-south lineament, accompanied by parallel uplifting east and west of the rift. The rifting is not complete, and in some cases the Jordan Valley is a syncline. The rift is accompanied by crescentic faults, mostly of the strike-slip type. The rift itself has sometimes a wrench component, with a maximum order of 5 km. This phase commenced at the turn of the Preglacial Pleistocene, some 1.6 my ago, and is still active.

EVIDENCE FOR METALLIC MINERALIZATION ASSOCIATED
WITH TRANSVERSE FAULTS IN ISRAEL

S. Ilani¹ and A. Strull²

¹Geological Survey of Israel, Jerusalem

²Soreq Nuclear Research Center, Yavne

The major tectonic lineaments in Israel are directed perpendicular or at 45° to the major trend of the Rift Valley. These features are clearly delineated by satellite photographs. Field work has found evidence of concentration of Fe and Mn oxide type mineralization within these lineaments not only in Israel proper, but in neighboring Sinai, Jordan and Egypt. The mineralization is frequently denoted as veins, lenses, impregnations and staining on country rock. The major Fe - Mn elements are often associated with high concentrations of trace metals - predominantly Ba, Zn, As, V, Mo, Ni, Cu, Sr and Pb. High concentrations of these trace metals reach from 0.1 up to 1% of the total weight of the sample. These anomalies clearly stand out when contrasted to the low concentrations of these elements found in the country rocks, mostly Judean limestones and dolomites. The trace metal assemblages vary locally. It should be emphasized though that where the Fe and Mn veins contain the highest trace metal concentrations they are situated along the transverse tectonic lineaments.

CONTACT METAMORPHISM PHENOMENA IN SOUTHEASTERN SINAI

A. Itamar, A. Zilberfarb and M. Beyth

Contact metamorphic phenomena are known from various locations in southeastern Sinai. These include a calc-silicate bed within the volcanic sequence at Wadi Feirani (Bentor and Eyal, 1971); contact metamorphism in the Kid meta-sediments adjacent to intrusive granites (Shimron, 1970); contact metamorphism with resulting mineralization between diorite and granite in the Igdi Plain (Bogoch and Zilberfarb, 1974); contact metamorphism and the ultrabasic rocks near Dahab (Nathan and Zilberfarb, 1980); and an overprinted contact metamorphism in the Shahira area (Reimer, 1980).

Metamorphosed units were identified in the Loge area by Pezaro (1973) and in the Ardini area by Itamar (1975). In these, and other areas, where the stratigraphy was unclear, contact metamorphic effects were observed.

It has thus become clear that the distribution of contact metamorphism in southeastern Sinai is widespread both in the geographic and stratigraphic sense. Its effects are noted in rocks belonging to the earliest regional metamorphic sequences (amphibolite-migmatite), in younger metamorphic sequences (greenschists), in the Feirani volcanic sequences, and even in younger rocks. A summary of certain of these phenomena is presented with greater detail from the Loge and Tarr areas.

The metamorphic phenomena in the various areas show, on the one hand, a great similarity in elements such as texture, degree of metamorphism and mineralogy, and on the other hand, dissimilarities such rock composition and factors causing the metamorphism. Analysis and comparison between the phenomena of the various areas noted below will help to understand the contact metamorphism which is common to all of them.

In the Loge-Ardini area, there are two metamorphic bands, each about 5 km long and 200 m wide. The contact metamorphism in these areas is present in rocks belonging to the old regional metamorphic complex, passes into the volcanic rocks of the Feirani sequence and into the diorite and dolerite dikes crossing most of the rocks in the area. There are transitions from one texture to another and from metamorphic to non-metamorphic rocks, within the same lithology and within a short distance (locally over only a few centimeters). The metamorphism is particularly strong in calc-silicates which became skarns. These show a zoning with a nearly pure grosseler/ andredite center, bordered by tremolite quartz and feldspar and rimmed by hornblende-edenite with quartz and feldspar.

In the Tarr area, all rocks show a contact metamorphic overprint on the regionally metamorphosed Kid group. The former is particularly well displayed in the carbonate rocks which vary between relatively unaffected marbles to skarn, even in one stratigraphic unit. The contrast between the regional greenschist facies and that of the high grade contact metamorphism is particularly prominent. The phenomenon is accompanied by copper mineralization.

In Wadi Feirani a carbonate horizon, which underwent contact metamorphism is found within the Feirani sequence which shows almost no signs of metamorphism (Bentor and Eyal, 1970).

In the Igdi Plain a linear diorite with garnet and pyroxene from its contact with granite and pegmatite. In this contact metamorphic zone, the garnet-pyroxene decreases away from the contact, leaving mainly biotite. The contact area contains copper and tungsten minerals (Bogoch and Zilberfarb, 1974).

Along the Dahab coast, harzburgite is metamorphosed at its contact with migmatites and amphibolites. The ultrabasic rock has a central zone of anthophyllite, an intermediate zone area of talc-chlorite, and an external area of phlogopite. It should be noted that in contrast to the previous examples, the contact metamorphic facies is here lower than the older regional facies (Nathan and Zilberfarb, 1980).

A further complication in all these areas is the presence of a later retrograde phenomena developed on all types of metamorphic phenomena, including those of contact metamorphism.

Identification of the contact metamorphism phenomena in the areas noted and in others, permits a separation of different events, allowing a more exact determination of the facies related to the regional metamorphism. From the conclusions stemming from this study, it is clear that the majority of contact metamorphic phenomena are linked or are later than the large granitic phases of Sinai, whereas the dynamo-thermal regional metamorphism was prior to them. It also becomes clear that many of the metallic mineralization phenomena accompany the contact metamorphism and the identification of this metamorphism is likely to help in pinpointing ore deposits.

RELATIONSHIP OF SIZE OF THE CATCHMENT AREA AND
THE QUALITY OF GROUNDWATER IN ARID ZONE COASTAL
ALLUVIAL FANS

Y. KOLTON
TAHAL Water Planning for Israel Ltd.

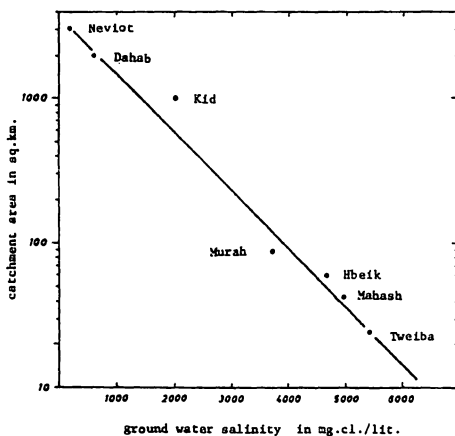
The alluvial fans fringing the coast of the Gulf of Eilat contain exploitable groundwater reserves. The salinity within many of the fans was measured. Test boreholes were drilled into representative fans and the following features observed : (a) Fresh waters reside within a fan as semi-lenticular bodies floating upon saline sea water ; (b) At the interface between the two bodies is a zone of diffusion. This zone has a steep salinity gradient that can vary in thickness between 5 - 20 m; (c) The dimensions of the lens differ from fan to fan in relationship to the catchment area.

In fans that are derived from small catchment areas, the fresh water lenses are very thin and the zone of diffusion extends close to the water table.

The main factor influencing the freshwater lens is the storage capacity of the wadi fill that recharges each individual fan.

When exploring for groundwaters in similar type areas, the best water quality should be expected in the areas draining the largest wadis.

The relationship; Catchment area / ground water salinity
of Alluvial fans in Eilat Gulf



GEOLOGICAL EVOLUTION AND THORIUM-URANIUM AGES OF QUATERNARY
CORAL REEFS IN SOUTHERN SINAI

J. Kronfeld¹, G. Gvirtzman² and B. Buchbinder²

¹Dept. of Geophysics and Planetary Sciences, Tel Aviv University

²Geological Survey of Israel, Jerusalem

Three elevated terraces of fossil coral reefs are found along the coasts of southern Sinai. The modern fringing reef forms a fourth terrace at mean sea level. Thirty-four absolute ages of well preserved corals from the four terraces have been measured. The age clusters fit the odd isotopic stages 1, 5, 7 and 9 and represent high-stand sea-levels that correlate favorably with similar coral reef ages from other parts of the world.

It appears that each morphological terrace does not necessarily represent a single event of deposition of a genetic reef-complex. A morphological terrace may be composed of several superimposed reef complexes, as a result of repeated high-stand sea-levels at the same elevation in different times. Furthermore, a single reef complex may have been divided later by erosion into two separate terraces. These considerations and the field relations between the dated samples and the morphological terraces, lead us to the interpretation that although four reef complexes of different ages are found in southern Sinai, they do not necessarily match with the four morphological terraces.

The oldest reef complex D corresponds to the highest terrace I (+30 m m. s. l.). This reef has undergone almost a complete aragonite-calcite replacement. Only two aragonitic samples were dated as 306 K and 289 K BP. This reef complex probably represents the high-stand sea-level of stage 9. Reef complex C forms the landward side of the next terrace II (+25 m). Four samples of this reef yielded ages of 128 K and 132 K BP in one location and ages of 216 K and 169 K BP in another location. Although the ages are contradictory, we tend to relate reef complex C

to stage 7; however, this assumption needs further clarification. Reef complex B builds the seaward side of terrace II (+25 m) and terrace III (+15 m). The morphological separation into two different terraces occurred later. Seventeen dates of this reef cluster around 81 K - 141 K BP time interval and therefore reef B relates to the high-stand sea-level of stage 5. Reef complex A, which forms terrace IV (+2 m to -1 m m.s.l.) makes up the modern fringing reef; its seaward edge forms the living part. Eleven dates of this reef cluster around the 2.5 K - 6.5 K BP time interval and the reef is related to stage 1 (Holocene).

It is noteworthy that a single sample from the landward side of terrace IV yielded an age of 49 K BP. However, since the sample is partly replaced by calcite, the age is doubtful and does not necessarily indicate a high-stand sea-level of stage 3.

THE STRUCTURE OF THE ARNONA DEEP AND
ADJACENT AREAS, CENTRAL GULF OF ELAT

MART, Y., The National Oceanographic Institute,
Tel-Shikmona, Haifa

SIMPSON, E.S.W., Institute of Oceanography,
University of Capetown, South Africa

A series of high resolution seismic reflection profiles was carried out at the central part of the Gulf of Elat, in order to study the detailed structure of the Arnona and the Aragonese Deeps located there. The Gulf of Elat is known to be the southern section of the Dead Sea rift, and the seismic survey showed that in the deeper part of the gulf, between the boundary faults of the rift, there are anticlines and lenticular grabens. The structural axes of these anticlines and grabens are oriented approximately parallel to the boundary faults of the rift. The structural relationships between the various faults, grabens and anticlines indicate that after a lenticular graben was formed at the sea floor it was filled with a well-bedded sequence of sediments. A tectonic uplift along the axis of the lenticular graben led to the widening of the graben and to the evolution of the axial anticline. The widening of the graben caused the subsidence of its floor in spite of the anticlinal evolution, so that the steeper the anticline, the deeper is the sea floor, until a new lenticular graben starts to develop between one of the anticline flanks and the boundary fault. The data indicate that the

tectonic regime that shaped the southern section of the Dead Sea rift is of simultaneous uplift and tension. It is presumed that this regime is associated with the crustal thinning underneath the Gulf of Elat and the thermal anomaly in the upper mantle there. It is suggested that the Dead Sea rift is an incipient spreading center, extending from the Red Sea.

PETROGRAPHIC EVIDENCE FOR THE ORIGIN OF THE BIRKET RAM XENOLITH SUITE

David W. Mittlefehldt
Dept. of Geology and Mineralogy
Ben Gurion University of the Negev
Be'er Sheva

The xenolith suite of Birket Ram is a bimodal population of rock types, comprising a group of ultramafic cumulates and a group of granulite facies metamorphic rocks. The granulite facies nodules include garnet granulites and amphibole granulites. In some of the coarse-grained garnet granulite xenoliths relict igneous textures are preserved indicating a plutonic igneous history for some of the granulites. The general basic composition of the garnet granulites supports an origin as gabbroic bodies intruded into the crust for the coarser-grained members of the suite. Some of the fine-grained garnet granulites show a homogeneous distribution of clinopyroxene and plagioclase, and a fine-grained volcanic parent may be indicated for these rocks. Garnet often encloses crystals of clinopyroxene, plagioclase, apatite and/or opaques. The texture suggests metamorphic growth of the garnet, rather than igneous crystallization. Therefore, a possible origin for the garnet granulites is crystallization of basic magmas as volcanics and intrusives, followed by burial to the granulite facies P - T regime. The amphibole granulites generally show evidence for replacement of clinopyroxene and garnet by amphibole. However, in some xenoliths the amphibole is in textural equilibrium with clinopyroxene and garnet. This suggests a period of metasomatism followed by recrystallization within the granulite terrain.

The ultramafic cumulate xenoliths are in general amphibole clinopyroxenites to clinopyroxene amphibolitites. The ratio of clinopyroxene to amphibole is quite variable and almost amphibole-free clinopyroxenites and clinopyroxene-free amphibolitites occur. Some nodules are very rich in opaques and a few apatite-rich nodules are found. Olivine is rare, but one amphibole-olivine clinopyroxenite was found. The clinopyroxene is generally in reaction relation with the amphibole, and ragged, optically continuous (but not physically continuous) clinopyroxene anhedral are found poikilitically enclosed within amphibole. Occasionally, clinopyroxene and amphibole share non-reacting borders, showing that these phases co-crystallized. These textures are what one would expect for the crystallization of a hydrous alkaline basalt such as the typical Golan basalt based on phase equilibria studies. In some nodules however, clinopyroxene encloses ragged anhedral of amphibole and other nodules show porphyritic texture in which coarse-grained clinopyroxene and amphibole anhedral coexist with finer grained subhedral to euhedral clinopyroxene. This indicates replenishment of the fractionated melt with a relatively unfractio-nated magma, causing clinopyroxene to be the stable liquidus phase again.

Some composite xenoliths containing nodules of granulite facies rock enclosed within ultramafic cumulate material show that the parent magma of the ultramafics intruded the granulite facies terrain. There is no conclusive evidence that the hydrous alkaline basalt was the source of the fluids that metasomatized the granulite facies xenoliths.

Tectonic shorelines, southern Gulf of Eilat: Recent crescentic slumping ?

Ithamar Perath. The Geological Survey of Israel.

ABSTRACT

The southern shores of eastern Sinai, and the opposite-lying Arabian shore, display a peculiar baylet morphology. These are regarded as crescentic slump scars formed along a great fault escarpment. This fault is part of a N 35°E lineament of active sinistral shearing stress, causing tensional stretching of Ras Muhammad and seismicity more to the southwest.

The Gulf of Eilat in its present form is a recently-formed section of the Red Sea Rift. Its bottom consists of 4 rhombic grabens, aligned en echelon (throws of more than 7 km, water depths 900-1200 m. Ben Avraham et al., 1978). Horizontal strike slip along the Sinai east coast amounts to 60 km. Morphotectonic features dominate both sea bottom and coastal areas.

Most shoreline outcrops are of exposed or thinly-covered Precambrian igneous basement, but south of Ras e-Tantur the shore is largely formed by the Ras Um-Sidd Formation, (Perath, 1977) a Pleistocene coral reef interfingering with cobble beds, raised up to 35 m above present sea level. On the opposite Arabian shore it extends somewhat farther northward.

From Ras Nasrani southward to Ras Muhammad the coastline presents a "nibbled" appearance, due to the regular incidence of small semicircular baylets. These are about 1-2 km wide seaward, and penetrate circularly about $1/2 - 1\frac{1}{2}$ km landward. The same morphology is observed on the opposite, Maqna' - Ras Fartaq coastal stretch.

Between Eilat and Ras Nasrani, only about 55-60 such baylets are distributed along some 200 km of coast (1 per $3\frac{1}{2}$ km). Between Ras Nasrani and Ras Muhammad, some 35 baylets line 40 km of coast (1 per 1 km), with even greater densities on the opposite shore (1 per 600-700 m).

Some of the baylets consist of compound semicircles.

Baylets are commonest in the Ras Um-Sidd Formation, but not confined to it. Their shape has no demonstrable connection to rock structures or fossil reef anatomy (Reef growth is convex seaward; sinks and solution basins are fully circular, and in any case very rare). Nor are the baylets drowned stream valleys, since creeks seldom flow into them (3 out of 35; very young and short channels representing stream capture caused by the baylet), and they all lack submarine canyons.

Marine abrasion, often a shore-shaping factor, is ruled out under the tranquil wave regime and negligible tides of the Gulf of Eilat. Thus, by exclusion, a tectonic explanation is favored, and this for 4 additional reasons, here discussed: 1. The baylets are positioned upon a prominent tectonic lineament; 2. they are young superimpositions on the drainage pattern; 3. they possess well-pronounced slump scar geometry; 4. some of them are associated with recent and subrecent landscape change.

1. The embayed sections of the Arabian and Sinai shores are aligned on a slightly sigmoid line, striking N 35⁰ E, which connects the Arabian and Sinai shores through the Strait of Tiran, where it forms the reef-bearing ridge that separates the Tiran deep in the northwest from the Hume deep in the southeast. The strong bathymetric slopes of this ridge (more than 1400 m depth over less than 2000 m of distance) show it to be a tectonic feature. The SW prolongation of the tectonic line strikes precisely at the Shadwan epicenter (Arieh, 1969). The semicircular northeastern boundary of the Red Sea east of south Sinai, also an intensely embayed shoreline, is possibly an offshoot of this line.

2. The unindented coast between the baylets is sculpted by three consecutive marine terraces, of which the lowest (2-5 m) and youngest is 108-140,000 years old (D. Yaron in Gvirtzman, 1975). The concave inner shoreline of all baylets is unterraced, indicating that they were formed after the youngest terrace, when the sea was at its present level, or lower. Only tectonism can explain the rapid formation of structural features this size.

Moreover, on the eastern shore of Ras Muhammad, which is raised higher than elsewhere, the cliff lining the baylets truncates a shallow wadi system that flows from the rim landward, leaving small hanging valleys. This points to recent downfaulting of a high area to the east, now drowned.

Recent entrenchment is also observed in Wadi 'Awaga, which flows into Solomon baylet north of Mount Safra, laterally capturing a small section of the widely-flowing Um-Markha valley.

3. The theater-shape of all the baylets can be seen, geometrically, as scars or compound scars in a rectangular edge, from which a slanting semi-cylindrical prism has been scooped out. The projected axes of these cylinders (several intercutting cylinders, in some cases) fall upon two lineaments, $1/2 - 1$ and $1-2$ km offshore. It can be shown that such semicylindric scars may result from crescentic slumping, which must occur if the rectangular edge is a normal fault. Compound scars would result from repeated faulting, and/or the removal of slump debris by further sliding or by submarine transport. Bathymetry, showing no indication of slump cones, favors this mechanism.

4. The above-suggested mechanism (tectonic triggering of crescentic fault-scarp slumping) is supported by the presence of two landscape features, of evident recent origin:
- a. A curvilinear (concave eastward) open tension crack, about 800 m long and consisting of two trenchlike sections (2-3 m deep, 3-4 m wide), connecting the baylets of Marsa Abu Muneisil and Cliff bay. A similar set of cracks (regrettably, damaged by earthworks) branches of the wings of Na'ama bay. A similar long tension crack occurs on east Ras Muhammad, below Trig. 42.
 - b. A small crescentic slump which occurred shortly after the March '69 earthquake at Hashabi baylet, widening it by several metres. Changes in the outline of this baylet can be followed since 1906.

The baylet-forming mechanism may be connected to the lateral tension which affects the eastern Ras Muhammad peninsula: tectonic stretching causes recent fissuring and crevassing of the surface, and flooding by seawater of a fossil karst system. The direction of stretching coincides with the Strait lineament and with the Shadwan epicenter, at the entrance to Jubal Strait.

It is suggested that present-day morphology and seismicity of the area point to a sinistral shearing stress between the Red Sea - south Midian (Arabia) block (which includes Tiran Island), and the Sinai Peninsula - Gulf of Eilat. The baylet morphology is a transient phenomenon in the overall process of regional rifting.

***** * *****

SOME REMARKS ON THE MIGRATION OF FOLDING ALONG GEOLOGICAL STRUCTURES

R. Roded

Geological Survey of Israel

The purpose of the present work is to reconsider the hypothesis on the post Neogene folding of the 'Ef'e Anticline and Rotem Basin ('Ef'e Syncline).

This hypothesis on the migration of folding towards North-East (Freund, Zak, 1973) was based on an progressive increase in elevation of the Top Conglomerate of the Hazeva Formation (Ashalon Member, Harash, 1967), which was deposited on an erosive plain on the South-Eastern flank of 'Ef'e Anticline. The elevation of this conglomerate was compared with the elevation of the same conglomerate in the 'Ef'e Syncline. According to the folding migration hypothesis the elevation of the Top Conglomerate found on the 'Ef'e Anticline is increasing towards North-East and the elevation of the conglomerate found in the syncline is decreasing in the same direction. If so, the amplitude of the fold increases towards North-East and the age of folding is younger in the same direction.

Recent rechecking of the Top Conglomerate on the 'Ef'e Anticline flank, shows that this elevation varies between 385 m in the South-West to 395 m few kilometers to the North-East.

Furthermore the same conglomerate was found in the Syncline at the elevation of 380 to 385 m. The decrease in elevation of the conglomerate towards North-East, which was attributed to an increase in the folding amplitude, is now interpreted to a decrease on elevation of a younger redeposited conglomerate forming fluviatile terraces, belonging to the present day hydrographic system. Therefore the elevation of the Top Conglomerate found on the 'Ef'e Anticline flank, was previously compared with the elevation of a younger conglomerate found in the Syncline.

The Top Conglomerate containing allochthonous "imported" chert, which was found in the syncline at the elevation of 380 to 385 m, has a fairly strong carbonate matrix in all the outcrops at this elevation. However, the younger conglomerates forming terraces, have a loose detritic matrix. It is to be noted that the sandy Rotem Member, contains also thin horizons and lenses of allochthonous "imported" chert in various places in the section. Towards the top of the section, the presence of allochthonous chert is more frequent, and the uppermost part of the section which is conglomeratic was called Ashalon Member (Harash, 1967).

Another outcrop of conglomerate, found just North of Nahal Heimar at an elevation of 200 m which was supposed to show further increase in the folding amplitude towards North-East is not at all the Top Conglomerate, but a young fluvial terrace built up by a loose conglomerate containing mostly sub-angular elements of Mishash Chert, sub-rounded elements of limestone and dolomite and almost totally lacking allochthonous "imported" chert elements.

In conclusion: The migration hypothesis of the folding age in the 'Ef'e area, which was based on the elevation differences between the outcrops of Top Conglomerate on the 'Ef'e Anticline flank and the conglomerate outcrops in the syncline, does not compare conglomerates of the same age. Furthermore, the erosion plain on the 'Ef'e Anticline flank on which allochthonous "imported" chert relicts were found, has the same elevation of 385 m as the conglomerate with a carbonate matrix which is considered as the Top Conglomerate, found in the syncline. The high elevation of the Top Conglomerate in Arad area is attributed to the general young uplift of the Judean and Northern Negev backbone.

SELECTED REFERENCES

- Freund, R. and Zak, I., 1973, The migration of folding and faulting along geological structures: Teva Va'aretz, v. 15, pp. 264-270 (in Hebrew).
- Harash, A., 1967, The geology of the Yeroham-Dimona Plain, M.Sc. thesis, The Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew).
- Shahar, Y., 1973, The Hazeva Formation in the Oron-'Ef'e Syncline, Israel. Isr. Jour. Earth-Sci., v. 22, pp. 31-49.

On the evolution of the Jordan - Dead Sea Rift

Nachman Schulman - Dept. of Geology, The Hebrew University

The various tectonic models of the Jordan -Dead Sea Rift were, as a rule, inspired by the world-wide tectonic theories prevalent at the time of their shaping. Modern tectonic interpretation of the Jordan-Dead Sea Rift begins with Quennell's (1956) model, which followed the identification of large-scale transcurrent faults with remarkable horizontal displacements, in the USA, Scotland, New Zealand and elsewhere.

In his structural analysis Quennell applied Anderson's dynamic theory and based his interpretation on two preconceived maxims:

a. The differential movement of rigid blocks involved the sialic crust only and, therefore, the pull-apart of the Dead Sea trough exposed the basaltic layer at its bottom. This interpretation, common in many parts of the world at this time, came to explain the relatively shallow seismicity observed along the major transcurrent faults.

b. All post-Jurassic structural features in the whole area are part of the Rift system and are causally connected with it. This too was in compliance with the structural interpretations, predominant at those times, which attributed all the structural features on a global scale, to the stress field originated by the major transcurrent faults. Moody and Hill (1956) expounded this approach in the extreme. A similar reasoning guided Freund in all his works, especially in his brilliant and consummate structural analysis of 1974. In this paper Freund accomodates the entire 105 Km slip in the extension of the Red Sea in the south and in the compression in the

Zagros - Taurus range in the north.

1968 marks the birth of the plate tectonics hypothesis, which was enthusiastically accepted by most geologists. This comprehensive, all-embracing theory summons the regional tectonic analysis even on a limited scale, to congruency with the global pattern of motion. The main principles of plate tectonics are the global pattern of balanced motion and the assumed locale of the differential motion at the lithosphere-asthenosphere boundary. The new outlook of the regional geologists expands far beyond the confines of the limited geologic unit, and the understanding of the dynamic processes has to be sought for much deeper than in the earth's crust. Plate tectonics theory had its impact on the ideas expressed by Garfunkel and by Schulman in 1979 and 1980. The Kinematic model of the Rift must fit, quantitatively and phenomenologically, the evolutionary stages of the Red Sea, the lithospheric plate motions and the asthenospheric processes. There are, as yet, few data concerning the evolution of the Red Sea, which are not controversial.

Hand in hand with the large-scale tectonic analysis, a well-founded structural model should explain also the smaller, secondary features, directly associated with the Rift. The areal distribution and variation of the rim structures is known: Sinistral strike-slip faults (post-Early Miocene) in east Sinai subparallel with the Gulf of Elat; transversal dextral strike-slip faults (post-Early Miocene) in north Sinai and central Negev, younger than and discordant with the major folds; small compressive structures along the Arava; normal faulting in the Dead Sea area; normal step-faults on both sides of the Jordan Valley.

Seismic data from east of the Jordan led Nur and Ben-Avraham (1978) to explain the absence of horizontal-slip features in the Jordan Valley by postulating a gradual, lateral diffusion of the relative slip along an array of branching faults - the total slip decreasing from south to north.

Recently, detailed micro-structural analyses are being carried out on a regional scale, as well as in limited, critical areas. No doubt, these works will yield valuable information on the tectonic evolution.

All in all, it seems that a thorough deciphering of the age of initiation of the Rift, as well as a more precise and detailed timing of its evolutionary events, are of paramount importance in defining and constraining the tectonic interpretations. For the time being, the information on the thickness, nature and age of the grabenfill is scarce and controversial.

THE GEOLOGICAL MAP OF THE MAKHTESH RAMON AREA (COMPILATION)

Amit Segev

Geological Survey of Israel, Jerusalem

Compilation of some geological maps from the Makhtesh Ramon area was carried out within the framework of the uranium prospecting project headed by the Geological Survey of Israel and the Nuclear Research Center, Soreq.

The source maps differ in scale, level of details and date of completion. The maps were adjusted to a 1:50,000 scale. Two small areas which were not mapped previously were completed by photogeology.

Source maps:

- Bar, G., 1981 (in preparation), The Geology of Arif-Betor Line, Ma'ale Ha-meishar Area. M.Sc. thesis, Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew).
- Bentor, Y.K. and Vroman, A., 1964, The geological map of the Negev, 1:100,000, Har Lotz sheet, Geological Survey of Israel.
- Garfunkel, Z., 1964, Some Tectonic Problems in the Ramon Line. M.Sc. thesis, Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew).
- Garfunkel, Z. and Katz, A., 1967, New magmatic features in Makhtesh Ramon, southern Israel. Geol. Mag., 104, pp. 608-629.
- Itzhaki, Y. and Starinsky, A., 1964, Geological map of Nahal Nekarot, 1:20,000, Geological Survey of Israel.
- Katz, A., 1968, Petrological and Geochemical Problems in the Mahmal Formation, Ramon Crater. Ph.D. thesis, Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew).
- Nevo, E., Mazor, E., Shilo, A. and Zak, I. (under supervision of Y. Bentor and J. Friedman), 1958, Geological map of Makhtesh Ramon, 1:20,000. Geological Survey of Israel.
- Zak, I., 1968, Geological map of Israel, Makhtesh, Har Gevanim, 1:20,000. Geological Survey of Israel.
- Zilberman, E., 1977, The Geology of Sa'a d Nafha Line, Ramat Avedat. M.Sc. thesis, Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew).
- Zilberman, E., (in preparation), The geology of the Ramon Fault Line.

A PLATE TECTONIC FRAMEWORK FOR THE SINAI PRECAMBRIAN -
A WORKING HYPOTHESIS

Aryeh E. Shimron
Geological Survey of Israel

The earlier phases of the Proterozoic evolution of the Sinai Peninsula can be divided into three major tectonothermal and magmatic events:

- 1) The formation (deposition, magmatism, polyphase deformation and amphibolite facies metamorphism) of a basal succession (s), which is hereafter referred to as the "Basal Complex".
- 2) The eruption of calc-alkaline volcanics and deposition of closely related volcanoclastic, flyschoid and turbiditic sediments, their deformation and metamorphism, producing the Volcanic Arc Complex.
- 3) The emplacement of mafic, ultramafic and soda-rich felsic complexes.

The Basal Complex which incorporates the Feiran and Elat Groups of high grade metamorphic rocks seems to have developed as an early crustal block in Sinai, at least 850 m.y. B.P. and very probably 960 m.y. B.P. The volcanic arc region incorporating the Kid and Sa'al Groups developed somewhat later, between 850 and 640 m.y. B.P. The final major tectonothermal upheaval which culminated in a regional recumbent fold and thrusting event and the emplacement of the oceanic crust-mantle association appears to have taken place at about 620 ± 10 m.y. B.P. and accordingly these basic and soda-rich rocks show only the final tectonic imprint and the more reliable isochrons. The geochronological evidence, from many sources, although still somewhat controversial, suggests that a period of at least 350 Ma elapsed between the initial metamorphism of the Basal Complex and the final invasion of the region by Pan African calc-alkaline and alkaline batholiths and lavas, circa 600 ± 20 m.y. B.P.

The plate tectonic scenario has been influenced by the following propositions:

- 1) The late kinematic plutons and metabasite (schistose) dykes in the basal complexes of Feiran and Elat are the result of a phase of rifting and

crustal attenuation along a continental margin. This dyke swarm probably separates the earliest from the later Proterozoic events in Sinai since it is absent from the Volcanic Arc Complex.

- 2) The calc-alkaline high Na/low K volcanic arc rocks show features characteristic of present day convergent plate margins (i.e. western Pacific), resembling in particular the Japanese archipelago with its continental basement substratum and a long history of evolution. Criteria such as the greater abundance of pyroclastic rocks rather than flows, flysch-turbidite interbeds and the combination of a high T/low P metamorphism in the backarc region (Dahab Ophiolite) and apparently low T/high P metamorphism in the forearc region (see below), taken together distinguish the Sinai volcano-sedimentary system as an arc deposit.
- 3) The metamorphosed harzburgite peridotite-layered gabbro-greenstone complex (Dahab Ophiolite) along the northern portion of the volcanic arc is a section (Fig. 1), albeit incomplete and fragmented, of oceanic crust and mantle and thus very probably an ophiolite. A thermal aureole increasing in grade towards the ophiolite suggests a high thermal gradient typical of marginal basins in which the ophiolite evolved. However, the possibility that this complex represents the root or substratum of the arc succession to the south may not be entirely ruled out.
- 4) The Kid volcanic arc sequence (Heib Formation, Fig. 1), is separated along its southern margins from a dominantly sedimentary marl-shale-greywacke sequence (Tarr Formation) showing a different tectonothermal history, by a series of generally E-W trending tectonic lineaments which notably produce no obvious dislocations. These complex zones are, however, belts of continuous mobility which are preferentially located along a major turbidite sequence (Beda Turbidites) with slide conglomerates and a tectonic, but also what appears to be an olistostromal mélangé, exceeding 3 km in width. The Tarr belt of unique magmatic and metasomatic rocks containing albitites, trondhjemites, Mg-Fe carbonates, ubiquitous rutile and actinolitic amphiboles often forming a massive polyphasal breccia matrix, was emplaced into this setting. Both stratigraphic and tectonic

control for emplacement is evident and the complex is interpreted as delineating a subduction zone for the following reasons:

- a) The entire sequence of turbidites, major units of resedimented conglomerates and what are interpreted as olistoliths of tuffaceous mud slide deposits and large (> 50 m) blocks of other volcanic units rest often within an chaotic albitite-actinolite-carbonate network. Although not an ophiolite sensu strictu, the up to 10 km long and 3 km broad unit shows many similarities with an ophiolitic mélangé found in subduction trenches.
- b) The tectonic lineaments (wadies Hatamyia, El Pah, Samra and others) are believed to be manifestations of contrasting tectonic events, first an underplating or underthrusting (subduction) which was followed by shallow angle thrusting. The latter may reflect the southward propagation of thrust sheets seen along wadi Kid, from the Dahab Ophiolite belt. It may also indicate a "tectonic rebound" following subduction, which also caused the chaotic mixing of trench rocks with deep and shallow level Na-rich felsic, mafic and carbonate magmatic phases. Much of the emplacement was by forceful injection of highly differentiated gas-charged magmas into these lineaments (Shimron, 1975).
- c) The Tarr albitite-carbonate complex indicates by the very nature of its chemistry, mineral assemblages and tectonics (Shimron, 1975, 1980; Bogoch, 1980) a mantle origin. The existence of a comagmatic igneous suite incorporating trondhjemites (mostly albitites), Mg-Fe carbonates and mafic with ultramafic rocks points to partial melting at great depths, of eclogite, high Na/low K tholeiite or amphibolite. A subduction zone provides a ready mechanism for fusion of mantle at such depths.
- d) Arth et al. (1978) have pointed out that trondhjemitic liquids leaving behind a residual hornblende fraction can form by fractional crystallization or partial melting in the lower crust or mantle and Koster Van Groos (1975) has shown experimentally that Mg-Fe carbonates will form an immiscible fraction at CO₂ pressures greater than 10 kb (corresponding to at least 35 km depths). It is perhaps interesting that such conditions are close to the depth of crystallization of both pumpellyite-lawsonite

and jadeite bearing rocks in classical (post Precambrian) high pressure subduction terrains. Both the existence of Mg-Fe carbonates in the presence of eclogite and the retrograde production of albite from the breakdown of jadeitic pyroxene in the presence of quartz are known in high pressure Alpine ophiolite regions. Furthermore, the carbonate sequence breunnerite-dolomite-calcite (also forming during high to low P decompression of synthetic peridotite) and the high pressure titanium polymorph rutile (characteristic of granulite and eclogite facies terrain) are a distinctive peculiarity of the Tarr complex. In addition serpentization, abundant talc and peculiar high temperature calc-silicate rocks (meta-rodingites ?) and possibly retrograded eclogite xenoliths in gabbro-hornblendite blocks (Shimron and Bogoch, in prep.) are also present and distinguish the area as a high pressure complex.

The entire section from Basal Complex to subduction zone in southeast Sinai is at most about 40 km across, hardly sufficient for a back to fore-arc section in present day examples. However, most of the Kid volcanic arc system has already been extensively denuded before metamorphism and furthermore, vertical isoclinal followed by recumbent folding and the juxtaposition of thrusts-nappe units probably resulted in a tectonic shortening estimated to have been at least 200%. Subduction and resultant crustal shortening could not however be fully compensated by thrusting and the juxtaposition of napps. Strain was transferred to major NNW (320°) and finally NNE (020°) fracture-shear zones such as are represented by the Catherina and Agram (Sa'al) lineaments. These zones of high strain and heat flow were belts of continuous magmatic, volcanic and tectonic activity since at least before circa 610 Ma. The Agram lineament delineating the SW boundary of the Sa'al Group, is a left-lateral fault zone of about 50 km slip along which the Sa'al Group was ripped away from the Kid Group during the culmination of the Pan African subduction, and the regional NNW tectonic and metamorphic overprint.

The whole region briefly described may represent vestiges of a Proterozoic analogue to more recent paired metamorphic belts such as characterize the western Pacific arc terrain.

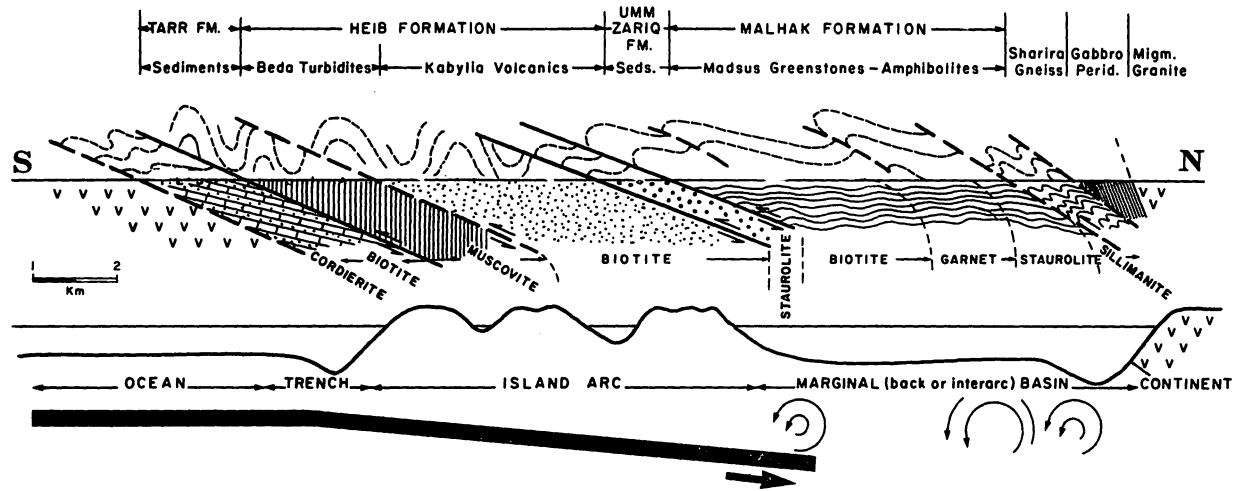


Fig. 1. N-S section (schematic) across the Kid Group showing the major tectonic and stratigraphic units, major thrusts and configuration of metamorphic isograds. The proposed plate tectonic framework is indicated below. The Malhak Formation mafic lavas and Sharira gabbro-peridotite represent the Dahab Ophiolite. Proposed subduction complex lies between the Tarr and Heib Formations.

BIBLIOGRAPHY

- Arth, J.G., Barker, F., Peterman, E. and Friedman, I., 1978, Geochemistry of the Gabbro-Diorite-Tonalite-Trondhjemite Suite of Southwest Finland and its implications for the Origin of Tonalitic and Trondhjemitic Magmas. *Jour. of Petrology*, vol. 19, pp. 289-316.
- Bogoch, R., 1980, Genetic Models for the Precambrian Tarr Albitite Complex, Southeastern Sinai. *Geol. Surv. Israel, Current Research*, pp. 6-8.
- Koster Van Groos, A.F., 1975, The effect of high CO₂ Pressures on alkalic rocks and its bearing on the Formation of Alkalic Ultrabasic rocks and the associated carbonatites, *Am. Jour. Sci.*, vol. 275, pp. 163-185.
- Shimron, A.E., 1975, Petrogenesis of the Tarr Albitite-Carbonatite Complex, Sinai Peninsula, *Min. Mag.*, vol. 40, pp. 13-24.
- Shimron, A.E., 1980, Late Phase Deformation and Mylonite Belts in Sinai: Pan African Thrust Fault Tectonics. *Geol. Surv. Israel, Current Research*, pp. 75-80.

THE NATURE OF Mo - Cu DISPERSION IN WADI SEDIMENTS EMANATING
FROM THE HATIMIYA-SAMRA MINERALIZATION (SOUTHERN SINAI)

A. Zilberfarb, S. Ilani and A. Itamar
Geological Survey of Israel

The dispersion of metals in wadi sediments of arid environments has a specific nature. The main factors in determining dispersion are the specific gravity of the mineral(s), type of mineral (sulfide, oxide, etc.), type of sediment (proluvium, alluvium, etc.), topography and form of energy producing the dispersion (in this case, flow of water). For southern Sinai, the latter two factors are most significant.

The mineralized area (Zilberfarb *et al.*, 1981) is centered between wadis Samra and Hatimiya. Mineralization occurs mainly in quartz veins cutting meta-conglomerates and meta-volcanics of the greenschist facies of the Kid metamorphic complex.

The mineralization occurs over an area of approximately 1 km². The main elements are Mo, concentrated largely in molybdenite and locally powellite, and Cu, in chalcocite, chalcopyrite, chrysocolla and malachite.

The results of wadi sediment sampling indicate the presence of primary and secondary dispersion. Highest concentrations of Mo and Cu occur in small wadis in the mineralized area. This primary dispersion extends ~ 1.5 km from the source. The secondary dispersion anomaly extends from 1.5 to 4 km from the mineralization and is lower in magnitude than that of the primary dispersion.

A model of decreasing concentrations of metal as a function of distance from the mineralization is not continuous. The high values occur in groups (of samples), with varying intensities, surrounded on both sides by low values. This is explained as due to variations in water flow in the flood regime of the area, resulting in irregular movement of anomalous material to different distances from the source area.

**EXPLANATORY NOTES ON THE
FIELD EXCURSIONS**

GEOLOGICAL SOCIETY, ELAT 1982**FIELD TRIP NO. 1: EXCURSION TO THAMAD**

**Y. Bartov and G. Steinitz
Geological Survey, Jerusalem**

Introduction

The aim of this field trip is to study the tectonics of the Thamad fault and history of the area, mainly as reflected in the sediments of the Sayyarim Formation. The Thamad fault is the southernmost fault of the Central Sinai - Negev fault zone (Bartov, 1974). It can be traced from the Gulf of Suez (Gebel Sommar), across Sinai, reaching the Arava Rift Valley just north of Be'er Ora. Its continuation, offset some 110 km to the north, is traceable in Jordan as the Wadi Dana fault. The Thamad fault is considered to be a right lateral fault, having about 0.5 km horizontal displacement. Vertical displacements recorded are up to 1000 meters. Its age postdates the 19-21 m. y. magmatic phase.

From Elat we drive westwards through Nahal Shelomo to Elat Pass. On the way we pass the Elat basement complex and the sedimentary sequence (Cambrian-Neogene) in the Shelomo Graben, the latter being one of the Dead Sea Rift margin structures in this area.

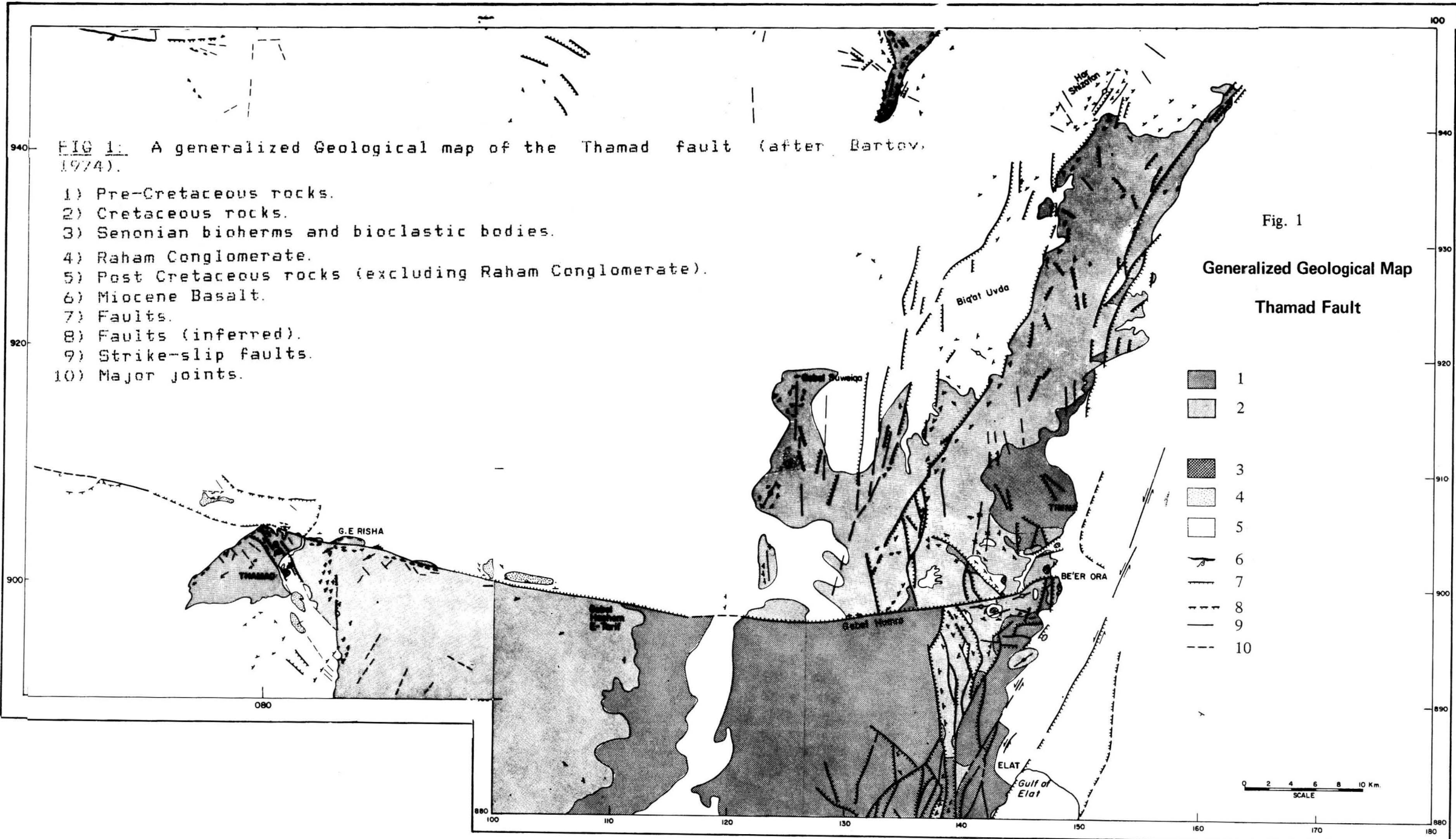


FIG 1: A generalized Geological map of the Thamad fault (after Bartov, 1974).

- 1) Pre-Cretaceous rocks.
- 2) Cretaceous rocks.
- 3) Senonian bioherms and bioclastic bodies.
- 4) Raham Conglomerate.
- 5) Post Cretaceous rocks (excluding Raham Conglomerate).
- 6) Miocene Basalt.
- 7) Faults.
- 8) Faults (inferred).
- 9) Strike-slip faults.
- 10) Major joints.

Fig. 1
Generalized Geological Map
Thamad Fault

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10

0 2 4 6 8 10 Km.
SCALE

STOP NO. 1 (optional)

CAMBRIAN SEDIMENTS

The Cambrian sequence comprises in this area of the Amudei Shelomo and Timna Formations, overlying the Infracambrian Peneplain.

Direct evidence for the age of the peneplain in this area is (Bielski, 1982):

- 1) The latest phase of granitic batholiths in Sinai and Elat area have been dated by the Rb/Sr method as 580-600 m.y.
- 2) Rb-Sr whole rock isochron for the Amram Quartz-Porphry, clearly underlying the peneplain, yields an age of 548 ± 5 m.y. (see fig. 2). This isochron represents the best age approximation for the Volcano-Conglomeratic series (Bentor, 1961) consisting of alkali rhyolites, welded tuffs, ignimbrites etc.
- 3) Mineral age resetting in the basement as dated mainly on biotites yields Rb/Sr ages of 530-540 m.y., which are interpreted as representing a thermal event. This event has not been recorded, so far, from the sedimentary column.
- 4) The marine carbonates of the Timna and Har Amram area yield fossils (trilobites) of the upper lower Cambrian (Issafenian stage) (Parnes, 1971).

Bielski (1982) concludes that the Lower Cambrian section may be younger than 530 m.y. Gale and Odin (1981) suggest that the Precambrian - Cambrian boundary be placed in the time interval 520 - 540 m.y

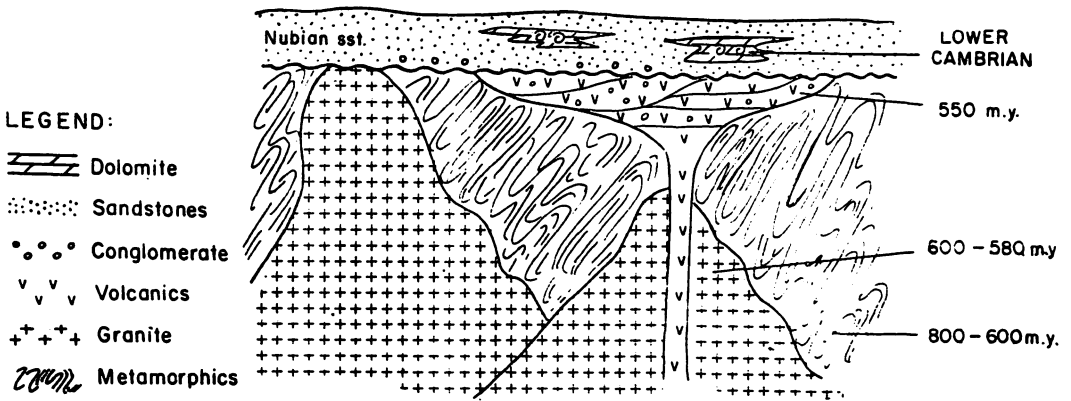
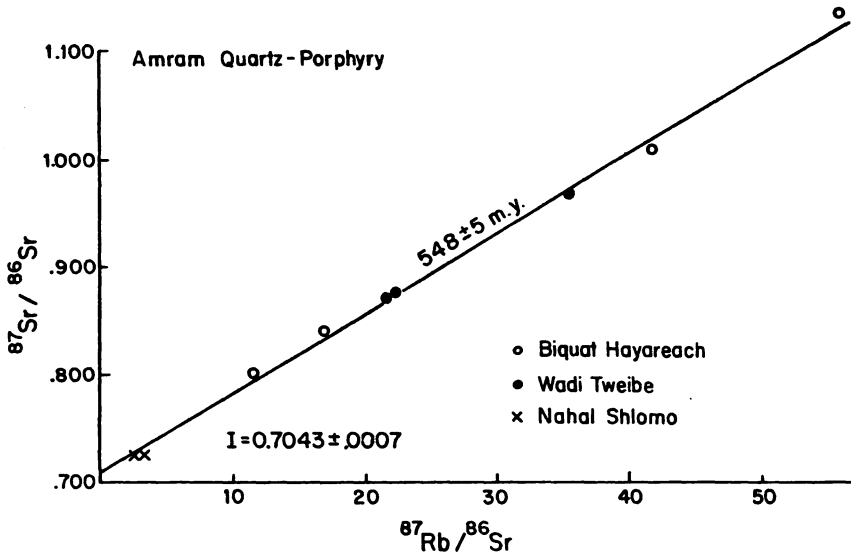


FIG. 2. Age relations pertaining to the peneplain; Numbers given are Rb-Sr whole rock ages (after Bielski, 1982)

STOP NO. 2 (optional)**HAREI NESHEF & MOON VALLEY**

The Precambrian massif of Harei Neshef (80 sq. km) is composed of late Precambrian alkali-rhyolites (lavas, tuffs, and ignimbrites) and their hypabyssal equivalents, forming part of the alkaline Katharina Province of Sinai (Agron and Bentor, 1981).

The area is morphologically representative of the mature landscapes of the internal parts of Central Sinai. Just a few km to the east we have passed an area undergoing intense morphologic rejuvenation. The floor of the Moon Valley is filled with young alluvial sediments derived from the Judea Group exposed on mountains situated to the east of it.

STOP NO. 3**HASHAM-E-TARIF**

This stop is situated on the Thamad fault (7 km west of Nahal Paran). It is one of the localities along the Thamad fault exhibiting hydrothermal activity which can be related to the fault (fig. 3).

The Thamad fault in this area exposes horizontal Hatira and Hazera Formations on the southern block and a northwards tilted sequence of Cretaceous rocks (Hatira to Sayyarim Fm) on the northern block.

The mineralization body is located on the fault plane proper, extending some 200 x 150 meters. Rocks of the Hatira and the Hazera Formations are affected, on both sides of the fault plane. The mineralogy determined so far (Bogosch and Wurtzburger, 1971) is: hematite, barite, goethite, dolomite and tourmaline. These minerals are forming irregular zones showing corrosion textures. In places massive hematite and barite are observable.

Post mineralization movements are recorded as horizontal slickensides on E-W trending fault planes in the ore body.

Other occurrences of hematitic ore bodies are known on the Thamad fault at Gebel-e-Risha (some 25 km to the west). Similar bodies are known in several places along faults belonging to the Central Sinai - Negev Shear Zone (the best studied is in the Paran area).

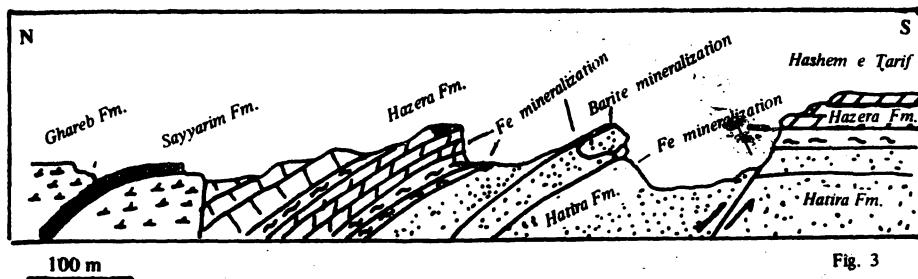


Fig. 3

FIG. 3. Geologic cross section, Hasham e Tarif area.



FIG. 4: Mineralized area, Hashem e Tarif, looking south.



FIG. 5: Mamluke engraved inscription, at the road cut, Arqub el Baal.

STOP NO. 4

RAHAM CONGLOMERATE

The Raham Conglomerate (Garfunkel et al, 1974) of Tertiary age is overlying in this area Eocene chalks and chert beds. In the vicinity of the Thamad fault it is faulted and deformed. At this locality a sequence of some 50 meters is exposed, generally similar to the type section at the Raham Graben, north of Be'er Ora. The sequence is made of basal beds of shales, containing reworked Eocene foraminifera, which are overlain by a coarse bedded boulder conglomerate, having poorly rounded pebbles of up to 50 cm in size.

Garfunkel et al, (1974) who studied this formation concluded that a structural relief of about 2 kilometers already existed in the vicinity of the Gulf of Elat when this conglomerate was deposited, and that brackish marine fossils that were found in the near shore outcrops indicate that an ancestral Gulf of Elat already existed.

STOP NO. 5

MAMLUK ROAD CUT

20 km east of Thamad, in Eocene white chalk, a white road cut which was built by the Mamluke Sultan Qunshuh el Ghuri between 1500 - 1510 will be visited.

This pass which is about 9 meters wide and 1 - 3 meters high was part of the work which was done by the Mamelukes along the ancient Darb el Haj (Pilgrim Road) which included rebuilding of fortresses and water reservoirs. At this stop two engraved inscriptions were left, commemorating works at Arqub el Baal.

Darb el Haj is a road which connects Elat to Suez and is considered to be of biblical time ("Way of Mt. Seir"). It was used by Moslems who pilgrimaged from Egypt and N. Africa to Mecca. (For details on this locality see Ilan, 1971)

STOP NO. 6 (optional)SAYYARIM FM., UPPER PART
THAMAD FAULT STRUCTURES

Just north of the road the upper part of the Senonian Sayyarim Formation is faulted against the carbonates of the Turonian Gerofit Formation. This part of the Sayyarim Fm consists here of an association of cherts, chalks, porcellanites, phosphorites and concretionary carbonates. This part of the section is known also in the Elat area but is not exposed further west at any point close to the Thamad fault.

The trace of the Thamad fault is observable in the landscape as well as secondary anticlinal features along it. These features are developed in Judea Group limestones and dolomites. A correlation can be shown between the type of these structures and the trend/dip of the fault plane. Thus they are considered to be genetically secondary features of the fault. The important structural parameters of these secondary structures are listed below.

eastern coord.	type of fault	dip of fault	downtrown to the	area
095	-	-	North	East of Abu Bteima
0939	"reverse"	60 deg. N	South	Eastern Abu Bteima dome
0925	"reverse"	85 deg. N	South	Western Abu Bteima dome
0891	"normal"	88 deg. S	South	Garfat dome
0880	-	-	North	Eastern Q. Risha dome
0865-0870	"reverse"	50-70 deg. S	North	Central Gebel Risha dome
0852	"normal"	88 deg. N	North	Western Gebel Risha dome
0842	"reverse"	70 deg. N	South	Tarfan dome
0815	-	90 deg.	North	Wadi Thamad syncline

STOP Z

Crossing southwards of the fault zone we drive up one of the anticlinal structures (Abu Bteima). At the structural culmination we stop to observe the contact between the Turonian Gerofit Formation and the Coniacian Zihor Formation (Lewy, 1973). The section exposed at this locality is the most developed in terms of Coniacian ammonite zones.

STOP B

THAMAD JUNCTION - SAYYARIM FORMATION

At this station we observe the lower part of the Sayyarim Formation. Lithostratigraphic correlation with sections in the Negev show this part to be equivalent to the Menuha Formation. The contact between the Menuha and the Mishash equivalents is seen to the south of the outcrop. The section consists of chalk, marl, shales, dolomites and phosphorites. In the Elat area and southwards sandstone bodies are developed in this part of the section.

Several dolomitic "dikes" are found in the observed section. Here they are 5-50 cm thick and have a height of up to 30 meters. The lithology of the discordant bodies is a sandy (silty) dolomite, locally slightly silicified. Their form is wedge shaped. They are found only in the lower part of the Sayyarim Formation and are terminating upwards towards a single phosphoritic bed.

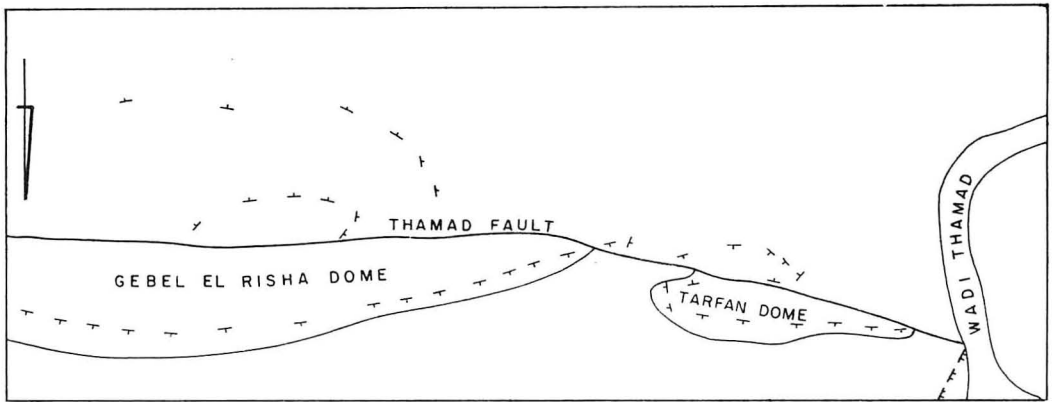
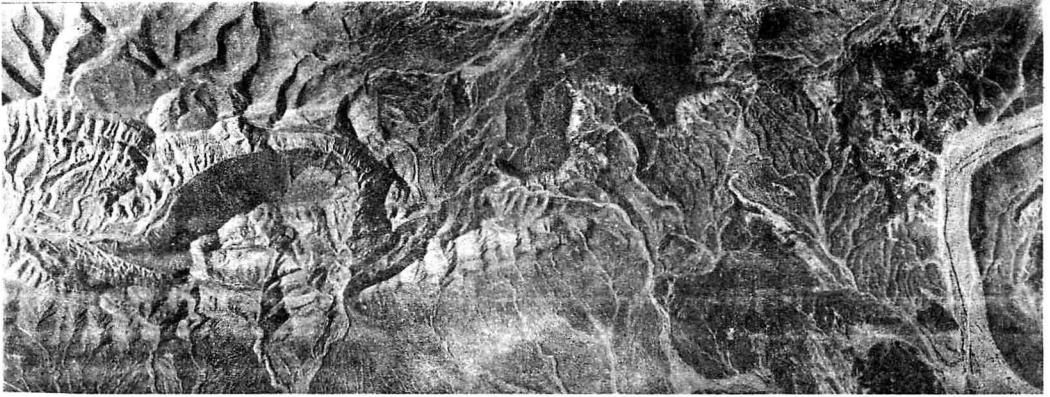


FIG. 6. Gebel e Risha and Tarfan domes along the Thamad fault.

FIG. 7: Geologic map of the Thamad Area (in pocket).

FIG. 8: Structural map, Thamad area (in pocket).



FIG 9: Dolomite (silty) dikes, southwest of Thamad (air photo).

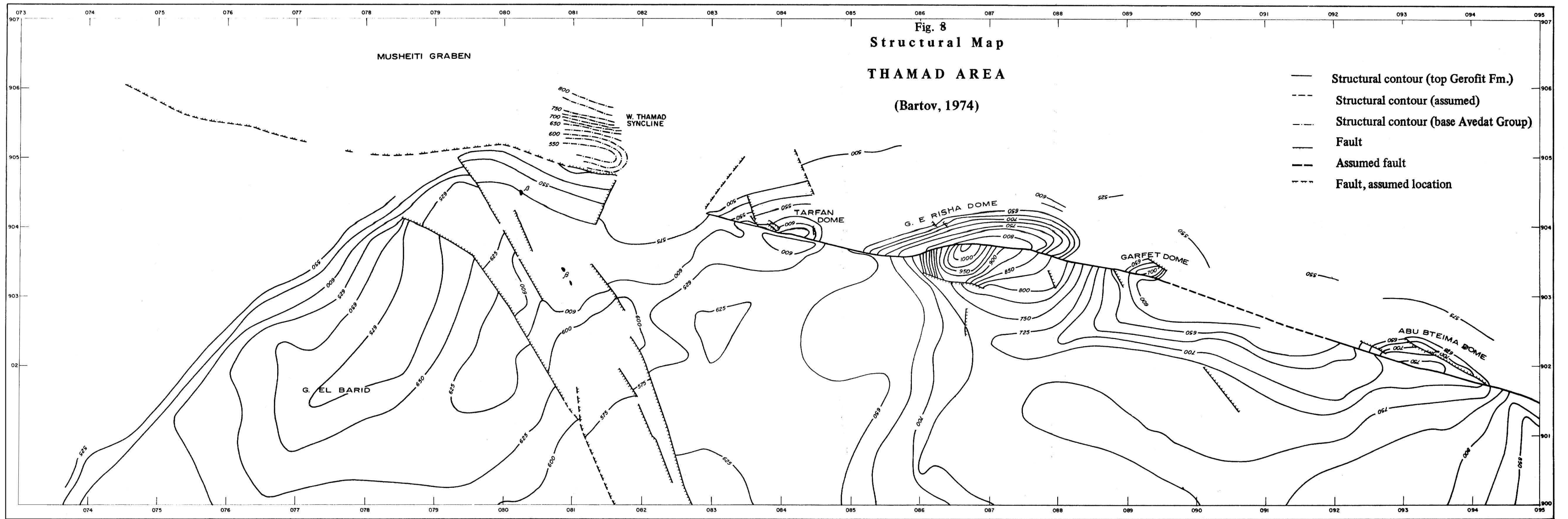
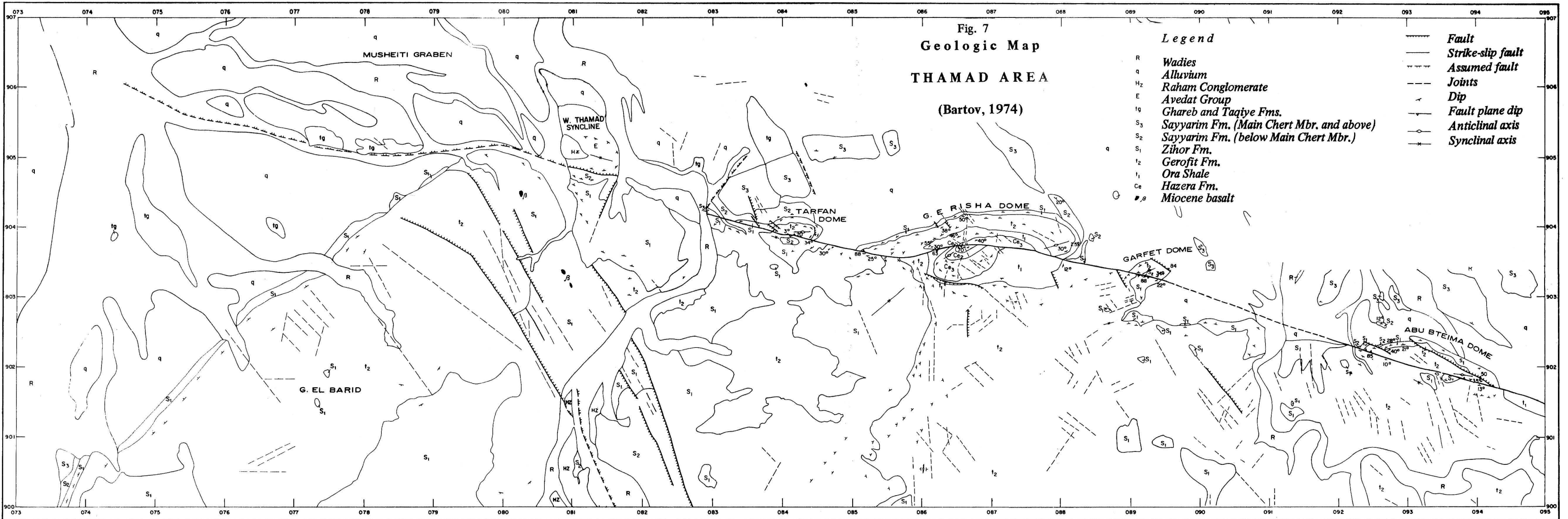




FIG. 10. Dolomite dikes, looking south

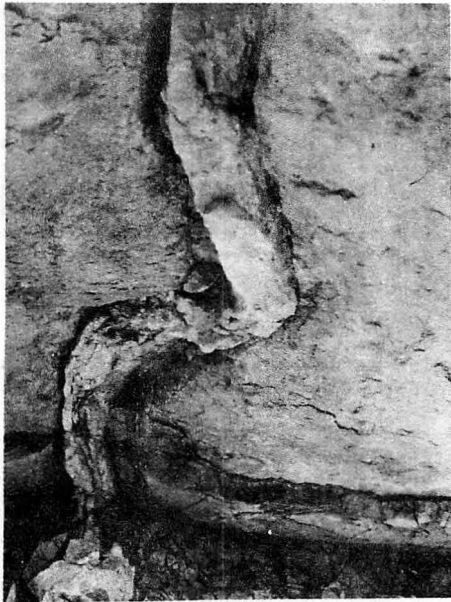


FIG. 15. Cherty limestone sedimentary dike, cut by the overlying bioherm and deformed, probably due to compaction.

STOP 9**WEST OF THAMAD - DOLOMITIC CLASTIC DIKES**

At this locality we observe the structural parameters of two dolomite dikes. These dikes are part of a system which is mappable from air photos (fig. 9). Within an area of 100 square kilometers hundreds of such dikes are observable. Some reach a width of 2-3 meters and a length of 500 meters (fig. 10). The two dikes visited at this locality are trending N-S and one which connects them is trending E-W. Their width attains some 50 cm. In both cases it can be followed how they thin out downwards, their continuation in the underlying chalk manifested as a vertical joint.

The spatial distribution of these bodies, their geometrical properties, their lithologic composition and their relation with the adjoining sediments, all suggest them to be seafloor crevasses filled by a silty sediment. Relicts of this sediment type are not found as a bed within the sequence itself.

At this station special relations are observable between concretionary dolomite bodies and the clastic dikes (figs. 11, 12):

- a) Concretions and concretionary beds coalesce one into the other.
- b) Concretions and concretionary beds are never cut by the clastic dikes. Rounded (typically "concretionary") edges of the former tend to be parallel to the clastic dikes near them (keeping a distance of 5-20 cm).
- c) These "phobic" relations between the two types of structures is noticed in vertical and horizontal sections.

These geometric relations lead to the conclusion that the concretions and the concretionary beds are diagenetic features, formed within the sedimentary column after the vertical disturbances were already developed to their full vertical extension. Thus the depth of formation of the concretions can thus be estimated to be 1 - 10 meters below the sediment-water interface.

STOP 10**NORTH OF THAMAD**

The Saygarım Formation is developed here with a chalk unit at its base, overlying the Zihor formation. Climbing the first limestone-marl ledge we reach:

- a) The phosphoritic bed (marker horizon) observed before. Following this marker a few tens of meters to the east a hard bioclastic, somewhat silicified limestone bed is found. This bed can be traced further to the east, towards STOP 11, thickening considerably and forming there a prominent ledge (bioherm).
- b) Overlying the phosphoritic bed porcellanites are encountered (not found in the section to the south, shown before).
- c) Two concretionary limestone beds are developed in the porcellanite. Some of the concretions coalesce to form a concretionary bed. Furthermore, a vertical (5 meters) concretionary body connects concretions from the lower bed with those of the upper one. These relations again attest to the diagenetic origin of such structures.

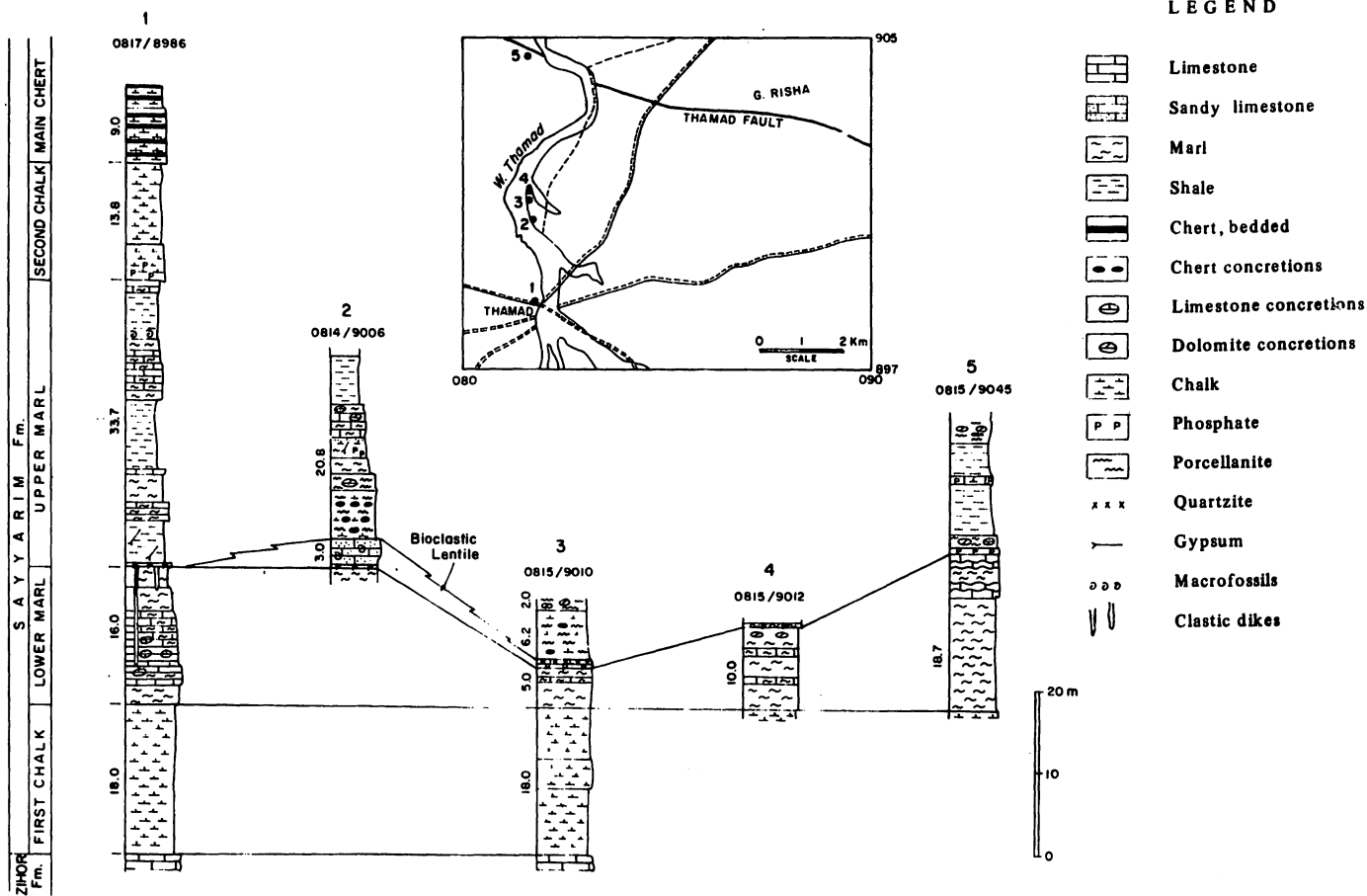


FIG. 11. Sections in the Sayyarim Formation, Thamad area.

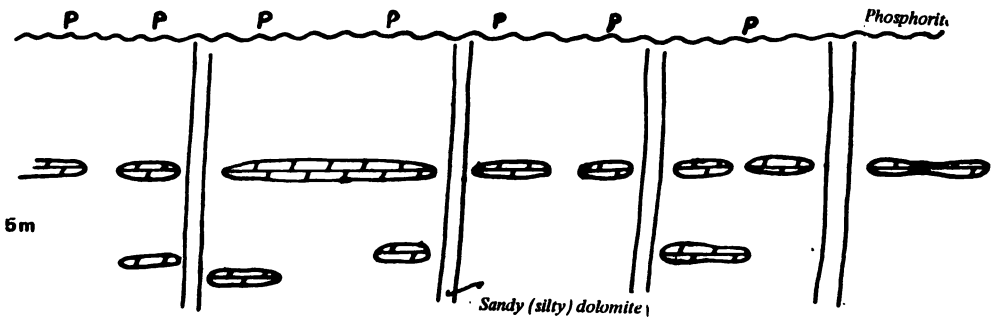
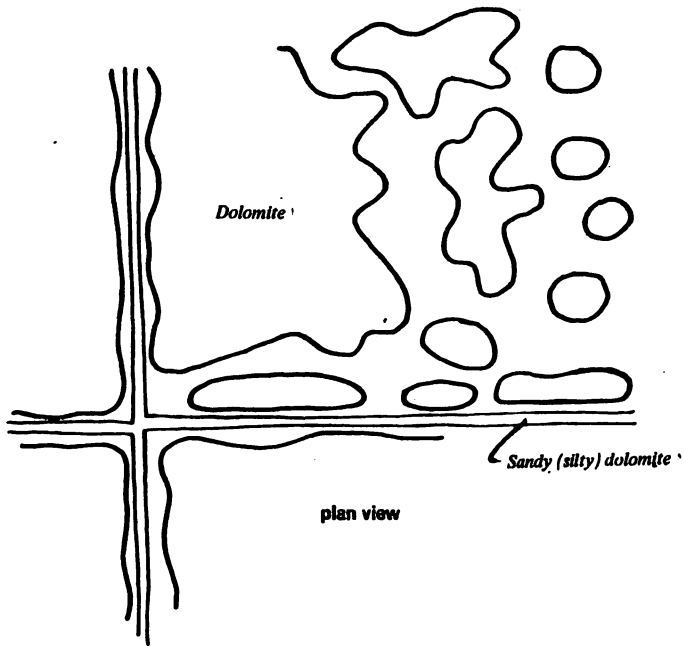


FIG. 12. Vertical and horizontal sections showing relations of the sedimentary dolomite dikes with the stratiform concretionary dolomites and the sedimentary sequence, Lower part of the Sayyarim Formation.

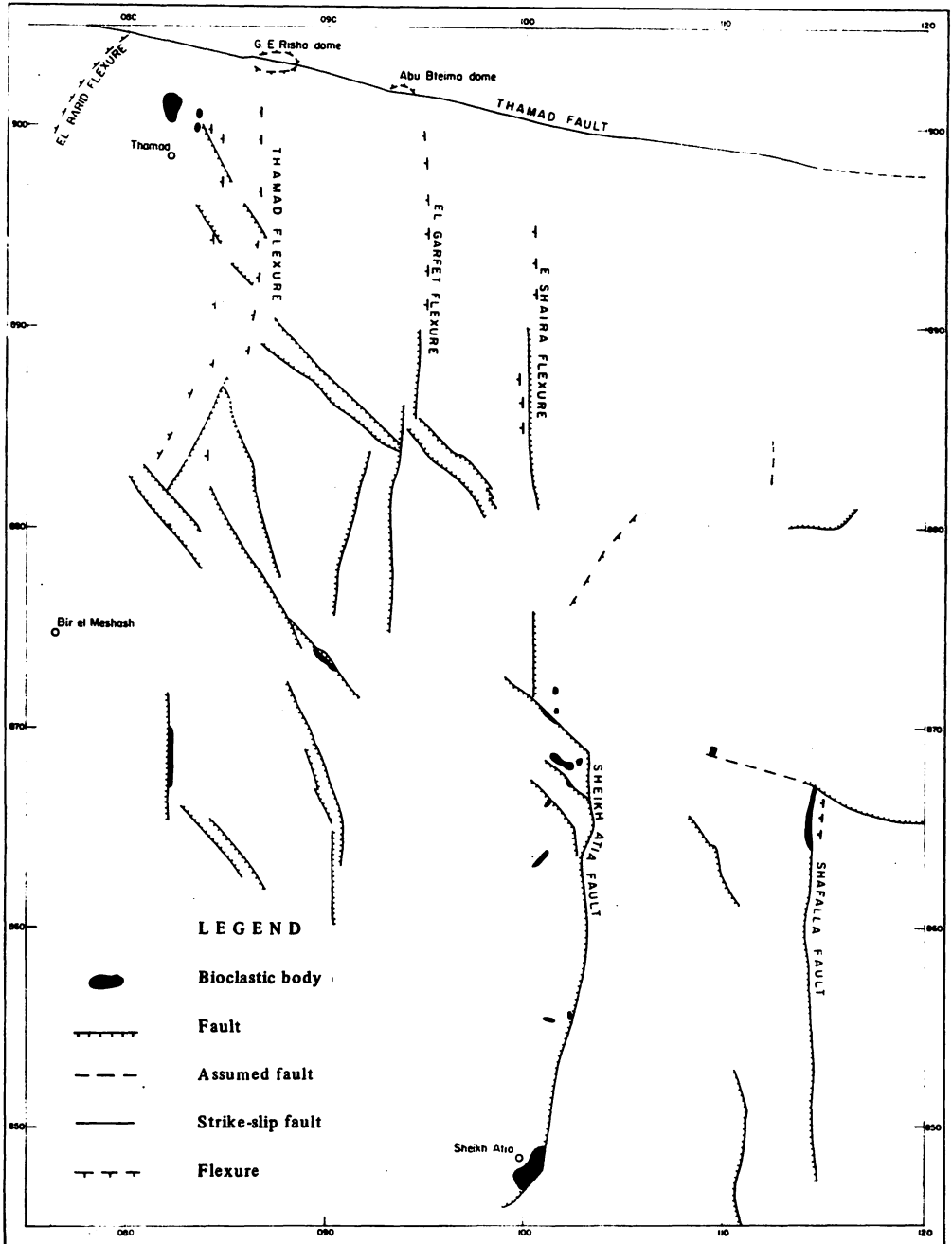


FIG. 13. Tectonic elements and bioclastic bodies, Sayyarin Formation, Thamad area.

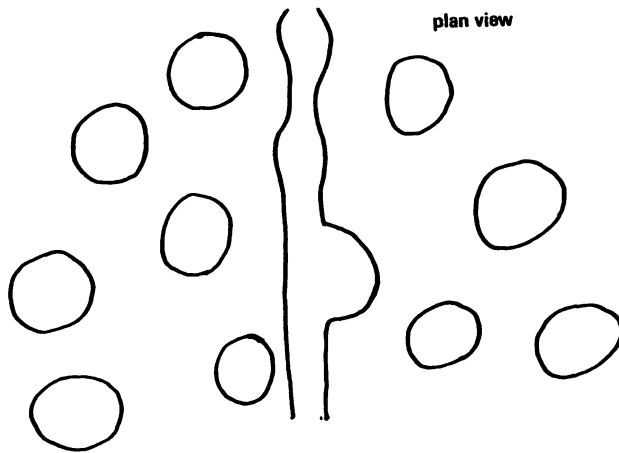
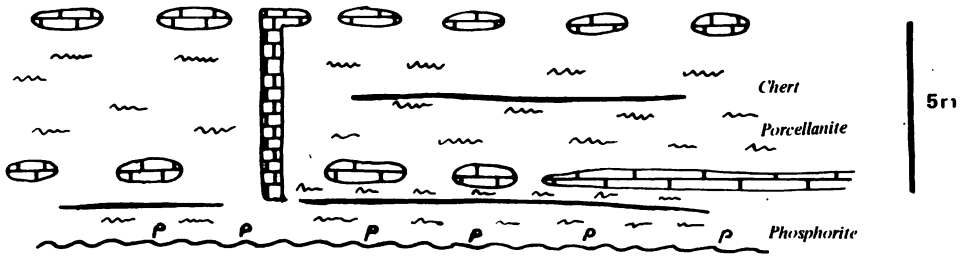


FIG. 14. Vertical and horizontal section showing relations of the sedimentary limestone dikes and the concretionary limestone beds in the porcellanitic part of the section, lower part of Saygarim Formation.

STOP 11

BIOHERM

From stop 10 we walk eastwards (east of the dirt road) to the thick bioclastic cliff. At this locality a bioherm of *Ostrea* (*Lopha*) is developed. The rock is mainly a debree of ostreids, some of which are silicified. The body, extending a few hundred meters, is truncated by the above mentioned phosphoritic bed. At the outcrop it is faulted on its southern side.

A ptigmatic sedimentary dike is found beneath the bioherm. It is composed of a silicified limestone and of chert (white and brown). The dike is contorted, and intrudes some 20 cm into the lower part of the bioclastic body. The observed relations are probably due to differential compaction.

The stop is located on the northeastern side of an elongated, post Eocene graben (1600 meters wide, 3 km long) having 50-70 meters of vertical displacement on both margins. In the graben a basaltic plug is found some 2 km to the NE. This plug was dated as 21 m. y. (Steinitz et al., 1978)

This graben is one of a series of NW trending grabens (fig. 13 of Miocene age found in Southern and Central Sinai (Bartov, 1974). These grabens, which are associated with the Miocene volcanism predate the major activity on the Central Sinai - Negev Shear Zone (i. e. Thamad fault).

Senonian bioclastic bioherms are known from Gebel Areif e Naqa (Bartov et al., 1980), Hameishar, Paran, and south of Thamad fault (Bartov and Steinitz, in prep.). From the Negev it is known that these Senonian bioherms developed on submarine morphotectonic highs (flexures). South of Thamad fault such bioherms are found along N-S trending flexures and faults. The N-S faulting is clearly of post Miocene age (Eyal et al., 1981). It is concluded that north-south lineaments developed as embryonic flexures in the Senonian and were reactivated as faults in the Tertiary.

REFERENCES

- Agron, N. and Bendor Y.K., 1981. The volcanic massif of Biqat Hayareach (Sinai-Negev): A Case of Potassium Metasomatism. *J. Geol.*, v. 89, 479-495.
- Bartov, Y., 1974. A structural and paleogeographical study of the Central Sinai faults and domes. Ph.D. Thesis, Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew).
- Bartov, Y., Lewy, Z., Steinitz, G. and Zak, I., 1980. Mesozoic and Tertiary stratigraphy, paleogeography and structural history of the Aref e Naqa area, Eastern Sinai. *Isr. J. Earth Sci.*, v. 29, p 114-129.
- Bartov, Y. and Steinitz, G., (in preparation). Senonian ostracod bioherms in the Negev, Israel - implications on the paleogeography and environment of deposition.
- Bendor, Y.K., 1961. Petrographical outline of the Precambrian in Israel. *Bull. Res. Council. Isr.*, v. 100: 19-63.
- Bielski, M., 1982. On the problem of the Lower Cambrian age in the Arabian-Nubian Massif. In: Odin, G.S., editor: Numerical dating in stratigraphy. Wiley Publ., Chichester. In press.
- Bogosch, R. and Wurtzburger, U., 1971. Iron mineralization occurrence in the Gebel Hashem-e-Tarif area, North Eastern Sinai (in Hebrew). *Isr. Geol. Surv., Rep. MPBK/365/71*, 2p.
- Eyal, M., Eyal, Y., Bartov, Y. and Steinitz, G., 1981. The tectonic development of the Western Margin of the Gulf of Elat (Aqaba) Rift. *Tectonophysics*, (in press).
- Gale, N.H. and Odin, G.S., 1981. The Paleozoic time scale in 1981. Abstract, ECOG VII, Jerusalem.
- Garfunkel, Z., Bartov, Y., Eyal, M., and Steinitz, G., 1974. Raham Conglomerate - New evidence for Neogene tectonism in the southern part of the Dead Sea Rift. *Geol. Mag.* 111(1), p. 55-64.
- Ilan, Z., 1971. Three sites along Darb el Haj (in Hebrew). *Teva Ve'arev*, v. 13, p. 125-129.
- Lewy, Z., 1973. The geological history of Sinai and southern Israel during the Coniacian. Ph. D. Thesis, Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew).
- Parnes, A., 1971. Late Lower Cambrian trilobites from the Timna area and Har Amram. *Isr. J. Earth Sci.*, v. 20, p. 179-205.
- Steinitz, G., Bartov, Y. and Hunziker, J.C., 1978. K-Ar age determinations of some Miocene - Pliocene basalts in the Rift Valley. *Geol. Mag.*, v. 115, p. 329-340.

The geology of the Wadi Twaiba Wadi Um-Mara block NE Sinai

Yehuda Eyal,
 Department of Geology and Mineralogy,
 Ben-Gurion University of the Negev, Beer-Sheva.

The aim of the field trip is to acquaint the participants with important rock units and the structural and metamorphic evolution of the area. The rocks of this area can be divided into three groups; the schists, the migmatites and the various gneisses.

The schists (Figs. 1,2; Table 1)

The schists are composed mainly of quartz, oligoclase and biotite. Garnet porphyroblasts are abundant in almost all the schists whereas staurolite is found only in the Wadi Twaiba outcrops. Cordierite and andalusite is found only in a small area, the thermal dome of Wadi Twaiba.

On the basis of foliation, growth of minerals and the mutual relationships between them four deformation phases are defined in the schists. Some minerals (porphyroblasts) such as staurolite, garnet and biotite were formed during three distinct generations. The main cleavage of the schists is S_2 , formed during D_2 , whereas S_1 is found only in thin sections. The third schistosity, which is very weakly developed, may be seen as the axial plane cleavage of some F_3 folds. The mineral assemblage in the Wadi Twaiba schists (staurolite, garnet, andalusite and cordierite) suggest that the physical conditions under which these rocks formed were those of the lower to medium amphibolitic facies, at about 550°C and 5-6 Kb.

The Wadi Magrish Migmatites (Fig. 1, Table 1)

The migmatites comprise three components: a melanosome composed of quartz, plagioclase and biotite with abundant garnet and sparse sillimanite; a leucosome composed of coarse-grained or pegmatitic veins of quartz and plagioclase; and an intermediate zone of biotite concentrations ranging up to a few mm in

thickness with scattered quartz, plagioclase and garnet crystals.

Migmatites may be formed by one of the following processes 1) anatexis 2) magmatic intrusion 3) metasomatism and 4) metamorphic differentiation. The Wadi Magrish Migmatites originated by metamorphic differentiation of the schists. The following facts support this conclusion. 1) The migmatites lack K-feldspar although they contain biotite. In anatexis the former mineral would be expected to crystallize whereas the latter would break down. 2) The composition of the leucosome is not of eutectic composition. 3) The composition of the plagioclase varies from place to place but in each locality its composition in the leucosome is identical to that in the neighbouring melanosome. 4) The leucosome veins are too thin and laterally extensive to be reasonably explained by an intrusive origin. 5) None of the igneous rocks in this area have a quartz-plagioclase ratio or composition resembling that of the migmatites. 6) The biotite concentrations seem to be the "restite" resulting from the migration of quartz and plagioclase into the foliation planes leaving the biotites behind.

The orientation of banding and fold axes of the migmatites is concordant with the regional fold and foliation implying interfingering of metamorphic and deformational processes. It is suggested that the primary driving force of metamorphic differentiation was a pronounced change in the orientation of the stress field whereas the temperature controlled the mineral species that were diffused and the rate of diffusion. The appearance of sillimanite porphyroblasts in the Magrish Migmatites and the Mg:Fe partitioning between coexisting garnet and biotite indicate that the P - T conditions were about 630⁰-670⁰C at 5-6 Kb.

The gneisses (Fig. 1, Table 1)

Six different gneiss bodies are recognized in the area. All gneisses are interpreted as orthogneisses and comprise masses of various compositions (quartz-diorite, tonalite, granodiorite and adamellite) which have a pronounced foliation e.g. Fiord Gneiss or lineation e.g. Taba or Um-Zariq gneisses. All gneisses are considered to have intruded into both the schists and the migmatites in at least three events which interfinger with the four phases of deformation. The criteria that were used for establishing an igneous origin

are: 1) The occurrence of remnant igneous textures. 2) The presence of xenolithic patches 3) Characteristic sharp contacts with the schists or migmatites and against each other. 4) The uniform character of the rock in hand specimen, thin section and chemical composition. 5) The fact that plagioclase twinning includes both lamellar and composite twins in contrast to purely lamellar twinning associated with the plagioclase of the schists.

It is concluded that the whole sequence of rocks was formed during an orogenic cycle which began with geosynclinal sedimentation, was followed by low to medium pressure metamorphism and deformation, and terminated with intrusive (inter and post-kinematic) magmatic activity.

Wadi Um-Mara synplutonic dikes

The country rock of this area is the granodioritic Um-Mara Gneiss which is composed of coarse-grained quartz, oligoclase, microcline and biotite. This Gneiss is intruded by a set of schistose quartz andesitic dikes which in turn are cut by granodioritic dikes and veins derived from the host rock. The intrusive nature of the granodioritic host rock is demonstrated by the perfect fit of the two parts of the dike now separated by the granodiorite (Fig. 4). The schistosity of dikes is weak and can be seen most clearly near the contact of the dike with the country rock. Here the cleavage planes are parallel to the walls of the dikes whereas in their central parts they are oblique. The cleavage of the dikes was developed by shearing along their walls causing shortening in one direction and extension in the other. Veins found in the dikes support this conclusion. Those veins which are sub-parallel to the cleavage planes are straight whereas those at a high angle are folded (Fig. 5). Two deformation phases followed the development of schistosity in the dikes. The first phase caused faulting of the schistose dikes and during the second phase boudines were rotated (Fig. 6).

Excursion stations

Station I - Wadi Twaiba (coord. 1364/8790)

Wadi Twaiba schists (see text). This outcrop is representative of the Wadi Twaiba thermal dome. The schists comprise quartz, plagioclase and biotite and porphyroblasts of garnet, staurolite and cordierite. Not far from

this site andalusite was also found. This thermal dome is probably the southern portion of the Elat thermal dome which was displaced about 8 Km northwards. The schistosity of the schists is S_2 and was formed during D_2 (Table I, Fig. 2). The schistosity planes dip SSW in accordance with their location on the northern flank of the Murah Synform (Fig. 1).

Station 2 Fiord Gneiss (a block at coord. 1323/8700)

The Fiord Gneiss, of tonalitic composition, is composed of coarse-grained quartz, oligoclase and biotite. This gneiss has a prominent foliation in contrast to all other gneisses which are mainly linear. This textural difference is explained by a different time of intrusion (Table I). In a block of this gneiss (Fig. 3) it is possible to see folded gneissosity which implies the presence of two deformation phases : a) formation of foliation gneissosity during D_2 (of the schists) and folding of the gneissosity during D_3 (of the schists). A granitic dike (Um-Zariq ?) that intruded parallel to the foliation planes of the Fiord Gneiss is folded together with this gneiss at D_3 and a weak axial plane gneissosity is seen in the folded dike. The Fiord Gneiss contains xenoliths of schists in sharp contact with the gneiss. Fiord Gneiss fulfils all the criteria for an orthogneiss (see text) that originated as a tonalitic intrusion between D_1 and D_2 . The foliation of this gneiss is toward NE in accordance with its location on the southern flank of the Murah Synform (Fig. 1).

Station 3 Wadi Magrish migmatites start at coord. 1236/8678 walking about 1 km.

Stop 1: A typical refolded migmatite in which the three parts are seen, leucosome, melanosome and biotite concentrations.

Stop 2: Large garnets in a migmatitic schist. Note the juxtaposition of an intensively migmatized rock next to an almost unmigmatized one.

Stop 3: Different folding styles of schist and leucocratic veins due to different competency. The quartz-plagioclase veins exhibit ptygmatic folds whereas the schists "similar folds".

Stop 4: A "Z"-shaped fold, D_3 , apparently a refolded fold.

Stop 5: A mixture of leucocratic and melanocratic materials intensely

deformed to a chaotic jumble of discontinuous fragmented structures.

Stop 6: A discordantly folded, D_3 , leucosome containing sillimanite which cuts the migmatite.

Station 4 Wadi Um-Mara Synplutonic dikes start at coord 1229/8566, walking about 1 km.

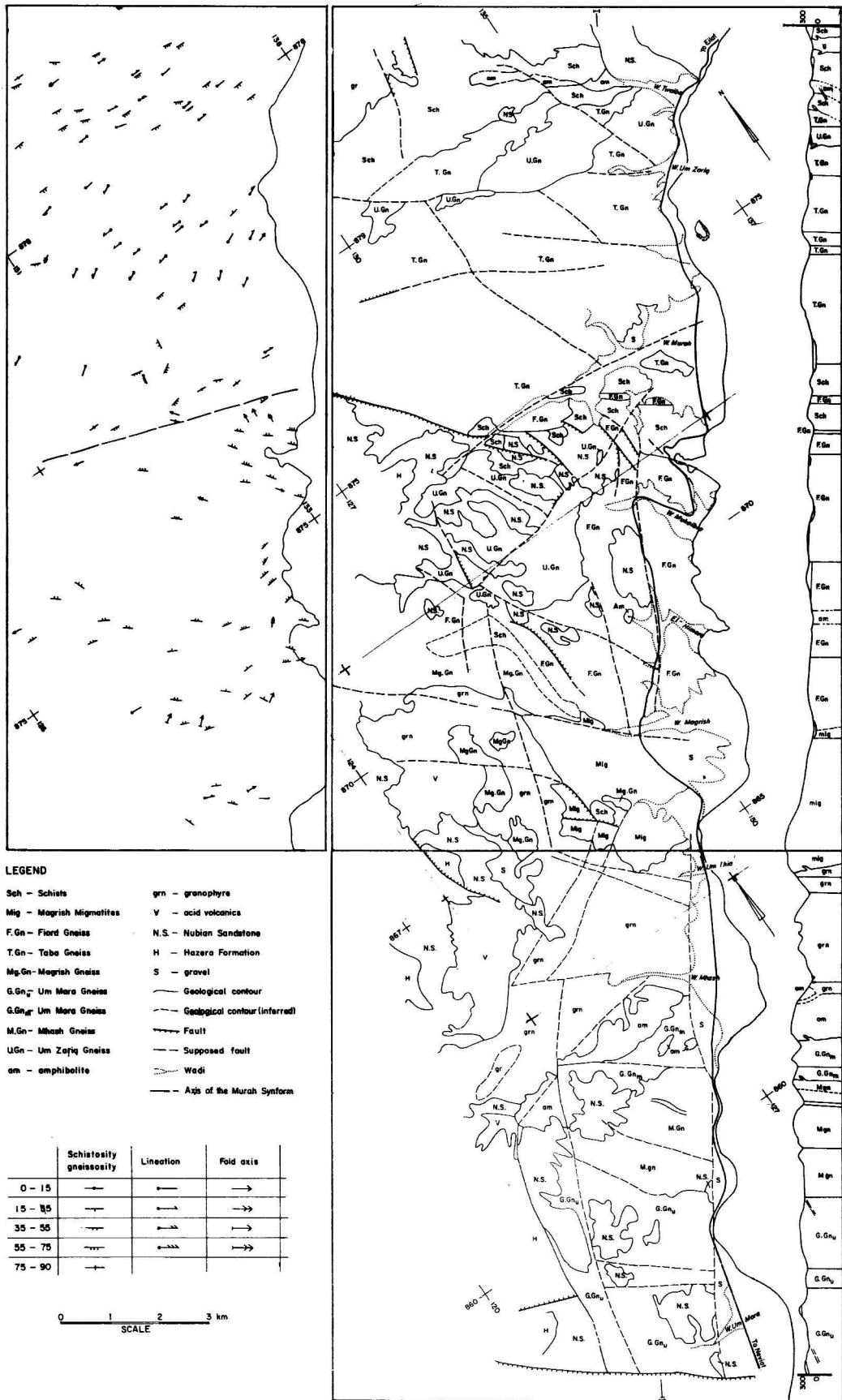
Stop 1: The schistose dikes, mutual cross cutting relationships between the dikes and the country rock, the development of cleavage in the dikes (Fig. 5) and mafic clots (up to 15 cm) with leucocratic halo in a medium-grained granodiorite which cuts the Um-Mara Gneiss.

Stop 2: A boudinated schistose dike that underwent a subsequent rotation (Fig. 6).

Stop 3: a) Two kinds of boudines in which the granodioritic country rock flows into the dike. b) A folded schistose dike.

Stop 4: A general view of a subparallel and subhorizontal set of the schistose dikes.

Station 5: Wadi Himera Orbicular amphibolite (optional) (coord 1303/8694)



LEGEND

- Sch - Schists
- Mig - Magrish Migmatites
- F.Gn - Fjord Gneiss
- T.Gn - Taba Gneiss
- Mg.Gn - Magrish Gneiss
- G.Gn_U - Um Mera Gneiss
- G.Gn_M - Um Mera Gneiss
- M.Gn - Mhazah Gneiss
- U.Gn - Um Zariq Gneiss
- am - amphibolite
- grn - granophyre
- V - acid volcanics
- N.S. - Nubian Sandstone
- H - Hazera Formation
- S - gravel
- Geological contour
- - - Geological contour (inferred)
- Fault
- - - Supposed fault
- Wadi
- Axis of the Murah Syntem

	Schistosity gneissosity	Lineation	Fold axis
0 - 15	→	→	→
15 - 35	→	→	→
35 - 55	→	→	→
55 - 75	→	→	→
75 - 90	→	→	→



TABLE 1. History of the Deformation Metamorphism and Magmatic Activity of the Rocks in the Investigated Area. The Sequence of Events Youngs Upwards

	Schists	Magrish Migmatites	Fiord Gneiss	Magrish Gneiss	Taba Gneiss	Um Zariq Gneiss	Um Mara Gneiss	Mhash Gneiss	Dikes
D ₄	Brittle deformation. Shear zones and kink folds, F ₄ , are formed.	Kink folds are formed in mica and chlorite, and deformation textures in quartz.	Shear zones and kink folds are formed.	Shear zones are formed.	Shear zones are formed.	Shear zones are formed.	Um Mara Gneiss intrudes into the joints of the schistose dikes.	Shear zones are formed with foliation planes subparallel to the shear zones.	Deformation of the dikes, folds and boudines are formed.
IK ₃	Retrograde metamorphism, chlorite and muscovite replace other minerals. Crystallization of staurolite and garnet.	Retrograde metamorphism.	Retrograde metamorphism. Weak recrystallization of quartz plagioclase and biotite.	Retrograde metamorphism.	Retrograde recrystallization. Polygonal textures are formed mainly from the plagioclases.	Retrograde metamorphism. Partial recrystallization. Polygonal textures are formed, mainly from the plagioclase and microcline.			
D ₃	A new weak schistosity, S ₃ , is developed in the F ₃ fold parallel to the axial plane. The regional schistosity, S ₂ , is folded into parallel open folds, F ₃ , and around earlier porphyroblasts.	Development of a weak new foliation, S ₃ , parallel to axial plane of F ₃ folds. Folding of the migmatites, F ₃ and refolding of earlier folds.	The foliation is folded to F ₃ mesoscopic folds and crenulations.	Quartz diorite magma becomes linear Magrish Gneiss.	Tonalite becomes Taba Gneiss.	Adamellite becomes Um Zariq Gneiss.	Granodiorite becomes Um Mara Gneiss. Veins of granodiorite that intruded the dikes are folded with faint axial-plane gneissosity.	Quartz diorite becomes Mhash Gneiss with faint axial-plane lineation.	Quartz-andesitic dikes become schistose-dikes by shearing along dikes walls.
IK ₂	Recrystallization, coarsening, and development of polygonal textures. Biotite growth in S ₃ planes. Intrusion of granitic and/or quartz-plagioclase veins into the schists.	Migmatization. Part of the leucosome is discordant to earlier developed migmatite.		Intrusion of quartz-dioritic magma.	Intrusion of tonalitic magma.	Intrusion of adamellitic magma.	Intrusion of granodiorite into the quartz-andesitic dikes. Intrusion of granodioritic magma.	Intrusion of quartz dioritic magma.	Intrusion of quartz-andesitic dikes.

- | | | |
|---|--|--|
| <p>D₂ Growth of staurolite, garnet and andalusite porphyroblasts with sigmoidal Si continuous with S_e. (Development of crenulation folds F₂ and cleavage S₂ (crenulation and/or spaced). Almost total transposition of S₁ to S₂. Rotation of earlier porphyroblasts of staurolite with Si not continuous to S_e.</p> | <p>Migmatites (especially the more competent leucosome) are folded into isoclinal andptygmatic folds with axial plane parallel to the migmatite foliation plane.</p> <p>Migmatization.</p> | <p>Tonalite becomes Fiord Gneiss with foliation planes parallel to S₂ planes of the schist.</p> |
| <p>IK₁ Growth of staurolite and garnet porphyroblasts with planar internal schistosity, Si.</p> | <p>Migmatization</p> | <p>Intrusion of tonalitic magma.</p> |
| <p>D₁ Crystallization of quartz, plagioclase and biotite. Fine grained slaty-cleavage, S₁, formed from a pelitic rock.</p> | <p>Migmatization</p> | |

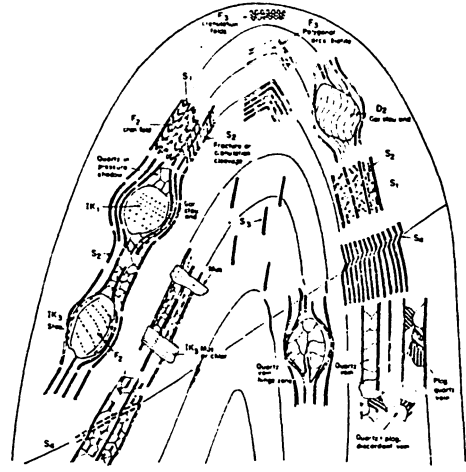


Fig. 4. Scheme of deformation and metamorphism of the schists.

S₁, S₂, S₃—first, second and third cleavages respectively.
 S₄—shear zones.
 F₂, F₃—folds formed during second deformation phase, D₂, and third deformation phase, D₃, respectively.
 F₄—kink folds formed during D₄.
 IK₁, IK₂, IK₃—interkinematic crystallization during IK₁, IK₂, and IK₃, respectively.

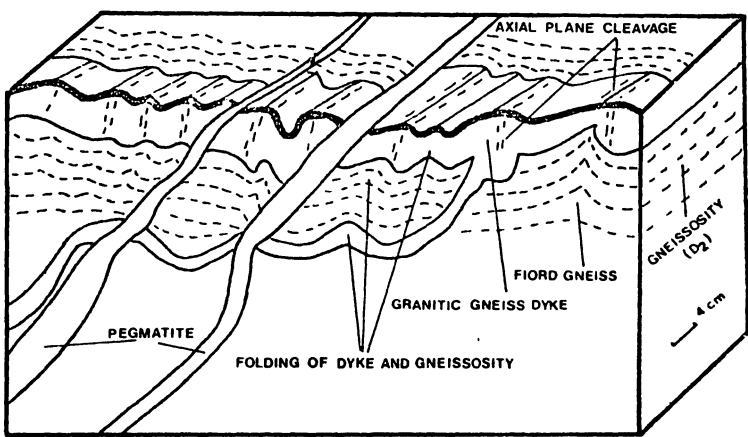


FIG. 3

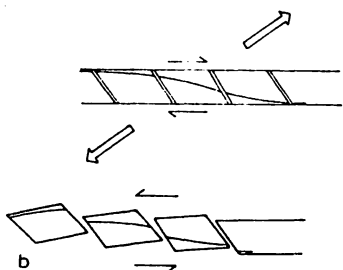
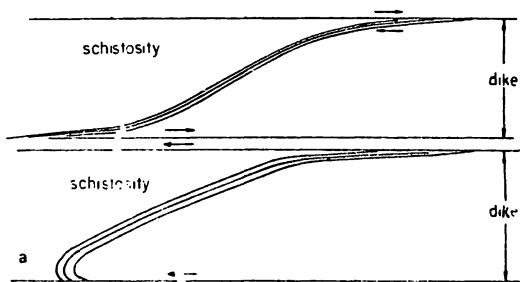


Fig. 6 b

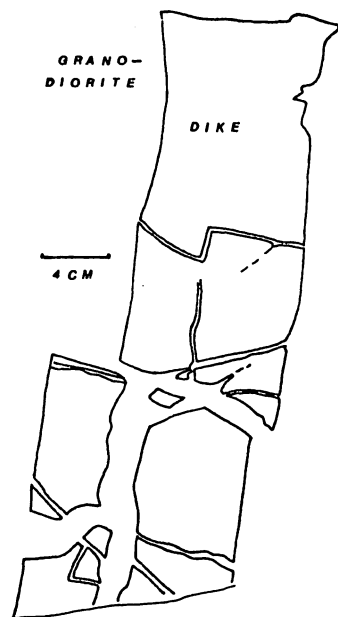


FIG. 4

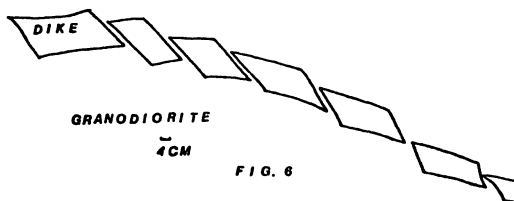


FIG. 6

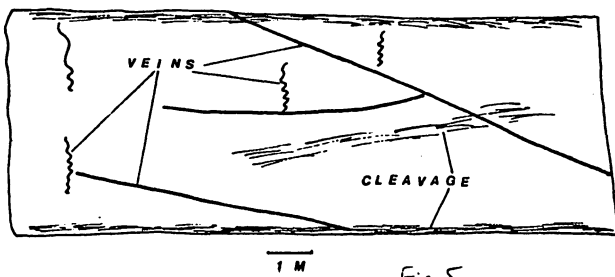
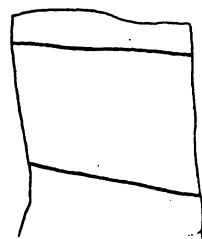


Fig. 5



FIELD TRIP No. 3THE PRECAMBRIAN GEOLOGY OF THE EASTERN WADI WATIR AND
EIN FURTAGA AREASArieh E. Shimron
Geological Survey of Israel.INTRODUCTION

The Precambrian massif of the Sinai Peninsula consists of a complex series of rocks, metamorphic, magmatic and volcanic of Late Proterozoic age. The polycyclic history of Sinai Precambrian evolution can not be placed within a simplistic "Pan African" context, as no naive rationale can dispose of approximately 400 million years of geological history. Without any doubt the unwinding of Sinai evolution is still in its birth pang and it is hoped that this field trip will illustrate at least some of the problems in this minute area. Since this writer is clearly biased towards metamorphic geology, stress shall be paid to this particular aspect of the area and post Precambrian (in particular Miocene) chaos will be disregarded on this excursion if and wherever possible.

The Sinai metamorphic rocks, comprising about 30% of the Precambrian complex fall into four distinct groups which show in part some common denominators within a depositional, magmatic, metamorphic and tectonic framework. The four major groups are:

- 1) The Elat Group (Elat-Neviot metamorphic belt)
- 2) The Feiran Group (Feiran-Solaf metamorphic belt)
- 3) The Kid Group
- 4) The Sa'al Group

The Kid and Sa'al Groups are complex metamorphic volcano-sedimentary successions of probable island arc origin. In general terms, volcanic and volcanoclastic units are flanked by flyschoid and turbiditic sedimentary units which were apparently deposited on the volcanic edifice and in fault troughs bounding the volcanic arc. Mafic and ultramafic rocks, and greenstones with some interbedded sediments are present and appear to define a partially dismembered

ophiolite along the northern margins of the volcanic arc(s). The ophiolite origin is attributed to activity within a marginal basin between an older already cratonized basement (i.e. Elat Group rocks) and the arc-successions. Conceivably these rocks may represent the root of the volcanic arc, or activity within a fossil transform (northwest trending Sa'al-Agram lineaments), however the absence of chemical data prohibits any further speculation on this point.

The Kid and Sa'al Groups show metamorphism in the greenschist facies, occasionally reaching amphibolite facies (in the postulated marginal basin area), the early tectonic trends and penetrative fabric are E-W with younger deformational events superimposing conspicuous N, NNW and NNE trends on the previous E-W. There has therefore been, in general, conspicuous rotation of older fabric elements from the dominant E-W into a mainly NNW direction. However, rocks which postdate the earlier E-W tectonic events show only the dominant northern directions.

The Elat and Feiran Groups are high grade metamorphic belts comprising migmatites and orthogneisses of a number of generations and metasedimentary rocks with some metabasites. Obvious metavolcanic and volcanoclastic rocks are absent and their tectonic history is somewhat different from the above groups. Together with geochronological (alas still controversial) data, these infracrustal rocks are presently interpreted as comprising a portion of an older crustal block, or ensialic domain, which extended towards the north and west during the volcanic arc activity taking place southwards in Sinai and Arabia. The westernmost Feiran Group shows a thick series of apparently platform - type metasediments (orthoquartzites and marble amongst others) and may indeed be a succession of different origin from the Elat Group, where pelites are more abundant.

Extending southwards from the Elat area is a group of orthogneisses showing a long history of emplacement, metamorphic and deformational history. Some are clearly high metamorphic grade rocks and migmatites are abundant. Others, however, show a geological history somewhat different from the Elat area high grade schists, amphibolites and gneisses; such are the gneisses of the Wadi Watir and Ein Furtaga area which will be briefly examined on this excursion.

The gneissic rocks of the Ein Furtaga and Wadi Watir area are low metamorphic rank orthogneisses, their primary magmatic fabric and mineralogy are still very often dominant over metamorphic. They are porphyroclastic and augen gneisses showing various degrees of metamorphic recrystallization, manifested as partial polygonization of quartz, and feldspars with clasts of feldspars often mantled by newly formed smaller metamorphic subgrains. Their metamorphic fabric, a lineation and weak gneissosity, are only weakly developed, are often erratically distributed and do not appear to be the product of a major "regional" metamorphic-deformational event. However there does seem to be some concentration of metamorphism and shear elements along or close to NNE and N trending lineaments and faults, and good gneisses and mylonitic rocks appear to be, in particular, confined proximal to these trends. However, an observation bias (wadies run along faults and lineaments) is of course possible since traverses were not run along mountain tops.

Such observations and the dominantly north-south trends of metamorphic fabric imply that these rocks were affected only by the very late deformational-metamorphic events in Sinai, interpreted as the final Pan African tectonothermal episode at about 610 ± 10 Ma which also caused a major tectonic, metamorphic and probably also isotopic overprint on the older successions. In portions of the Sa'al, Kid and locally Elat and Feiran Groups, late Pan African shear deformation imprinted or overprinted first a flat lying foliation and cleavage and fairly constant NNW and NNE trending lineations, followed by a vertical penetrative fabric. The 320° and 020° trends of these Late Precambrian fabrics implies a probably influence of Precambrian penetrative structural grain on the orientation of all future post-Precambrian rift-connected activity. Some of these structures and their possible significance will be examined on this field excursion.

The excursion proceeds westwards along Wadi Watir towards the Ein Furtaga area from the main Elat-Ofira highway (see map for excursion stops).

Stop 1 (1.5 km)

General view of Wadi Watir, faulting (E-W) and its effects on the magmatic and metamorphic rocks along Wadi Watir. The country rock is a homogeneous grey quartz diorite (a quartz-plag-amph-bio gneiss) with a weak gneissosity due to the preferred orientation of mainly ferromagnesian minerals; the metamorphism of the quartz diorite was certainly weak, at best. In contrast, however, this rock is seen to contain smaller inclusions and big blocks of an isoclinally folded and well foliated granitic gneiss or migmatite into which it is clearly intrusive. This location probably demonstrates, in a nutshell, the simpler aspects of polycyclic deformation. A general summary of events would be:

- 1) Sediments and/or plutons.
- 2) At least two phases of deformation and metamorphism... gneiss-migmatite.
- 3) Emplacement of quartz diorite.
- 4) Weak, probably dynamic metamorphism.
- 5) Dykes, Miocene activity etc.

Strike-slip faulting in a NE direction is demonstrated by ample horizontal slickensides striking roughly 020 to 040°.

Stop 2 (6.5 km)

The main rock unit is a gray coarse crystalline quartz diorite showing no metamorphic fabric although petrographically it appears to be the same diorite as at Stop 1. The diorite, here also, contains xenoliths of foliated high grade gneiss and pink granite and in addition appears to intrude a larger granitic mass, which itself contains granite gneiss blocks. All are cut by late dykes and very fine mylonite shears. The geological history here would be (Fig. 1):

- 1) Granite gneiss-migmatite showing polyphase deformation.
- 2) Granite.
- 3) Diorite.
- 4) Mylonite zones.
- 5) Dykes.

The problem here is if the granite and diorite, without metamorphism, can be equated with the granitic and dioritic gneisses at other locations along Wadi Watir.

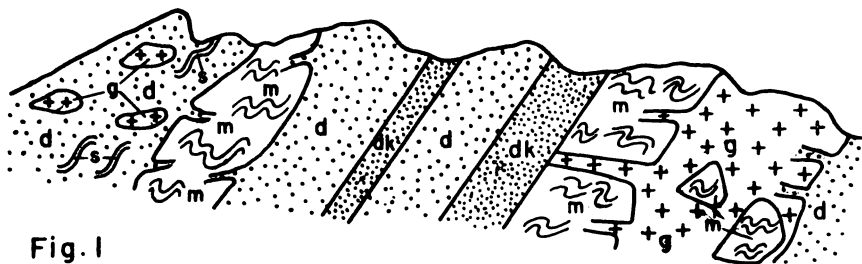


Fig. 1

Figure 1: Schematic section at location Stop 2. dk-late dykes, d-diorite, g-granite, m-migmatite, s-mylonite shears.

Stop 3 (10.8 km)

This stop is meant to demonstrate the structural character of the pink "Tsamii" granitic gneiss. The gneiss is a weakly deformed rock on the macro-scale, however, careful examination of good faces shows very discrete mylonitic shear zones with a sigmoidal foliation which is close to flat lying. These very gentle dips of the mylonitic fabric may have a bearing on the type of deformation responsible. Since recumbent folds and thrust faults are a very important tectonic manifestation of the Pan African in the Elat and southern Sinai metamorphics, thrust piles are feasible also in this area. The absence of distinctive lithological units, however, and Miocene havoc make identification of such tectonic activity in this area virtually impossible.

Stop 4A (18.3 km, entrance into Watir Canyon)

The main rock type in the canyon portion of Wadi Watir is a pink gneissose granite (Tsamii Gneiss), the main metamorphic unit in the Neviot Sheet

area, other rock units are a highly xenolithic diorite and a fairly conspicuous swarm of often shallow dipping mafic schistose dykes, cutting across the granitic gneiss (See Fig. 2).

The granitic augen gneiss is a low metamorphic rank gneiss, consisting of augen and porphyroclasts of microcline perthite and Na-plagioclase set in a matrix of polygonized quartz grains. The feldspar clasts are rimmed, especially in strain shadow zones, by newly formed polygonal feldspar subgrains. A magmatic mineralogy and fabric are still evident in this rock. The mafic schistose dykes are mainly a biotite-hornblende-Ca plagioclase-quartz schist with excellent metamorphic crystallization and oriented fabric. Some other pertinent observations at this locality are as follows:

1) The dykes appear to show a higher metamorphic rank than the host rock.

2) The gneissosity in host gneiss strikes 050° and dips about 25° NW.

The schistosity in the guest dyke strikes 340° and dips 40° NE. The dyke strikes 300° and is roughly vertical. At other locations nearby the dykes may be subhorizontal showing discordant planar and concordant linear fabrics with the host rock gneiss.

3) Some dykes have a discreet border chill zone against the host and the granite gneiss host often has a "migmatized" foliation paralleling the dyke contact. Granitic material of "rejuvenated" character seems to back-vein the dyke that it is cut by.

4) Along its strike the dyke has been sheared and offset on a dextral horizontal shear zone.

The paradox can be explained as follows: A hot dyke intruded an active-hot shear zone in a relatively cooler host rock granite. It crystallized in a shear already and directly as a metamorphic rock (i.e. absence of magmatic fabric). Backveining was caused by wall rock granite regeneration and intrusion into dyke guest. The difference in gneissosity in granite and dyke implies that the dyke intruded an already gneissose granite, although this need not necessarily be true.

At other locations along Wadi Watir, mafic dykes are seen to cut, and are back cut by granite. The rocks here are not metamorphic and a situation

exists whereas synplutonic dykes are cut by their host rock granite before either managed to crystallize out completely from the melt. Such a model has been suggested by Y. Eyal for certain metamorphic mafic dykes in the Um Mara area and may perhaps also be valid here. The impression is that a number of generations of mafic, occasionally metamorphic, dykes are present in the region. Some may play an important role in the interpretation of the regional tectonics, i.e. basement-cover relationships, since the metamorphic dyke swarm is clearly absent from the oldest volcano-sedimentary arc successions in Sinai.

Stop 4B (19 km)

Xenolithic quartz diorite occurs in irregular patches along the canyon intermixed with granitic gneiss into which it is intrusive. At location 4B, a complex relationship is seen between post-kinematic granite, diorite, a foliated granitic gneiss, schistose dykes and hot mylonite shear zones. In addition to the deformation seen in the last outcrop, vertical mylonite - perhaps pseudotachylite, shear zones are manifest, and the schistose mafic dyke has been stretched and boundinaged implying a phase of possibly brittle deformation. Various models to explain the relationships seen here will be examined and discussed.

Figure 2: Schematic block diagram at stop 4A. sd-schistose dyke, ggn-granitic gneiss, f-fault.

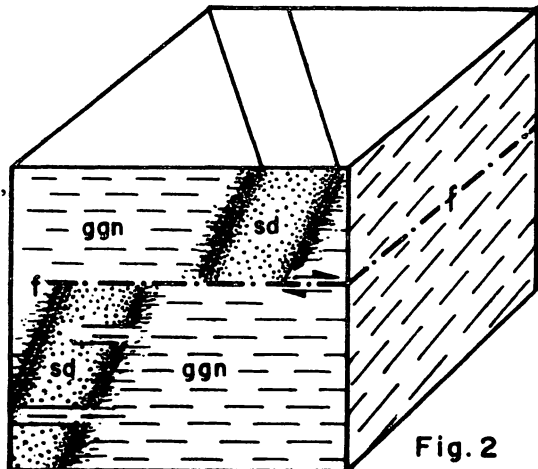


Fig. 2

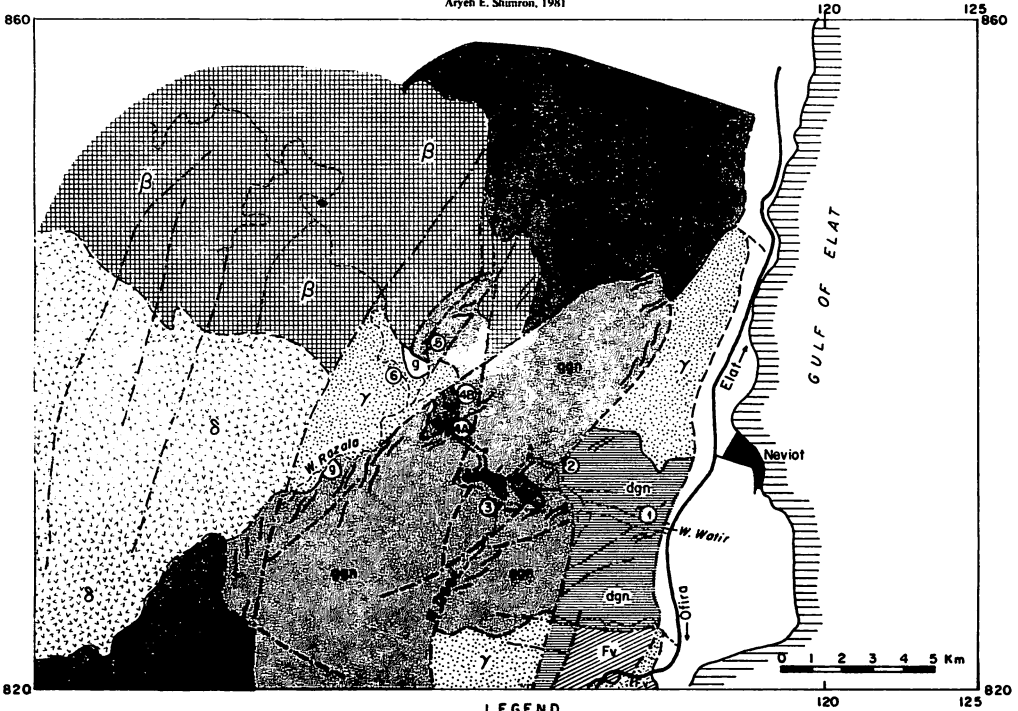
Stop 5 (21 km)

The first station here is at a hornblende gabbro. The gabbro forms a small plug which is intrusive into the neighbouring highly sheared granites. The apparently massive gabbro is however cut by a number of broad NE striking shear zones. A similar set of tight shears with retrograde metamorphism or low temperature deformation cut across massive granites just NW of Ein Furtaga. It is pointed out that the oasis lies at the intersection of many linears (see map) which must have been faults of one sort or another, and which play considerable havoc with the geology. The critical problem here is if any of these shears were entirely of Precambrian origin.

To the north of the gabbro occurs a grey two feldspar perthite-muscovite granite (El Ein Granite). This late - kinematic pluton, forms a conspicuous body which extends towards the north and west and towards its southern margins contains magnificent pegmatite facies with megablasts of perthite and muscovite and locally crystals of garnet. All along its eastern margins close to certain N-S lineaments the granite is linear and occasionally forms excellent ductile mylonite zones, a product of localized Precambrian shear zones.

Time and road permitting the sheared granites along the northern portion of the Ein Furtaga oasis will be examined (Stop 6).

PRECAMBRIAN GEOLOGY OF THE WADI WATIR (east) AREA
 Neviot Sheet, Southern Sinai
 Aryeh E. Shimron, 1981



LEGEND

- | | | | |
|-----|---|---------|---|
| Fv | Andesite, rhyolite, granophyre: volcanic complex in fault block | /// | Gneissosity or mylonitic foliation |
| δ | Red to brown weathering orthoclase perthite leucogranite | - - - | Geologic contact, defined, approximate or assumed |
| γ | Pink two feldspar granite | - - - - | fault and / or major lineament |
| β | Grey two feldspar muscovite granite: often pegmatitic and linear | | Wadi trail |
| d | Quartz diorite, xenolithic and hybrid; gabbro (g) | ⓪ | Excursion stop |
| dgn | Grey quartz diorite gneiss (Wadir Gneiss), often with xenoliths of older gneiss-migmatite | | |
| qgn | Pink granitic gneiss (Tasulil Gneiss), often with schistose mafic dykes | | |

THE PALEO-MESOZOIC SEQUENCE ("NUBIAN SANDSTONE") OF SOUTH-EASTERN SINAI:
BACKGROUND NOTES TO EXCURSION

Tuvia Weissbrod
Geological Survey of Israel

General

During the long time span between the Late Precambrian and the Lower Cretaceous, a thick clastic sequence was deposited along the northern periphery of the deeply-eroded Arabian-African craton. This sequence has long been known as the Nubian Sandstone (the term has lately become controversial), and by some authors as the Lower Clastic Division.

The clastic sequence presents a distinctive facies, characterized by red beds, and a relative deficiency in fine-grained components. Throughout, it consists of platform-type sedimentation, lithologically uniform, with a fairly homogeneous lateral distribution of physical, mineralogical and textural properties, and with only small changes in thickness over large distances. The widespread lateral constancy of most properties justifies their use in long-range correlations. Vertical differences within the sequence are more prominent than lateral ones. The sandstones change gradually upward, from immature arkoses and subarkoses to mature quartz-arenites, and locally display lithologic or textural changes due to shifts of environments.

The apparently uninterrupted clastic sequence was deposited through several sedimentation cycles which were controlled by epirogenic movements. Differential trends and rates of these movements created widespread basins of deposition, alongside regions of uplift and truncation. Discontinuities, although not conspicuous, are thus common within the sequence, and great lacunae, encompassing whole systems, occur in various parts of the region. A complete sequence is never found at any given locality. Such a lacuna affects for example the Ordovician to Silurian, whose sediments appear in remarkable thickness in Arabia and Jordan but which are totally missing in Israel and Sinai. On the other hand, the much-described Carboniferous rocks of Sinai are missing altogether in Jordan and Arabia.

The discontinuities within the clastic sequence are typical paraconformities, parallel to the regional depositional dip and marking no great lithologic changes. The most widely occurring facies are those of continental stream valley or flood plain environments, with fluvial sediments ranging from the braided-stream to the sinusoidal channel-type. However, marine sandstone beds, shales and even

carbonates (more common from Late Paleozoic onward) are all found in significant intercalations, representing transgressions that issued periodically from the ancestral Tethys Ocean in the north, from the Late Precambrian to the Tertiary. These transgressions reached southwards as far as inner Arabia, recurring in all geologic periods.

In southern Israel and eastern Sinai, the clastic sequence consists of Cambrian sediments (partly shallow marine) overlain unconformably by Lower Cretaceous, altogether attaining 250-500 m in thickness. In southwestern Sinai, the sequence includes also Carboniferous and Triassic(?) sediments of dominantly continental facies. The following table presents a lithostratigraphic subdivision and correlation of the sequence in these regions.

The table shows the presence of significant truncations - or non-depositional lacunae - between the regions, even along moderate distances. This appears to represent the sum total of differential movements during the Late Paleozoic, when in our region southern and eastern Sinai (as well as western Egypt) were high areas from which great thicknesses of Paleozoic clastic sediments were removed. Pre-Cretaceous erosion affected even greater areas.

Field Trip

The excursion area, in south-east Sinai, shows a rather poor Paleozoic section, overlain by Lower Cretaceous sandstones which even though displaying notable variability of thickness - probably connected to differential movements of that period - testifies to the sedimentary monotony of the sandstone terrains that supplied clastic material to the weathering and transport processes of those paleoenvironments.

Three formations only occur in the Paleozoic-Mesozoic clastic sequence of this region. Outcrops are visible along the EW road to Santa Katharina.

Where the igneous basement is exposed, usually no more than isolated relics of the Netafim Formation have been preserved on its plane surface, forming flat mesa tops. However, in several of the Neogene NW grabens, which are a prominent tectonic feature of eastern Sinai, a thicker section is preserved, which includes also the Amir and Hatira formations.

Stations along the excursion route show close-up views of the respective formations, their structure, composition, and characteristics of field appearance. Some topics will be discussed on location.

Correlation of lithostratigraphic units of the Lower Clastic Division in southern Israel and Sinai

Southern Israel & northeastern Sinai		Southeastern Sinai	Southwestern Sinai	
			Um Bogma Area	Wadi 'Araba Area
Lower Cretaceous	Hatira Fm. 'Avrona & unnamed mbrs.	Hatira Fm. 'Avrona & unnamed mbrs.	Hatira Fm. 'Avrona & unnamed mbrs.	Hatira Fm. Unnamed Mbr.
	Amir Fm.	Amir Fm.	Amir Fm.	
?Triassic ?Permian-			Budra Fm.	?Budra Fm.
Carboniferous				Undifferentiated ? Upper Carboniferous formations
			Abu Thora Fm.	? Abu Thora Fm.
			Um Bogma Fm.	
Cambrian	Netafim Fm.	Netafim Fm.	Netafim Fm.	Netafim Fm.
	Shehoret Fm.		Shehoret Fm.	
	Timna' Fm.		Timna' Fm.	
	'Amudei Shelomo Fm.		'Amudei Shelomo Fm.	
Precambrian igneous basement				

Formations include:

The Netafim Formation - Appr. 60 m of indurated quartz-arenite, dark brown to reddish, with alternating layers of fine-to-medium sandstones and coarse-to-gritty sandstones. Structurally dominant is large-to-medium-scale cross-stratification, with many varieties of shallow troughs, as well as recumbent structures. The sediments represent an environment of high-energy braided streams, apparently flowing northwestward or westward. In this area, somewhat coarser sediments and therefore higher energies prevailed than in southern Israel, where more siltstone layers occur in the section, and cycles of upward fining are observed. The Netafim Formation usually overlies the peneplain on the igneous basement, in places with a thin basal conglomerate, and is unconformably overlain by the Amir Formation.

The absence of fossils makes positive dating impossible, but regional correlation indicates that the Netafim Formation was deposited between Middle Cambrian and Early Ordovician times.

In the excursion area, the formation displays many horizons of secondary enrichment in iron oxide. These are parallel but in cases at random angles to the bedding, and appear to be associated with impregnation rings ("Liesegang structures") that in places are pronounced enough to obliterate the original bedding pattern.

The Amir Formation - This formation consists of white quartz arenites, usually fine-to-very-fine grained, in places interbedded - especially in the lower parts - with thin strips of quartzose grit and highly rounded pebbles of vein quartz. The formation has a very characteristic weathering pattern, consisting of a yellowish-beige crust that tends to coarse polygonal cracking which leads to "honeycomb" and fluted weathering surfaces. Typical is also the relatively large amount of cement, which consists mostly of authigenic kaolinite.

The Amir Formation is up to 80 m thick, exhibiting large-to-medium-scale cross-stratification, mostly of the trough type and less of the planar. Recumbent structures are very common.

The associated structural and grain-size data point to a fluvial environment of deposition: channel lag gravels, cross-bedded channel sands, and braid-bar sands. Some places show evidence of lateral accretion, pointing to the possible presence of streambed meanders.

In southern Israel marine influence is found in the top 5-10 m of the formation, which contain a fairly widespread horizon of U-burrows known as *Diplocrretarion*. These were also found in the same stratigraphic position in two south-east Sinai localities.

The Amir Formation is enclosed by unconformities. The basal one is fairly regular, the top one is in places irregular, and associated with local conglomerates.

Since it contains no diagnostic fossils, the age of the Amir Formation is uncertain. Paleogeographical and stratigraphical reasoning point to the Lower Cretaceous. The marine event at the top of the formation may be correlative to similar events in the Lower Cretaceous sandstones of the northern and central Negev.

The Hatira Formation, 'Avrona Member - This unit is lithologically very similar to the Amir Formation. It consists of medium-to-coarse sandstones and contains considerable amounts of pebbles. Siltsone layers are rare.

The 'Avrona Member, which is here up to 50 m thick, weathers to massive, rounded bulging cliffs. It is grayish-white, and displays intense cross-stratification throughout. Both trough and planar cross-sets are common, and cut-and-fill structures are abundant. Some horizons contain coarsely-silicified plant fragments, and at some localities in southeastern Sinai whole tree trunks are preserved. These, however, give no definite clue as to age.

Like the unconformably underlying Amir Formation, the 'Avrona Member represents a fluvial environment. Its age, based on that of the overlying member and the inferred age of the Amir Formation, is presumed to be Early Cretaceous.

During the excursion, petroglyphs may be observed on dark weathering surfaces of the Amir Formation. A remarkable concentration of ancient graffiti (made by pilgrims and wandering traders) may be visited near the oasis of 'Ein Khudra. Another point of interest are the nearby Nawamis, prehistoric cylindrical grave-houses constructed of undressed slabs of Metafim sandstone.

GEOLOGICAL SOCIETY, ELAT 1982

FIELD TRIP NO. 5: EXCURSION TO WADI WASHWASHI

G. Steinitz & Y. Bartov
Geological Survey, Jerusalem

AND

Y. Eyal & M. Eyal
Dept. of Geology,
Ben Gurion Univ., Be'er Sheva

The aim of this field trip is to study the tectonics of the Wadi Washwashi area, which is located along the Gulf of Elat Fault Zone (fig. 1), and the relations between the faulting and two post Precambrian magmatic phases (fig. 2).

Leaving Elat-Neviot main road we enter W. Washwashi and drive with the vehicles to the point where we must leave them.

The lower part of the canyon is developed in the Mhash Granite. A doleritic dike is observable along the northern bank of the straight segment of the wadi. Within this dike enclaves of sandstone showing contact metamorphic features are observable.

Leaving the vehicles we walk up the winding wadi. Please take your hats and water with you.

STOP NO. 1

TRIANGULAR GRABEN

In this structure (map 1) Nubian sandstone (lower part of Netafim Formation - Weissbrod, 1981) is dipping to the southwest. The sandstone block is bound on three sides by faults. Along the southern fault, running E-W, a doleritic dike is found. This body can be traced eastwards and can be connected with the dike mentioned above in the lower part of W. Washwashi. A single age determination from this site yielded 454 m.y. (K-Ar).

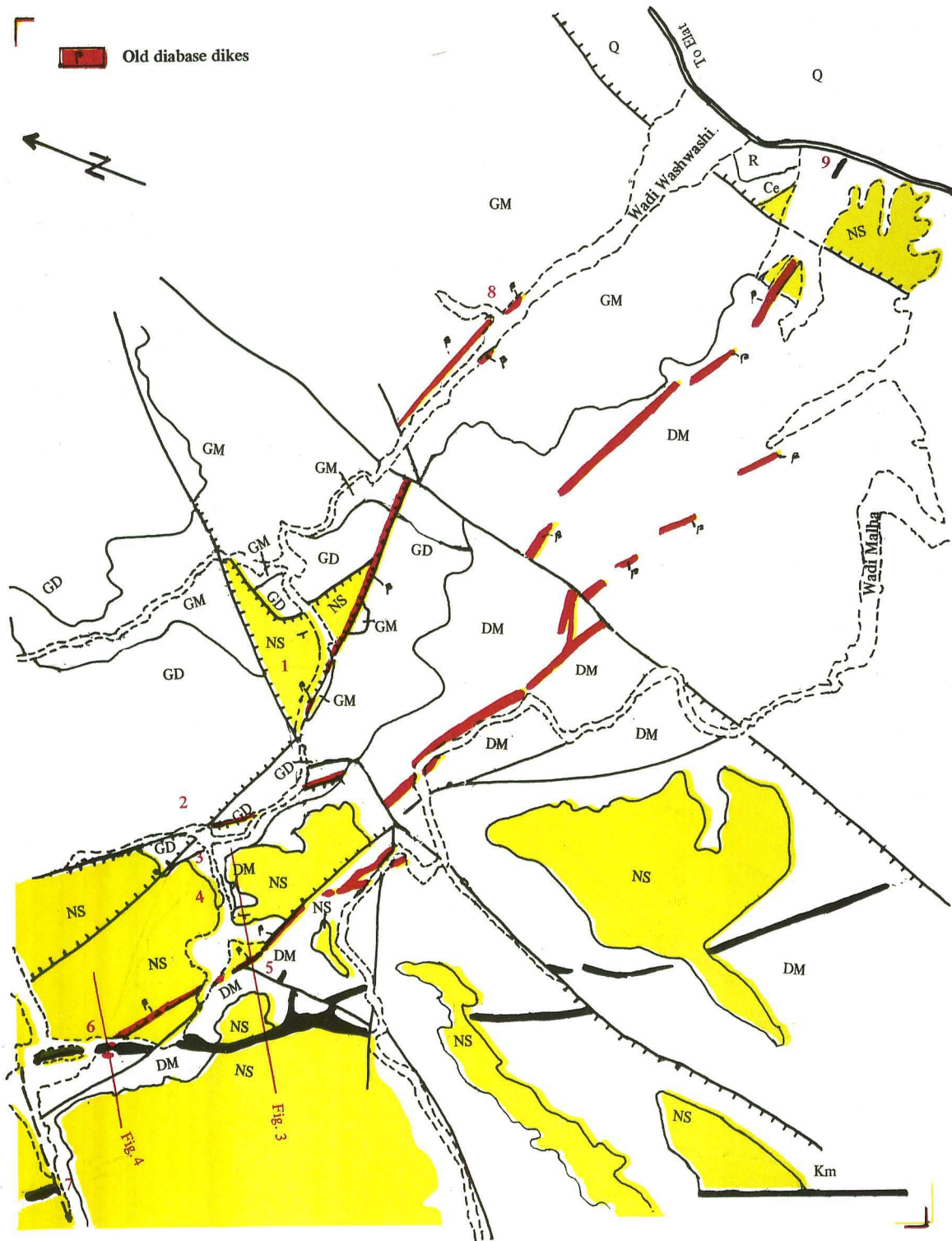


FIG. 2. Geologic sketch map of the Wadi Washwashi and Wadi Malha area. For legend see next page.

LEGEND for FIG. 2

GD Granodiorite Abu-Hamsa:

Porphyritic Biotite Granodiorite, medium to coarse grained, gray, carrying large pink microcline-perthite crystals; weak gneissosity. This rock is forming a pluton between Wadi Guseib and Wadi Washwashi

MD Malha Diorite:

Biotite-Amphibole-Quartz Diorite, medium to coarse grained, dark gray; Large rectangular plagioclase is typical. Forms a pluton between Wadi Washwashi and Wadi El Beidan.

MG Mhash Granite:

Riebeckite Alkali Granite, reddish-brown, coarse grained. This rock constitutes a pluton in the eastern part of the area, between Wadi Mhash and Wadi Washwashi. It shows intrusive relations to Abu Hamsa Granodiorite and to Malha Diorite.

NS Nubian sandstone, mainly Netafim Formation.

"Old Diabase"

The major constituents are plagioclase, augite, and olivine which tends to be replaced by ore and brown biotite. Accessories are mainly ore and apatite. Textures vary.

CE HAZERA FORMATION

Limestones, dolomites and marls. Cenomanian age.

Miocene Diabase

The major constituents are equant plagioclase and augite. Minor and accessories include ore, apatite, calcite, quartz and zeolites.

R RAHAM CONGLOMERATE

A ALLUVIUM

STOP NO. 2**MOYAT WASHWASHI**

The springs are developed on shales of the Netafim Formation at the contact with the basement.

Looking east, 50 and 100 meters above the present wadi bed ancient fluvial terraces are observable. They are composed mainly of Judea Group carbonate pebbles.

STOP NO. 3**THE PENEPLAIN**

The peneplain is developed here on weathered Precambrian Abu-Hamsa Diorite. Shale, arkosic sandstones and cross bedded sandstones belonging to the Netafim Formation overly the unconformity. Five meters above the contact micaceous "paper" sandstones are found.

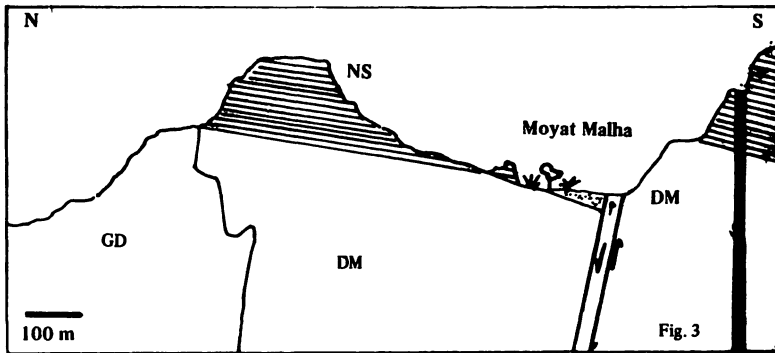


FIG. 3. Geologic cross section across the Malha block (eastern part).

STOP NO. 4**MOYAT MALHA**

Looking south to the Moyat Malha tilted block one can observe the contact between the sandstones and the Precambrian basement offset by the fault scarp bounding the southern end of the block.

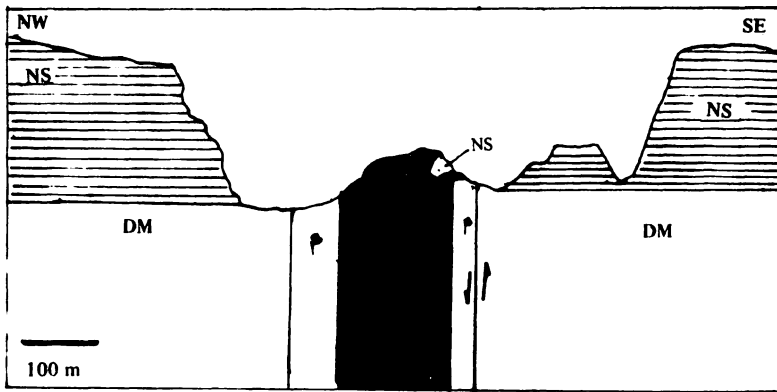


FIG. 4: Geologic cross section across the Malha block (western part).

STOP NO. 5 FAULT & DIKE, SOUTHERN SIDE OF MOYAT MALHA BLOCK

The Moyat Malaha tilted block is bound, on its southern side by an E-W trending fault. Along this fault the peneplain is downthrown, on the northern block, some 50 meters. A doleritic dike, 20 - 50 meters thick, is observable along large parts of this fault segment.

Field and petrographic relations indicate that the doleritic dike intruded along the fault. The movements observed along the fault, mentioned above, preceded the magmatic intrusion. This conclusion is based on the following observations:

- 1) The dike shows chilled margins on both sides - against the Malha Diorite in the south and against the Paleozoic sandstone in the north.
- 2) The dike does not exhibit deformation/brecciation features at its contacts with the adjoining rocks nor within itself. This excludes the possibility of an "obscure" late fault, running within the dike.
- 3) The magnetic profile (total field, measured with a proton magnetometer) across fault + dike shows a smooth curve similar to other profiles measured across similar dikes.
- 4) Sandstone "dikes" and slivers, found in the dike close and along its contacts show contact metamorphic features. These will be dealt with at a later station.

The geological situation we observe at this locality (fault and dike relationship; trend) is identical with the one we observed at stop no. 1.

The age of this dike is problematic:

- a) Field relations indicate at least a post lowermost Nubian sandstone age.
- b) So far two K-Ar ages on samples from this dike gave (both) ages of 454 m. y. One of the samples is from this stop.

At this stage we refer to this magmatic phase as the "old diabase phase". Since this phase is probably widespread in Southern Sinai on one

hand, and since its relations with the Nubian Sandstone is not clarified yet further investigations are undertaken.

STOP NO. 6

MIOCENE DIKE

From stop 5 we follow the trace of the fault and dike to the northwest. We cross the old dike and following the wadi through the Malha Diorite we arrive on another thick basaltic dike. The wadi is now incised into this soft basalt. Looking to the SE we can follow the dike and observe that it clearly intrudes into the Nubian Sandstone sequence.

Arriving at station 6 we see that the second dike intrudes the aforementioned "old diabase" dike which we have been following. These relations are observable first of all on the northeast face of the younger dike. Crossing over to the southwest face of the thick young dike we can follow a relict segment of the "old diabase". This segment is situated between the fault against the Precambrian on one side and is cut by the young dike on the other side. Along the contact of the latter a chilled margin is observable and a sandstone sliver is found.

Age determinations on samples from the young dike (several points) yield ages of 19 - 21 m.y. (Steinitz et al., 1980)

STOP NO. 7

OFFSET MIOCENE DIKE

From stop 6 we continue westward, following the thick Miocene dike, forming a well defined wide (some 100 m) ridge within a cirque of Nubian sandstone. Towards the west this ridge ends abruptly, and the continuation of the dike in the adjacent Nubian sandstone cliff cannot be seen. Turning south, and following the wadi bed for some 800 meters, we find the western continuation of the dike, offset sinistrally by a fault. This continuation of the Miocene dike can be traced further to the northwest. At Sheikh Attiya, intruding there Turonian sediments, this dike is known since 1927 (Beadnell, 1927). The offset observed at this stop is part of the total 4 kilometer sinistral offset recorded by this dike from Sheik Attiya to the Gulf of Elat.

STOP NO. 8

SANDSTONES IN OLD DIABASE DIKE

Passing one of the "Old Diabase" dike outcrops we observe the sandstone slivers which occur as discrete bodies and "dikes" within the dike, along its contact, and sometimes even within the country rock. Within these sandstone bodies an internal lamination is observable, parallel to the dike walls. Mineralogical investigations show these sandstones to be partially recrystallized and cemented by zeolites (heulandite - stilbite group) which are typical to low temperature metamorphism of basic volcanics. It is assumed that they attest to the fact that these sandstones, originating from the "Nubian" sequence, must have caved into the open fissures. The magma rising in the same fissure sheared and metamorphosed them.

STOP NO. 9 MIOCENE DIKE AND RAHAM CONGLOMERATE

Returning from Wadi Washashi to the main road, we turn 0.5 km southwards. At this locality, just a few meters to the west of the road, we observe a small weathered outcrop of the Miocene dike covered by an alluvial terrace. This is the easternmost outcrop of this Miocene dike. To the east the dike could be followed, beneath the alluvial fan, a few hundred meters, with the aid of a magnetometer.

North of this point a down faulted (eastward dipping) block of Nubian sandstone and Hazera Formation carbonates is seen. These are covered with an erosional unconformity by a boulder conglomerate belonging to the Raham Formation (Garfunkel *et al.*, 1974). No relations can be established between the 19-21 m. y. basaltic dike and the Raham Formation.



REFERENCES

- Bartov, Y., Steinitz, G., Eyal, M. and Eyal, Y., 1980. Sinistral movement along the Gulf of Aqaba (Elat) - its age and relations to the opening of the Red Sea. *Nature*, v. 285, p. 220-221.
- Beadnell, H. J. L., 1927. *The Wilderness of Sinai*. Arnold, London, 180 p.
- Eyal, M., Eyal, Y., Bartov, Y. and Steinitz, G., 1981. The tectonic development of the Western Margin of the Gulf of Elat (Aqaba) Rift. *Tectonophysics*, (in press).
- Garfunkel, Z., Bartov, Y., Eyal, M., and Steinitz, G., 1974. Raham Conglomerate - New evidence for Neogene tectonism in the southern part of the Dead Sea Rift. *Geol. Mag.* 111(1), p. 55-64.
- Steinitz, G., Bartov, Y., Eyal, M. and Eyal, Y., 1981. K-Ar age determination of Tertiary magmatism along the western margin of the Gulf of Elat. *Isr. Geol. Surv.; Current Research 1980*, p. 27-29.
- Weissbrod, T., 1981. *The Paleozoic of Israel and adjacent countries (Lithostratigraphic study)*. GSI report M.P. 600/81.

גם בעידן החדש של תפישה טקטונית הפותחת אפשרויות להבנת המתרחש, אין להתחמק מלהסביר את תופעות השוליים של המבנים המשניים משני צדי הבקע. פיזורם המרחבי של מבנים אלה ידוע: שברים אופקיים שמאליים (בתר - מיוקן קדום) במזרח סני, תת-מקבילים למפרץ אילת; שברי רוחב אופקיים ימניים (בתר-מיוקן קדום) בצפון סבי ובמרכז הנגב, מאוחרים ודיסקורדנטיים לקמטים הגדולים; מבנים קומפרטיביים קטנים לאורך הערבה; השברים הנורמליים בשולי ים המלח; שברי-מדרגות נורמליים משני צדי בקעת הירדן.

בהסתמך על נתונים סייסמיים, ניסו נור ובן-אברהם (1978) להסביר את היעדר העדויות על תנועה אופקית בבקעת הירדן, ע"י פיזור ההחלקה היחסית לצדדים על-פני שברים מסועפים מהבקע, הגורמים להפחתת ההדרגתית מדרום לצפון של התנועה היחסית האופקית. לאחרונה נעשים מחקרים סטרוקטורליים מפורטים, חלקם בק.מ. ארצי וחלקם באזורים קריטיים מצומצמים. אין לי ספק כי מחקרים אלה יניבו פירוטיהם בקרוב ויוסיפו מימד חדש להבנת ההתפתחות הטקטונית.

נראה לי כי בנוסף לכל האמור לעיל, חשיבות מכרעת לפיענוח גיל הווצרות הבקע ולוח זמנים מפורט ככל האפשר של שלבי התפתחותו. המידע על המילוי בחלקיו השונים מועט וחלקי, והמעט שישנו (הר סדום, קידוחי הערבה, קידוח חולה) אינו מספק בתונים חד-משמעיים על גיל המרכיבים. אני מאמין כי, כאשר נדע הרבה יותר ומדויק יותר על המילוי, נוכל לצמצם ולחדד את המודלים הטקטוניים.

על התפתחות בקע הירדן - ים המלח

נחמן שולמן, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית.

המודלים הטקטוניים של בקע הירדן - ים המלח, שהוצעו בזמנים שונים, הושפעו ע"י התפישות הטקטוניות שהיו מקובלות בעולם בכל עת ועת. התקופה המודרנית של הפירושים הטקטוניים של הבקע מתחילה עם Quennell (1956) שהעלה מחדש את ההנחה של התנועה האופקית בשיעור של 105 קמ'. המודל של Quennell הושפע מהגילויים המרשימים של תופעות דומות בארה"ב, ניו-זילנד וסקוטלנד, והניתוח הסטרוקטורלי נעשה על-פי תורתו של אנדרסון.

שתי מוסכמות עמדו בבסיס המודל:

א. התנועה הדיפרנציאלית של הגושים הצפידים התקיימה בקרום הסיאלי בלבד, והבטוי המובהק לסוג זה של דפורמציה הוא חשיפתה המשוערת של חלקו הבזלטי של הקרום בקרקעית ים-המלח. פירוש זה התבסס על רדידותה היחסית של הפעילות הסייסמית והיה מקובל גם במקומות אחרים בעולם.

ב. כל המבנים שנוצרו באזור מתחילת הקרטיקון ועד היום, הם תוצאה של שדה - מאמצים שמקורו בבקע. זו היתה גישה כמעט אכסיומטית של רוב חוקרי ה- transcurrent faults בעולם, והוצגה בקיצוניותה ע"י Moody & Hill (1956). גישה זו אמצה גם ע"י פרוינד בכל עבודותיו, אך במיוחד בניתוח הסטרוקטורלי המבריק והיסודי ב-1974. בניתוח זה טוען פרוינד גם כי כל התנועה האופקית נספגת בדרום ע"י פתיחתו של ים סוף, ובצפון ע"י המבנים הקומפרסיביים של זגרוס וטאורוס.

ב - 1968 הוצע הסבר חדיש על פעילותו הטקטונית של כדור-הארץ - טקטוניקת הלוחות. תפישה חדשה ומקיפה זו, שנחבלה בהתלהבות ע"י רוב הגיאולוגים בעולם, מחייבת כל ניתוח רגיונלי מצומצם להתאים עצמו להמונת התנועה הכללית. עקרונותיה של היפותיזה חדשה זו הם המערכת הגלובלית והמקיפה של התנועה, ומהות התנועה המיוחסת למגע ליתוספרה-אסתנוספרה. שדה הראייה של הגיאולוג הרגיונלי חורג מעתה הרבה מעבר לגבולות המבנה הנחקר, ובפירושו הדינמיים אינו יכול עוד להסתפק ברובד הדק-יחסית של הקרום. השפעתה של טקטוניקת הלוחות בולטת במיוחד בגישותיהם החדשות של גרפונקל ושל שולמן שהוצגו בכנסים ב - 1979, 1980. מעתה, על המודל הקיבמטי של בקע הירדן-ים המלח להתאים, כמותית ומהותית, לשלבי הפתיחה ביס-סוף והסביבה, לתנועת הלוחות הליתוספריים, ולתהליכים בחוף האסתנוספרה. לצערנו מעטים עדיין הנתונים בהתפתחותו של ים סוף שאין עליהם חילוקי-דעות.

המפה הגיאולוגית של מכתש רמון וסביבתו (קומפילציה)

עמית שגב

המכון הגיאולוגי, ירושלים

קומפילציה של מספר מפות גיאולוגיות של אזור מכתש רמון, בקנה מדה שונים, נעשתה במסגרת פרויקט לחיפושי אורניום בארץ ישראל המבוצע ע"י המכון הגיאולוגי וממ"ג שורק. חלק מהמקורות הן מפות מפורטות וחלקן כלליות מאד, אחדות נעשו לפני זמן רב ואחדות הסתיימו זה עתה. המפות צולמו והותאמו לקנה מדה של 1:50,000. בשני אזורים קטנים אשר לא מופו ולהם חשיבות למטרות הפרוייקט, הושלם המידע מתצלומי אוויר. להלן פרוט מקורות המפה:

- בן תור, י.ק., פרומן, ע., 1964 - המפה הגיאולוגית של הנגב 1:100,000, גליון הר לופ. המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- בר, ג., 1981 (בהכנה) - הגיאולוגיה של קו עריף-בתור, אזור מעלה המישר. עבודה לשם קבלת תואר M.Sc, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- גרפונקל, צ., 1964 - בעיות טקטוניות קו רמון. עבודה לשם קבלת תואר M.Sc, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- זילברמן, ע., 1977 - הגיאולוגיה של קו טעד נפחא כרמת עבדת. עבודה לשם קבלת תואר M.Sc, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- זילברמן, ע., 1980 - הגיאולוגיה של שבר רמון (בהכנה).
- יצחקי, י., סטרינסקי, א., 1964 - מפה גיאולוגית, נחל נקרות 1:20,000, המחלקה למיפוי, המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- כץ, א., 1968 - בעיות פטרולוגיות וגיאוכימיות בחצורת מחמל, מכתש רמון (דרום ישראל) עבודה לשם קבלת תואר דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- Garfunkel, Z., Katz, A., 1967 - New magmatic features in Makhtesh Ramon Southern Israel. Geol. Magazine 104, pp. 608-629.
- Nevo, E., Mazor, e., Shilo, A., Zak, I. - (under supervision of Bentor Y., and Friedman, J.), 1958 - Geol. map of Makhtesh Ramon, 1:20,000. Geol. Surv. Israel, Jerusalem.
- Zak, I., 1968 - Geological map of Israel, Makhtesh, Har Gevanim 1:20,000. Geol. Surv. Israel.

הערות לנדידת הקמוט לאורך מבנים גיאולוגיים

7. רודד

המכון הגיאולוגי, ירושלים

מטרת העבודה הנוכחית היא לבדוק ההנחה שחל קמוט פוסט-ביאוגני בין אנטיקלינת אפעה למישור רותם (סינקלינת אפעה).

ההנחה על נדידת הקמוט כלפי צפון-מזרח (פרוינד וזק, 1973), היתה מבוססת על השוואת גבהים של קונגלומרט הגג של תצורת חצבה (פרט אשלון, חרש 1967), או גגו של פרט רותם (שחר, 1973), המונח על מישור גידוע בשוליים הדרום-מזרחיות של אנטיקלינת אפעה, לבין אותו קונגלומרט הנמצא בתוך סינקלינת אפעה. לפי הנחה זו גובהו של מישור הגידוע עולה כלפי צפון-מזרח וגובה מחשופי הקונגלומרט הנמצא בסינקלינה יורד כלפי אותו כוון. לפיכך האמפליטודה של הקמוט גדלה כלפי צפון-מזרח וגיל הקימוט הולך וצעיר בכוון זה (פרוינד וזק, 1973). בדיקה מחדשת של קונגלומרט הגג באגפה של אנטיקלינת אפעה, מראה שהוא מונח בגבהים שבין 385m^+ בדרום-מערב עד 395m^+ מספר קילומטרים יותר צפונה.

יתר על כן, אותו קונגלומרט מצוי בסינקלינה בגובה של 380m^+ עד 385m^+ . הירידה בגובה הקונגלומרט כלפי צפון-מזרח, המיוחסת לגידול באמפליטודת הקימוט, הנה למעשה ירידה בגובה של סדרת טרסות פלוביאטיליות הקשורות למערכת הנוקז' הנוכחית, כשצור ה"יבוא" הושקע מחדש בטרסות אלה, כך שלמעשה מדובר בקונגלומרטים פלוביאטילים יותר צעירים מקונגלומרט הגג של תצורת חצבה. לפי כך הושווה גובה קונגלומרט הגג עם גובה קונגלומרטים צעירים ממנו.

בדיקת הקונגלומרטים המצויים בסינקלינה הראתה כי קונגלומרט הגג המכיל צור "יבוא" ומונח בגובה 380m^+ עד 385m^+ הינו בעל לכוד גירי קשה למדי בכל המחשופים הנמצאים בגבהים אלה. לעומת זאת, הקונגלומרטים היותר צעירים, הנונים את מדרגות הנחלים, מכילים אף הם צור "יבוא" שעבר שקיעה מחדש והגם בעלי לכוד דטריתי רופף. יש לציין שפרט רותם החולי מכיל אף הוא אופקים ועדשות דקות של צור "יבוא" במקומות שונים בחתך. חלוקי צור ה"יבוא" הולכים ובפוצים כלפי גג החתך של פרט רותם ורק חלקו העליון ביותר נקרא פרט אשלון (חרש, 1967).

מחשוף נוסף של קונגלומרט מצוי מעט צפונית לנחל חומר בגובה של כ- 200m^+ ואשר אמור היה להראות כי אמפליטודת הקמוט אכן גדלה כלפי צפון-מזרח, כלל אינו קונגלומרט גג, אלא טרסה צעירה בנויה קונגלומרט בעל לכוד דטריתי רופף המכיל בעיקר חלוקי צור מישאש תת-זויתיים וחלוקי גיר ודולומיט תת-מעגלים ובעדר כמעט לחלוטין צור "יבוא".

לסכום: ההנחה שחל שבני בגיל הקמוט בין אנטיקלינת אפעה לסינקלינת אפעה, המתבססת על הפרשי גובה בין מחשופי קונגלומרט הגג שבאגף האנטיקלינה, לאלה המצויים בתוך הסינקלינה, משווה בין קונגלומרטים שכלל אינם בעלי אותו גיל גיאולוגי. יתר על כן, מישור הגידוע שבאגף אנטיקלינת אפעה, בו מונחים רליקטים של צור "יבוא" הינו בעל גובה אחיד של כ- 385m^+ כמו גובה הקונגלומרט בעל הליכוד הגירי המצוי בסינקלינה. גבהו של קונגלומרט הגג באזור ערד מוסברת ע"י ההתרוממות הכללית הצעירה של יהודה והגב המרכזי.

שונית A, הבונה את המדרגה IV (בגובה +2 עד 1-מ' יחסית לפני הים) מהווה את השונית החוגרת המודרנית, כאשר קצה הפונה לים מכיל אלמוגים חיים. 11 גילים של שונית זו מתרכזים סביב טווח הזמן של 2.5 אלפים עד 6.5 אלפים שנים לפני ההווה. ומשום כך היא מיוחסת לדרגה 1 ההולוקנית.

ראוי לציין שמדגם בודד מהחלק היבשתי של המדרגה IV תוארך לגיל של 49 אלף שנים. מכיוון שהמדגם מוחלף בחלקו ע"י קלציט הגיל בתון בספק ואין הוא מצביע בהכרח על מפלס גבוה של דרגה 3 בחופי דרום סיני.

הגילים (לפי שיטת תוריום-אורניום) וההתפתחות
של שוניות האלמוגים הרביעוניות בדרום סיני

יואל קרונפלד¹ גדליהו גבירצמן² ובנימין בוכבינדר²

¹ המחלקה לגיאופיסיקה ומדעים פלנטריים, אוניברסיטת תל-אביב, תל-אביב.
² המכון הגיאולוגי, ירושלים.

שלוש מדרגות מורמות של שוניות אלמוגים מאובנים מתמשכות לאורך חופי דרום סיני. השוניות החוגרת הנוכחית מהווה מדרגה נוספת, רביעית, בגובה פני הים. נקבעו 34 גילים אבסולו-טיים של אלמוגים בלתי בלויים אשר נדגמו מארבע המדרגות. הגילים המתקבלים מתקבצים לפי הגילים של המדרגות האיזוטופיות האי-זוגיות 1, 5, 7, ו-9 וכולם מיצגים מצב של מפלס ים גבוה. גילים אלה תואמים גילים של שוניות אלמוגים פוסיליים במקומות אחרים בעולם.

נראה כי מדרגה מורפולוגית כשלעצמה אינה קשורה בהכרח בארוע מסויים אחד של יצירת קומפלקס-שוניתי. מדרגה מורפולוגית אחת יכולה להכיל בתוכה מספר קומפלקסים-שוניתיים זה לצד זה, כתוצאה מחזרה של הים לאותה עמדת גובה בפרקי זמן שונים. יתר על כן, קומפלקס-שוניתי אחד יכול להתחלק מאוחר יותר, על ידי ארוזיה, לשתי מדרגות מורפו-לוגיות שונות. שיקול זה, יחד עם לימוד מדוקדק של יחסי השדה וגיל המדגמים הביא למסקנה שלמרות שנמצאו ארבע מדרגות וארבעה קומפלקסים-שוניתיים, המדרגות המורפולוגיות אינן תואמות בהכרח לארבעת הקומפלקסים השוניתיים.

שונית D זהה עם המדרגה I (בגובה +30 מ') שונית זו עברה החלפה כמעט שלמה של ארגוניט לקלציט. רק שני מדגמים ארגוניטיים תוארכו בגילים 306 אלף ו-289 אלף שנים לפני ההווה. יש כנראה לשייך שונית זו למעמד גבוה של הים בזמן המדרגה 9.

שונית C מהווה את החלק האחורי של המדרגה הבאה II (+25 מ'). מדגמים של שונית זו נתנו במקום אחד גילים של 128 אלף ו-132 אלף ובמקום אחר גילים של 216 אלף ו-169 אלף שנים. למרות אי ההתאמה בין הגילים אנו נוטים ליחס שונית זו לדרגה 7 אך הנחה זו צריכה ברור נוסף.

שונית B תופסת את החלק הקידמי של מדרגה II וכך גם את מדרגה III (+15 מ'). החלוקה לשתי המדרגות המורפולוגיות הינה תוצאה של אברסיה מאוחרת. 17 גילים של שונית זו מתרכזים בטווח הזמן של 141 - 81 אלף שנים לפני ההווה ומשום כך שונית זו מיוחסת למעמד גבוה של הים מזמן דרגה 5.

היחס בין מליחות מי תהום במניפות סחף בחופי סיני לבין שטח אגן ההיקוות שלהן

י. קולטון

תכנון המים לישראל האגף. להידרולוגיה

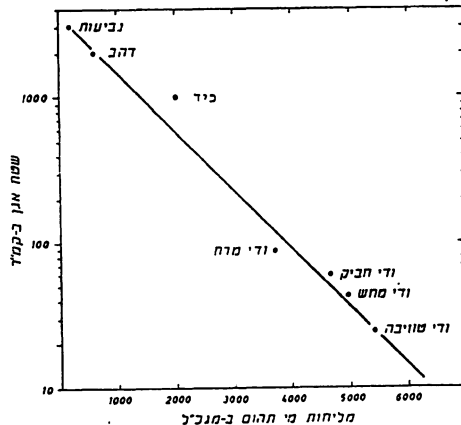
בסדרה של מניפות סחף לחופי מפרץ אילת נערכו בדיקות מי תהום באמצעות קדוחי תצפית ובארות חפורות. המניפות המצוייות בשולי חצי האי סיני נבנו ונזונות עלידי נחלים אשר אגני הניקוז שלהם נעים בגודלם בין פחות מ-110 קמ"ר ליותר מ-3000 קמ"ר.

נמצא שקיים יחס לינארי בין שטח אגן ההקוות של המניפה לבין מליחות מי התהום בה (ראה תרשים).

במניפות הגדולות (למעלה מ-2000 קמ"ר) נמצאו מים מתוקים (600 - 200 מגכ"ל), במניפות הקטנות נמצאו מים מליחים עד מלוחים (10 000 - 1 000 מגכ"ל). ממצאי הקידוחים מראים שבתחום המניפות קיים גוף מי תהום מתוקים יחסית, בעלי צורת חצי עדשה ה"צף" על מים מלוחים (מי ים). באיזור הפך הביני אשר ביניהם קיים איזור דיפוזיה אשר עוביו נע בין 5 - 20 מ', בהתאם לתנאים המקומיים. באיזור הדיפוזיה קיים מעבר הדרגתי מרכז מי ים למים מתוקים. מרבית המים המזינים את המניפה מגיעים מנפחי חומר מילוי של ערוץ הנחל הנשפך אל המניפה. חומר זה משמש כנפח אוגר מווסת הקולט חלק ממי הנגר ומזרים אותם בתת-הקרקע אל המניפה.

ככל ששטח האגן גדול יותר כמות המים המזינה את נפחי חומר המילוי בנחל גדולה יותר ומכאן ההזנה למניפה מאפשרת "ניפוח" העדשה המתוקה ויצירת עובי ניכר. בעדושות עבות איזור הדיפוזיה מצוי בעומק 40 - 30 מ'. בעדושות דקות איזור הדיפוזיה מצוי בקרבת מפלס המים וגוף המים המתוק יחסית נמצא מהול ובעל מליחות גבוהה(אף ללא שאיבה).

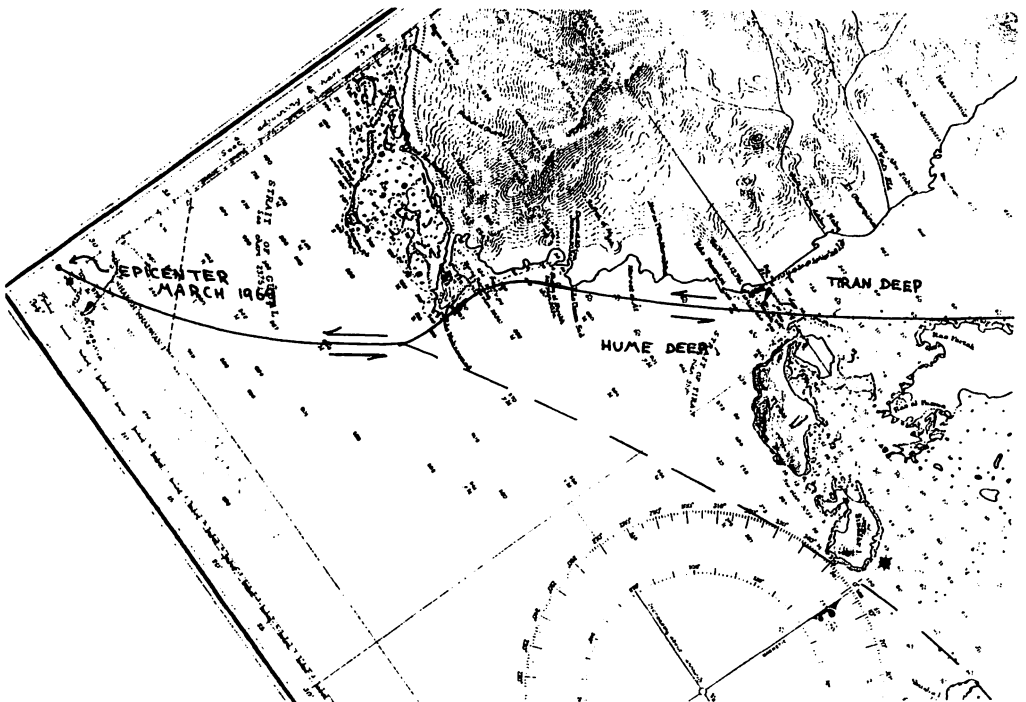
טבלת יחסי שטח אגן/מליחות מי תהום בחפרק איכת



ב. גלישה סהרונית בת כמה עשרות מטרים ארעה זמן קצר אחרי רעידת האדמה של מרץ 1969 בצדו המערבי של מפרצון ואדי חשבי. נתן לעקוב אחרי שנויים בקו החוף של מפרצון זה מאז 1906.

קשה שלא לראות קשר בין המנגנון יוצר-המפרצונים לבין המתיחה הטקטונית שסמניה בכרים במזרח חצי-האי ראס מוחמד. המתיחה הטקטונית, שכוונה תואם את כוון לינאמנט המיצרים ואשר מתמשך עד האפיצנטר הפעיל של שדואן, יוצרת סדקים והתמוטטויות ארוכות בפני הקרקע, ואף גורמת לחדירת מי-ים לחללי הקרטס הפוסילי של השוניות העתיקות.

המורפולוגיה המפרצונית, אבחון הלינאמנט, הפעילות הסייסמית והשנויים הצעירים בפני הקרקע - כל אלה מרמזים על כך שקיימים מאמצי גזירה שמאלית בין הבלוק של ים סוף ודרום מדיין (הכולל את האי טיראן), לבין הבלוק של סיני-מפרץ אילת. המורפולוגיה המפרצונית היא סגנון נוף אשר יימחק אל נכון בשלבים המתקדמים של התפתחות הבקע הבין-יבשתי האדיר של ים סוף.



טרם היו קיימים בשעה שנתהוו הטרסות, וכי הם נוצרו אחרי הטרסה האחרונה, כאשר הם עמד במפלסו הנוכחי או מעט נמוך ממנו. יצירה כה מהירה של מורפולוגיה כה בולטת, מצביעה על תהליך טקטוני.

נוסף לכך, מופיעה בחלקו המזרחי של ראס מוחמד מערכת נחלים מורמת, הזורמת משפת המפרצון (שיוצר כאן צוק גבוה למדי) לכוון היבשה ולא לכוון הים. כשפת המפרצון נותרו "עמקים תלויים" בלבד - שרידי הערוצים הגדועים. מכאן מסתבר כי לא מזמן נעלם אזור יבשתי גבוה בצד מזרח, והוא כיום אל נכון מועתק וטבוע.

התחתרות צעירה נכרת בוואדי עווגה, הנשפך למפרץ שלמה מצפון לג'בל א-צפרא, והשובה קטע קטן מכקעת אום-מרחא הנרחבת, המסתיימת בשארם א-מויא.

3. מבחינה גיאומטרית נתן לראות בצורת התיאטרון של כל המפרצונים צלקות או צלקות מורכבות של התמוטטות וגלישה בצדו החפשי של מצוק או מדרגה. הצלקות הן פלחים אקסיליים של גליל או גליל פחוס מלוכסן, וציריהם המרכזיים של גלילים אלה נופלים על שני קוים מקבילים לחוף, במרחק 1-1/2 ו- 2-1 ק"מ ממנו. נקל להראות כי צלקות אלה מתהוות כתוצאה של גלישות סהרוניות, המוכרחות להתהוות במדרגה הנוצרת בהעתק נורמאלי. צלקות מורכבות תתהוינה ע"י העתקה חוזרת, ו/או סלוק דרדרת הגלישה ע"י זיחה נוספת או גריפה תת-מימית. הכתימטריה אינה מראה סימנים של מניפות דרדרת בפתח המפרצונים - והדבר מצביע כי אכן פועל מנגנון כזה.

4. המנגנון המוצע לעיל (המעדה טקטונית של גלישות סהרוניות ממצוק-העתקה) מקבל חזק ממציותן של שני תופעות-נוף, אל נכון צעירות:

א. סדק-מתיחה קשתי בין מרטה אבו מונייציל ומפרץ הצוקים, רחבו של הסדק כ- 3-2 מ' וכך גם עמקו כיום. סדקים דומים מסתעפים מאגפי מפרץ נעמה (אך נהרסו ע"י פעולות דחפור). סדק-מתיחה קשתי מופיע בראס מוחמד,

מתחת לטריג 42.

המפרצונים מצויים ביותר בחצורת ראס אום סיד, אך אינם מוגבלים אליה. צורתם אינה קשורה קשר מובהק לטיב הסלע או לאנטומיה של השוניות היוצרות אותן (שוניות צומחות בקמרון לכוון היס; חללי קריסה ומיסוס יוצרים שקעים מעגליים שלמים, ומכל מקום אלה נדירים). כמו כן אין המפרצונים עמקים טבועים, שכן כמעט ואין כינוס ודיות לתוכם (רק ב-3 מתוך 35 מפרצונים, ואף שם הודיות הן צעירות ביותר, וקצרות מאוד, ומיצגות שביה צעירה של נקוז שנגרמה ע"י המפרצון). בשום מפרצון אין למצא קניון או ערוץ טבוע.

כמו כן אין להביא בחשבון הרס ע"י גלים - שהם מעצבי-חוף מובהקים בחופים שונים בעולם - במשטר הגלים המתון והגאות הזניחה של מפרץ אילת.

כך, בדרך השליה, מתבקש הסבר טקטוני, ולכך יש 4 סבות נוספות הנדונות להלן: (1) המפרצונים יושבים על לינאמנט טקטוני בולט. (2) הם תוספות מאוחרת על המערכת ההידרוגראפית. (3) צורתם תואמת מורפולוגיה צלקתית של גלישות. (4) אחדים מהמפרצונים קשורים בעצוב נוף רצנטי.

1. הקטעים המפורצים של חופי ערב וסיני יושבים על קו סיגמואידי כלשהו, שכוונו ד' 35 מז', אשר מחבר את ערב וסיני דרך מיצרי טיראן. שם עובר הקו על גב הרכס נושא-השוניות אשר מפריד את מעמק טיראן שבצפון-מערב ממעמק יזם שבדרום-מזרח. שפועיו הבתימטרים הגדולים של רכס זה (יותר מ-1400 מ' עומק על מרחק קטן מ-2000 מ') מעידים עליו שהו תואי טקטוני. התמשכותו של הקו לכוון דר' מע' מביאה אותו אל האפיצנטר של שדואן (א. אריה, 1969). גבולו הצפון-מזרחי של ים סוף, המתאר חוף מעגלי ארוך ומפורץ ביותר אף הוא. יתכן ומסתעף מן הקו הטקטוני המתואר.

2. בקטעי החוף הישרים שבין המפרצונים מדורגות שלוש טרסות ימיות צעירות, אשר הצעירה והנמוכה שבהן (5-2 מ') הנה בת 140,000-108 שנה (פ. ירון בגבירצמן 1975). בחופם הקעור של כל המפרצונים אין זכר לטרסות אלה (להוציא את מרסה בריכה - שאינו מפרצון מן הסוג המתואר). יש לראות בכך ראייה כי המפרצונים

חופים טקטוניים בדרום מפרץ אילת: גלישות סהרוניות רצנטיות ?

המכון הגיאולוגי, ירושלים.

איתמר פרת

ת מ צ י ת

החופים הדרומיים של סיני המזרחית וחופי ערב שממולם הם בעלי מורפולוגיה מפרצונית מיוחדת במינה. משוער כי המפרצונים הנם צלקות גלישה סהרוניות אשר נוצרו לאורך מצוק העתקה עצום. ההעתק הקשור בתופעה זו הנו חלק מלינאמנט שכוונו ד' 35 מז' שלארכו מתקיים מאמץ גזירה שמאלית אפקית. מאמץ זה גורם למתיחת התשתית של ראס מוחמד, ולתופעות סייסמיות בהמשך הקו דרום-מערבה.

מפרץ אילת בצורתו הנוכחית הנו איזור צעיר של בקע ים סוף. קרקעיתו עשויה 4 שוחות רומביות, ערוכות זו דרומית לזו, המגיעות לעומק 900-1200 מ' עם זריקה אנכית של יותר מ-7 ק"מ (בן אברהם ואחרים, 1978). בחופי סיני מגיעה התזוזה האפקית ל-60 ק"מ (ברטוב ואחרים, 1979). הן בקרקע המפרץ והן בחופיו שולטים תוי נוף מורפוטקטוניים.

הסלעים הנחשפים בחופי מפרץ אילת הם ברובם מסלע מגמטי פריקמברי, חשוף או מכוסה סדימנטים דקים. אולם דרומית לראס א-טנטור עקרו של החוף עשוי מתצורת ראס אום-סיד (פרת, 1977), שהוא גיר שוניות פלייסטוקני מתחלף עם רבדי צרורות, והמורם כיום עד 35 מ' מעל מפלס פני הים. בחוף ערב שממול, משתרעת התצורה מעט יותר צפונה.

מראס נצראני ודרומה, עד ראס מוחמד, החוף בעל הופעה "מכורסת" הנגרמת ע"י סדרת מפרצונים חצי-מעגליים. רחבם 1-2 ק"מ מצד הים, וחדירתם כ- $1\frac{1}{2}$ - $\frac{1}{2}$ ק"מ ליבשה. מורפולוגיה מפרצונית דומה נראית בחוף ערב שממול, בין מקנע לראס פרטק. בין אילת לראס מוחמד פזורים כ- 55-60 מפרצונים כאלה פזור לא-אחיד על פני כ-200 ק"מ (1 לכל 3- $3\frac{1}{2}$ ק"מ, בממוצע). ב-40 הק"מ שביין ראס נצראני לראס מוחמד יש כ-35 מפרצונים (בערך 1 לכל ק"מ), ובחוף ערב שמנגד הצפיפות רבה אף יותר (1 מפרצון לכל 600-700 מ'). מפרצונים אחדים בנויים קטעים מעגליים מורכבים.

**סקר ראשוני של זיהום עופרת
באדמות רצמחיה לאורך דרכים בישראל**

ה. פונר א. גל א. זהר
המכון הגיאולוגי, ירושלים

עופרת מוספת לבנזין לשיפור תכונות ה- (Anti - Knock) של הדלק. בתהליך השריפה העופרת משתחררת עם גזי הפליטה ושוקעת בסביבה. עבודה רבה נעשתה בארצות שונות לבחינת השפעת פליטות העופרת על האדמות והצמחיה לאורך דרכים בעלות עומס תנועה כבדה. למיטב לידיעתנו טרם נעשתה בדיקה דומה בארץ. סקר ראשוני זה מטרתו לבחון את המצב בארץ. מחקר על חשיפה ישירה לאדי עופרת באויר בישראל, פורסם לאחרונה ע"י ריכטר ועמיתיו.

תכולת העופרת בבנזין בישראל היא בסביבות 400 מ"ג Pb לליטר. עם התכניות להעלות את אוקטן הדלק בארץ עלולה תכולת העופרת בדלק לעלות ל- 500 מ"ג לליטר.

- הסקר הראשוני נערך על קרקעות לאורך 2 דרכים אשר עליהם עומס תנועה כבד :
1. כביש ירושלים תל-אביב, בקטע שאבה-שער הגיא ומקוה ישראל.
 2. כביש גהה וכביש לוד פתח-תקוה.

באיזור הרי יהודה נמצאו ערכים של 240 ppm לאורך הדרך עם דעיכה מהירה של ריכוז העופרת עד 20 ppm במרחק של 100 מטר מהכביש.

באיזור ת"א (כביש גהה - מקוה ישראל ולוד - פתח-תקוה) נמצאו ערכים של 10 - 25 ppm בלבד וזאת למרות התנועה הכבדה באיזור. יתכן והדבר נובע עקב סחיפת קרקעות באיזור החמרה שנדגמה ליד כביש גהה ועיבוד האדמות באזור מקוה ישראל, דבר המונע הצטברות עופרת וכך גם מונע הצטברות המומס שהוא כנראה הלוכד העיקרי של העופרת.

בדיקות ראשוניות שנעשו בפירות הגדלים לאורך הדרך לא הראו סימני העשדה בעופרת.

בערוץ אחד הנחלים נמצאו כמה שברים ברורים החוצים את הקונגלומרט בכוון הלינאמנט. על משורי השבירה נמצאו רשומי החלקה בולטים וכך זריקות הנתנות למדידה מלוות בנטיות של הקונגלומרט עד כ 7° .

חלק מהשברים הם נורמלים, עליהם נמדדו זריקות של עד 1.8 מ', ובסמוך שבר הפוך עם זריקה של 0.4 מ'. השבירה ההפוכה נמצאת באזור בו יוצר הקונגלומרט כעין קער קטן ממדים בעל נטיות מתונות ואילו השברים הנורמלים התפתחו באזור בו מובחן כעין קמר מתון.

נראה שהקונגלומרט, שעביו במחשוף כ 15 מ', הגיב לפעולת קמוט בחוארים שמתחתיו על ידי דפורמציה פריכה שבטויה- מערכת שברים רדודים שאפים מוכתב על ידי מערכות מאמצים מקומיות: שבירה נורמלית כתגובה למתיחה באזור המקומר ושבירה הפוכה כתגובה ללחיצה באזור הקעור.

מערכת שבירה זו, יחד עם הנטיות לאורך הלינאמנט, מהווה עדות להמשך הקמוט במבנה חצרה לאחר השקעת הקונגלומרט אך לפני יצירת הטרסות של הנחלים הצעירים בהן איך לינאמנט חצרה נכר.

לינאמנט חצרה - עדות אפשרית לפעילות קמוט פוסט פליוקנית במבנה חצרה

ג. ערך, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית.

פאזות קמוט מהטרוון ואילך ידועות בנגב הצפוני. סלעי תצורת חצבה מקומטים מעידים על קיום קמוט פוסט מיוקני. לינאמנט חצרה מהווה עדות אפשרית לקיום של קמוט פוסט פליוקני באזור.

לינאמנט חצרה הוא לינאמנט מורפוטקטוני העובר לאורך טרסה גבוהה

בין שולי קמר חצרה מצפון מערב לביין נחל צין בדרום מזרח. טרסה זו בנויה קונגלומרט בלתי מלוכד המונח באי התאמה ארוזיבית על גבי חואר מתצורת מזר (Shahar et al. 1966. Isr. J. Earth Sci. 15, 82-84).

מיקומו הסטרוקטורלי מתלכד עם הכפוף הסינקלינלי (synclinal nick) שלרגלי מונקלינת חצרה בקטע שביין נחל חתירה למעלה עקרבים. אורך הלינאמנט 2.5 ק"מ וכיוונו $N60^{\circ}E$. תופעות דומות בעלות אופי מקומי פזורות במקומות נוספים לאורך הכפוף הסינקלינלי.

ללינאמנט בטויים גיאומורפולוגיים כדלקמן:

א. ערוצים קטנים המתפתחים עליו בניצב לכיוון הטרסה שהוא כיוון הנחלים העיקריים באזור.

ב. נחלים גדולים שכוון זרימתם בדרך כלל ניצב ללינאמנט (נחל גוב לדוגמא) יוצרים ברך בהגיעם אליו וזורמים עליו כברת דרך לפני חזרתם לכיוון המקורי.

ג. שקעים מאורכים חסרי נקוז ואוכפים רדודים הנמצאים לארכו. תופעות אלו נצפו על גבי טרסת הקונגלומרט העליונה בלבד ולא הובחנו במדרגות הנחלים החתורים לתוכה.

בטויו הטקטוני של הלינאמנט מתגלה בקירות הנחלים החתורים בטרסה בצורת שבייה וקמוט של חוארי תצורת מזר והקונגלומרט שמעליה. בדרך כלל נוטות השכבות אל הלינאמנט:

- א. מדרום מזרח לו נמצאו נטיות עד 14° אליו ($N20^{\circ}W/14^{\circ}$ בנחל גוב).
- ב. מצפון מערב לו נטיות עד 20° אליו - $S30^{\circ}E/20^{\circ}$ - בחוארי תצורת מזר המונחים באי התאמה על צור מישאש שנטיתו $S30^{\circ}E/49^{\circ}$.

Table 1. Attributes of clay fabric and clay mode of occurrence which may be used to identify method of transport and timing of deposition of the clay.

Headings	Attributes of clay particles		Headings
Method of transport	Fabric (texture)	Mode (place)	Timing of deposition
Variform clastic dragging	Dispersed	Matrix of sandstone; Entrapped in aggregates.	Syngenetic
	Massive mudstone fragment; Shale fragment; Layered rip-up mud clast	Whole substance	
Mechanical Suspension	Laminated	Interbedded between sandstone layers	Syngenetic
	Hollow aggregate	Infiltration residue on walls or pores	Epigenetic
Colloidal suspension	Clustered oriented floccules	Entrapped in sandstone	Syngenetic
	Non oriented floccules	Pore filling; Menisci.	Epigenetic
	Oriented cloccules	Pore filling	
Biogenic loading	Pellets	Entrapped in sandstone	Syngenetic
		In burrows and root holes	Epigenetic
Chemical solution	Color banded	Pore filling	Neoformed authigenic
	Replacement of host rock	In dissolution cavities	Neoformed catagenic
	Random filling	In fractures	

מַאֲרָגֵי הַחֲרָסִיּוֹת דְּאוֹפֵן הַרְפָּעָתָם כַּאֲבֵן הַחֹל

הַנּוֹבֵיִת מִתְצוּרַת אֲמִיר

עֲמֻנּוֹאֵל עֲצֻמוֹן, הַמְּחַלְקָה לְבִיאולוֹגִיָּה וּמִינְרֵלוֹגִיָּה, אוּנִיבֶרְסִיטַת בֶּן-גּוּרִיוֹן בְּנֶגֶב כְּאֵר-שֶׁבַע

אֲסוּרִיאֲצִיּוֹת שֶׁל חֲרָסִיּוֹת קְאוּלִינִיט נְקִיּוֹת עִם חוֹל קְרוּרָץ נְקִי, מִיּוֹצְרוֹת כַּאֲבֵן הַחֹל הַנּוֹבֵיִת הַלְבֵנָה שֶׁל תְּצוּרַת אֲמִיר בְּנֶגֶב וּבְסִינִי, עַל יְדֵי מִיגוּרוֹן שֶׁל מַאֲרָגֵי הַחֲרָסִיּוֹת (Fabrics) וְאוֹפְנֵי הַרְפָּעָתָם (Mode) בְּתוֹךְ אֲבֵן הַחֹל.

מַאֲרָגִים וְאוֹפְנִים אֵלּוּ מְשֻׁמָּשִׁים לְנִסְיוֹן לְהַסִּיק מִסְקָנוֹת בְּקֶשֶׁר לְשִׁטַּת הַהוֹבְלָה (Transportation) שֶׁל הַסְּדִימָנְטִים וְלְתִזְמוֹן (Timings) הַשְּׂקָעָתָם.

הַטְּכֵלָה הַמְצוּרַפָּת מְרַאֵה אֵת הַקְּשָׁרִים הַמִּיּוֹחָסִים כִּיךְ צְבִירוֹנוֹת (Attributes) הַמַּאֲרָגִים וְאוֹפְנֵי הַרְפָּעָה לְבִין סְמִלֵי (Symbols) שִׁיטוֹת הַהוֹבְלָה וְתִזְמוֹן הַהֶשְׁקָעָה.

תנועות רצנטיות בנחל חוה

אמוץ עגנון ואריה גילת
המכון הגיאולוגי

סימנים לתנועות צעירות נמצאו בנחל חוה (נ.צ.מ. 141/016). האינדיקטורים

לגיל התנועה: (א) מישור העתק באלוביום, בכיוון $0^{\circ} 310$, בקניון נחל חוה (נ.צ.מ. 1416/0156) כ-10 מטר מעל לאפיק; (ב) מערכת סדקים פתוחים בגיר חבורת עבדת. רחבם הפתוח מגיע לכ-3 מטר, העומק מגיע ל-20 מטר והאורך עד 500 מטר. תפוצת התופעה - כחצי ק"מ. הסדקים חוצים אלמנטים מורפולוגיים רצנטיים בכוונים $0^{\circ} 050$, $0^{\circ} 140$.

(ג) ואדי תלוי על מצוק של כ-70 מטר מעל קניון נחל חוה.

באזור נפוצות גלישות גיר עבדת על פצלי טקיה, לכן עומק התופעה נתון לויכוח.

אך כ-100 מטר מצפון-מערב להעתק באלוביום, באפיקו של הקניון, נחשף צור מישאש במורפולוגיה העשויה להתפרש כסדק מתיחה ממולא סחף, ברוחב של כ-3 מטר.

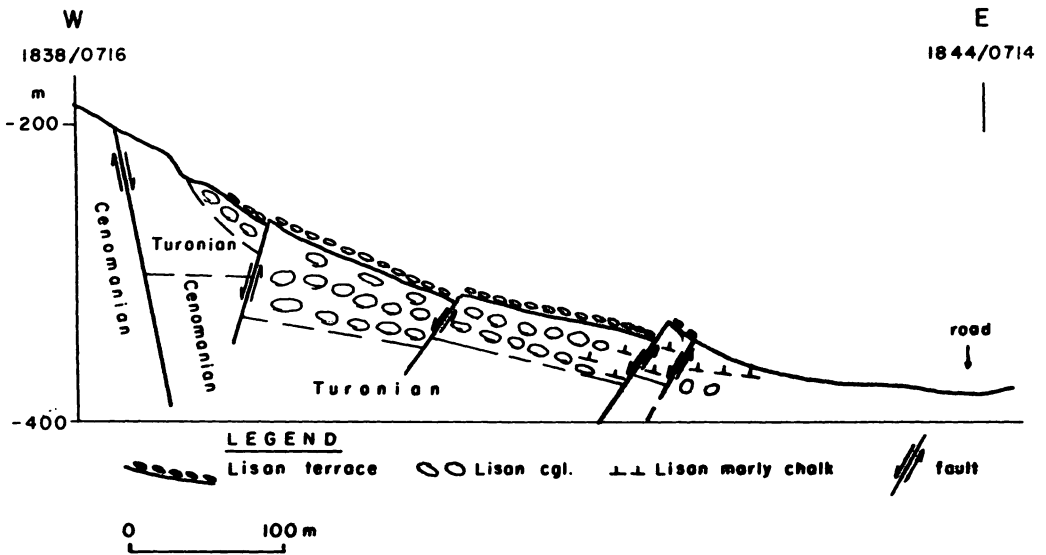
האזור המופר נמצא בהמשכו של קו סעד נפחא, כ-2 ק"מ ממזרח לפיתולו באגן מחמל.

במקום זוהה ליניאמנט בכיוון $0^{\circ} 330$ הנמשך מקו סעד נפחא בדרום ועד בקעת צין בצפון

כ-6 ק"מ אורך, ונמצאו עליו סימני תזוזה אופקית. עדין לא התבהרה זיקת התנועות

הצעירות לטקטוניקה באזור.

Fig. 1. East-West cross section across the young faults between Ma'ale Yair and Nahal Ye'elim.



שברים פוסט ליסאן במצוק ההעתקים

אמוץ עגנון

המכון הגיאולוגי, האוניברסיטה העברית

במסגרת מיפוי גיאולוגי של גליון עין בוקק התגלתה מערכת של שברים צעירים בין מצדה לעין בוקק, באזור מעלה יאיר. טרסת חלוקי החוף הנסוג של ימת הלשון משמשת כסמן להערכת מגמת השברים, שיעור התנועה, וגילה. בפיתחת נחל יעלים (נ.צ.מ. 1841/0716) מעתיקים שלושה שברים בכיוון 0° את הטור הטורוני, ומעתיקים גם את טרסת חלוקי החוף שמעליו בשיעור דומה. ההעתקה במקום היא כזו שהבלוק המערבי הוא הירוד והזריקה המצטברת היא כעשרים מטר (ציור ו). עבודות עפר בנ.צ. 1843/0716 חשפו מישור שבר נוסף מקביל לשברים הנ"ל, ממזרח להם. גם לאורכו ירוד הצד המערבי ושכבות השייכות כנראה לחוואר הלשון הועתקו לפחות חמישה מטר. לפי התיארוכים השונים של חצורת הלשון ההעתקה הנצפית המצטברת של למעלה מ-25 מטר התרחשה ב-20 אלף השנים האחרונות.

המבנה של אגן ארנונה וטביבותיו במרכז מפרץ אילת

י. מרט, המכון הלאומי לאוקיאנוגרפיה, תל-שקמונה,
חיפה

א.ס.ו. סימפטון, המכון לאוקיאנוגרפיה, אוניברסיטת
קייפטאון, דרום אפריקה

סדרה של חתכים סייסמיים בוצעה במרכז מפרץ אילת על מנת לבחון בפירוט את המבנה של אגן ארגונזה ואגן ארנונה המצויים באיזור זה. כידוע מהווה מפרץ אילת את חלקו הדרומי של בקע ים המלח, והסקר הראה כי בחלקו העמוק של המפרץ, בין שברי השולים של הבקע הרגינולי, מצויים בקעים עדשתיים ואנטיקלינות שכוון ציריהם הסטרוקטורליים מקביל בקירוב לשברי השוליים. היחסים הסטרוקטורליים בין המבנים מצביעים על כך כי לאחר שנוצר בקרקעית המפרץ בקע עדשתי הוא מתמלא בסדימנטים משוככים היטב. התרוממות טקטונית לאורך ציר הבקע העדשתי מביאה להרחבתו ולהווצרות אנטיקלינה במרכזו של הבקע, ובשלב מאוחר יותר מתחיל להתפתח בקע עדשתי חדש בין אחד האגפים של האנטיקלינה לבין שבר השולים של הבקע. הנתונים מצביעים על כך שהמסטר הטקטוני שעצב את חלקו הדרומי של בקע ים המלח הנו משטר של התרוממות ומתיחה בו-זמנית. ניתן להניח כי המשטר הטקטוני הזה נוצר בד בבד עם התדקקות קרום כדור הארץ מתחת למפרץ אילת והמצאות אנומליה תרמית במעטפת העליונה באיזור זה. לפיכך מוצע כי חלקו הדרומי של בקע הערבה הינו מרכז התפשטות טקטוני, הנמצא בשלבי התפתחות בראשתיים, הנמשך צפונה ממרכז ההתפשטות של ים סוף.

מכילה מים מחגבשת, בהחבסס על שווי משקל של פאזות. לפרוח זאח, במספר נודולוח קלינופירוקסן מריל גביהים אנהדרים קרועים של אמפיבול, ובנדולוח אחרות מויעה טקסטורה פורפיריטית שבה גביהים אנהדריים גדולים של קלינופירוקסן ואמפיבול מצויים יחד עם גביהים טטנים סובהדרליים עד אאוהדרלים של קלינופירוקסן. חופעות אלו מצביעות על עירוב נוסף של הנחך הפרטיונלאלי עם מגמה מעורבת יחסית, מה שגורם לקלינופירוקסן להיות שוב הפאזה הנוזלית היציבה.

מספר סנוליטים מורכבים מכילים נודולוח של סלעי פציאס גרנוליטיה המוכלים בחומר האולטראמאפי, ומצביעים על כך שמגמת האם של האולטראמאפיים חדרה לאיזור הגרנוליטים. אין עדות חד משמעית לכך שהבזלח האלסאלינית שימשה כמקור לנוזלים אשר גרמו למטסומטיזם של הסנוליטים בעלי הפציאס הגרנוליטיה.

עדות פטרוגרפית למקור המדרה הקסנוליטית של ברכת רם

דוד מיטלפהלדט, המחלקה לגיאולוגיה ומינרלוגיה, אוניברסיטת בן-גוריון
בנגב, באר-שבע

הסדרה הקסנוליטית של ברכת רם מהווה אוכלוסיה בימודלית כל סוגי סלעים. אוכלוסיה זו מורכבת מקבוצה של מינרלים אולטראמאפיים (Cumulates) וקבוצה של סלעים מטמורפיים בפצואס גרנוליטית. בין הנודולות המשתייכות לפצואס הגרנוליטית יש גרנט-גרנוליטים ואמפיוכול-גרנוליטים. במספר קסנוליטים גסי גביש של גרנט-גרנוליטים נשמרו חסטרות רליקטיות מגמתיות, המשקפות הסטוריה פלוטונית מגמתית עבור חלק מהגרנוליטים. דרכב הכללי הבסיסי של הגרנט-גרנוליטים חומך בהוצרות הפרטים גסי הגביש של הסדרה כגופים גברואידים שחדרו אל עליכת כדה"א. בחלק מהגרנוליטים הגרניטיסודים הגביש מופיעים קלינופירוקסן ופלגיוקלז כחפוצה רומוגנית ויכול להיות שמקורם וולקני. לעתים קרובות גרנט מכיל גבישי קלינופירוקסן, פלגיוקלז, אפאטיט ו/או מינרלים אופאטיים. מהוך הטקסטורה נראה שגביוש הגרנט היה כההליך מטמורפי ולא מגמתי. לכן, מכור אפשרי לגרנט-גרנוליטים הוא ההגבשות של מגמה כסיסית כוולקנים ופלוטונים כחחילה, ולאחר מכן קבורה עד לעומקים בהם התקיימו תנאי לחץ וטמפרטורה המחזימים להוצרות פצואס גרנוליטית. בגרנוליטים האמפיובוליים קיימת בדרך כלל עדות להחלפת קלינופירוקסן וגרנט ע"י אמפיובול; אולם בחלק מהקסנוליטים האמפיובול מצוי בקווי משקל טקסטורלי עם קלינופירוקסן וגרנט. זה עשוי לרמז אודות קומה של מטמוטיזם מלווה ע"י רקריסטלזציה כחוך האזור הגרנוליטי.

הקסנוליטים האולטראמאפיים הם בדרך כלל קלינופירוקסניטים אמפיובוליים עד אמפיובוליים קלינופירוקסניים. יחס הקלינופירוקסן לאמפיובול משתנה, ומצויים קלינופירוקסניטים כמעט נקיים מאמפיובול ואמפיובוליסטים כמעט ללא קלינופירוקסן. כשט נודולות עשירות מאוד במינרלים אופאטיים, ומעט נודולות עשירות באפאטיט. אויכין ביחסי ראקציה עם אמפיובול, ומצויים גבישים אנהדריים של קלינופירוקסן קרועים בעלי המשכיות אופטית (אך לא המשכיות פסיקאלית) אשר מצויים בחוך אמפיובול כפויקליטים. לעתים מצויים קלינופירוקסן ואמפיובול עם גכולות ביניהם שלא ביחסי ראקציה, המורים על כך שחיי פזות אלו ההגבשו יחד. לטקסטורות כאלה יש לצפות כאשר בזלח אלקאלינית

**אופי הדיספרסיה של Mo ו-Cu בסחף ואדיות
המנקזים את אזור המינרליזציה חתמיה-סמרה (דרום סיני)**

א. זילברפרב, ש. אילני, א. איתמר
המכון הגיאולוגי

לדיספרסיה של יסודות מתכתיים בסחף ואדיות יש חשיבות בחיפושי מרבצים. בתנאים ארדיים של מדבר הדיספרסיה היא בעלת אופי מיוחד. המרכיבים העיקריים הקובעים את אופי הדיספרסיה הם משקלו הסגולי של המינרל, טיפוס המינרל (סולפיד, אוכסיד, וכו'), טיפוס הסחף, טופוגרפיה ואופי מקור האנרגיה המפיצה את היסודות - במקרה זה בעיקר משטר זרימת המים. בתנאים של דרום סיני - שני הפקטורים האחרונים הם הקובעים העיקריים בדיספרסיה של היסודות.

אזור המינרליזציה שנבדק (זילברפרב, אילני, איתמר, 1981) מצוי בנ.צ.מ. 086/739 בין ואדיות סמרה וחתמיה. המינרליזציה נמצאת בעיקר בעורקי קוורץ החודרים סלעים מטה-קונגלומרטיים וסלעים מטה-וולקניים בדרגת Green schist facies השייכים לקומפלקס המטמורפי של כיד.

המינרליזציה פרושה בשטח של כ-1 קמ"ר. היסודות שאופי הדיספרסיה שלהם נבדק הם Mo - במינרלים מוליבדניט בעיקר ולפעמים פּוֹלְקִיט, Cu - במינרלים כלקוציט, כלקופריט, כריזוקולה ומלכיט.

נדגמו כ-200 דוגמאות סחף בואדיות סמרה וחתמיה מחוף הים עד אזור המינרליזציה לאורך כ-6 ק"מ. הדוגמאות נדגמו בפני השטח בסחף הדק הרצבטי. משקל הדוגמא היה בממוצע 100 גר' והיא הכילה חומר שעבר נפה בעלת קוטר נקב 1.5 מ"מ. המרחק בין דוגמא לדוגמא היה כ-100 מ'. לבדיקה כימית נמסרה כל דוגמא שניה, כ-200 מ' בין דוגמא לדוגמא.

החומר עבר splitting ונטחן ל-200 מש. 100 דוגמאות סחף נבדקו ב-XRF לתכולת Cu ו-Mo.

התוצאות מצביעות על קיום דיספרסיה ראשונית ודיספרסיה משנית. הריכוזים הגבוהים ביותר של Mo ו-Cu מצויים בערוצים המנקזים את אזור המינרליזציה. זוהי הדיספרסיה הראשונית הנמשכת עד כ-1.5 ק"מ מאזור המינרליזציה. ממרחק של 1.5 ק"מ עד כ-4 ק"מ מגוף המינרליזציה שולטות אנומליות של דיספרסיה משנית שהן חלשות בעוצמתן מאלו של הדיספרסיה הראשונית.

דגם פיזור הריכוזים האנומליים של היסודות כפונקציה של המרחק מאזור המינרליזציה איננו רציף - האנומליות מופיעות ב"קפיצות", בתדירות משתנה. כהסבר לתופעה זו מוצע משטר הזרימות השטפוניות השולט באזור והגורם להסעת מסות של סחף "אנומלי" למרחקים שונים.

שדה מעורותם בבודינז', כנסיון בחרסית

נורית הילדברנד – מיטלפהלדט, רשות שמורות הטבע, רח' ירמיהו 18, ירושלים.

מבנה של בודינים יוצר במעבדה ע"י מחיחת עוגת חרסית רטובה, המורכבת משחי שכבות

רכות וביניהן שכבה קשה יותר. קצהו של אחד הבודינים נדגם לשם מדידות מעורותם וכו' נמדדו עשרים ושלוש נקודות דגימה; 12 מחוץ לבודין ו- 11 בתוכו. בנקודות דגימה אלו נמדדו הכורנים המועדפים של גבישי קאוליניט (001) באמצעות גוניומטר קרני - X, דמות פולרית. מכורנים מועדפים אלו חושבו המעורותם בנקודות, על סמך התיאוריה של March (1932).

עוגת חרסית שניה הדומה בכל לקודמת, הוצבה בצד ולא עברה דפורמציה, מלבד ההידוק

חחת משקלה העצמי של החרסית. דגימות נלקחו מהשכבות, כדי להגדיר את המעורותם הנוצרים כתוצאה מהידוק זה. מעותי ההידוק האחרון חוסרו מהמעורותם שנמדדו כעוגה אשר עברה דפורמציה, וזאת על מנת למצוא את המעורותם שהם תוצאה של בודינז' בלבד.

מערכות המעורותם העיקריים, מעותי הגזירה, המעורותם הממוצעים וכך שדה ההעחקים

הושרו עם תוצאות אנאלוגיות שהושגו בעבודות חיאורטיות קודמות, ומצאו תואמים.

ההתפתחות הסטרוקטורלית של הלבנט מאז הקרטיקון המאוחר

אהרון הורוביץ
המכון לארכיאולוגיה
אוניברסיטת תל-אביב

ההתפתחות הסטרוקטורלית של הלבנט מאז הקרטיקון המאוחר מחלקת לשלש פאזות ברורות, המובדלות בחקופות של שקט יחסי, ארוזיה ויצירת מנפליין. אלו הן:

1. יצירת מערכת הקימוט של הלבנט (הקשה הסוריה) שהחלה בסוף הקרטיקון ונמשכה עד לאאוקן המאוחר או לאוליגוקן המוקדם.
2. יצירת מערכת השבירה האריתראית בדרום הלבנט, העוברת למערכת של אלכסנדרטה כלפי צפון. מערכת זו מלווה במערכת שכרי רוחב בעלי הסטה אפקית, היוצרת אגנים פנימיים ואשד קבעה אח צורתו של היס התיכון המזרחי. גיל המערכת הוא מיוקן מאוחר.
3. יצירת מערכת השבירה הלבנטינית, שכוונה העיקרי צפון-דרום, המלווה בהרמות משני צדדיה. השבירה לאורך הבקע אינה מושלמת ובכמה מקומות הוא חצוי ע"י סינקלינות. הבקע מלווה במערכת שכרים קרשנטיים, בעלי מרכיב של תנועה אפקית. בבקע עצמו קיימת לעמים תנועה אפקית, אך המקסימום שנמדד הוא כ - 5ק"מ. פאזה זו החלה בסוף הפלייסטוקן הפרגלציאלי, ומעלה עד היום.

קונגלומרט ארז: אינדיקציה לשבירה בזמן
הטריאס התיכון המוקדם במישור החוף, ישראל

יחזקאל דרוקמן
המכון הגיאולוגי, ירושלים

חתך בעובי של כ- 600 מ' המרכב מקונגלומרט פולימיקטי נחדר בקדוח חלץ עמוק.
קונגלומרט ארז מונח על גבי תצורת כרמיה - 40 מ' של פצלים ואבני חול מגיל פרם
מאוחר עד טריאס מוקדם, מעליו מונחת תצורת מוחילה - 190 מ' של דולומיטים מגיל
קרניאן.

החלוקים המהווים את הקונגלומרט מרכבים ממגוון רחב של סוגים שונים של גיר:
מיקריטים צפופים שעברו סטילויטיזציה; גירים אואוליטיים, וגירים נושאי מולוסקים,
אוסטרקודים ופורמיגיפרים. החלוקים הגיריים נעים בגילם מפרם עד אניזיאן. גיל
המטריקס נקבע כאניזיאן (קוסמינר, הודעה בע"פ, 1981) בעזרת פולן.
באנלוגיה לרצפים הקונגלומרטים בשולי הבקע של סואץ (קונגלומרט אבו-עלקה) ובקע
ים המלח מוצע לראות בקונגלומרט ארז אינדיקציה לפאזת שבירה ואולי לשלב תחילי של
בקיעה.

לאור הנתונים הפלאונטולוגיים הקיימים בראה, שעיקר השבירה ארעה בתקופת האזי-
ניאן, יחד עם זאת אין להוציא מכלל אפשרות המשך בשבירה גם בתקופת הלדיניאן.

הגידול הבר-זמני של מבנים בעלי אוריינטציות שונות שהתרחשו עליהם מדות שונות של גזירה, כאשר כל סוג של מבנים מפותח במחוז נפרד, ניתנת לפרוש כתוצאה מתגובות שונות של התשתית. יתכן ואפילו מדובר בריובנציה של שברים פרה-קמבריים. תמוכין לכך נתן למצוא בקיום שברים כאלה בכוון קרוב למז'י-נאיזור אילת, כשחלקם עברו ריובנציה. יתכן ומבני הנגב המרכזי מפותחים על שברים צפוניים יותר של מערכת זו.

מבני הקשת הסורית הודגשו שוב בנאוגן, עוות מאוחר לתצורת חצבה המיוקנית נכר במקומות רבים, כגון הודגשת מבני זהר-חתירה וחצרה, ובמיוחד בקרי הנגב המרכזי. מכאן מתעוררת הבעיה של היחס בין השלבים הצעירים של פעילות הקשת הסורית ובקע ים המלח שנוצר גם הוא במיוקן. בהקשר זה צריך לקחת בחשבון מספר נקודות: ראשית, יצירת הבקעים מציינת משטר גיאודינמי חדש כתוצאה מתהליכים במעטפת ואשר נכר באיזור המשתרע מהאוקיאנוס ההודי למדבר סהרה; עדות לכך היא הפעילות המגמתית והתנועות הוורטיקליות. שנית, במקומות, מבני הקשת הסורית עברו מודיפיקציה בגלל קמור כללי בין הבקע לים התיכון וכן בגלל דפורמציה מקומית של שולי הבקע (שומרון; ערבה מרכזית). שלישית, בנאוגן התקיים באיזור נרחב משטר מעוות שבו המתחה העיקרית הייתה בכוון צפ'י-מעי', ז.א. כווני המעוות הראשיים לא השתנו משמעותית אך גולם היחסי השתנה; לפיכך מבני הקשת הסורית, ובעיקר קרי הנגב המרכזי, יכלו להמשיך ולפעול. (זה בכוון לקצה מזה איזורי; בקרבה המיידית של הבקע היה בהכרח שינוי חשוב בכווני המאמץ העיקריים). רביעית, השואת המבנים הצעירים משני צדי הבקע, וניתוח צורת הבקע עצמו, מראים שהיתה אפשרות של פעילות מבני הקשת הסורית לאחר התחלת הפעילות של בקע ים המלח.

הבעיה החשובה כאן היא להבין כיצד המשטר הגיאודינמי של הקרטיקון מאוחר-טרציר מוקדם, שבו נוצרו מלכתחילה מבני הקשת הסורית, עבר למשטר הגיאודינמי של הנאוגן-קורורטר, המאופיין על ידי בקוע יבשות, וולקניזם נרחב ותנועות וורטיקליות חשובות. קשורה לכך הבעיה החשובה של היחס האפשרי בין מעבר זה לבין שינויים בתנועות היחסיות והאבסולוטיות של הלוחות באיזור.

סקירה על מבני הקשת הסורית בישראל

צבי גרפונקל
המחלקה לגיאולוגיה; האוניברסיטה העברית בירושלים.

מאז הקרטיקון המאוחר התפתחו בישראל מבנים קומפרסיונליים שכוללים: קמטים אסימטריים, אשר כולם או חלקם מפותחים מעל שברים הפוכים בעומק בכורן כללי צפי-מז', וכן קרי פלכסורה וגזירה ימנית שלאורכם מפותחים קמטים קטנים יותר, בכורן כללי קרוב יותר למזי-מע'.

מבנים אלה יוצרים חגורה ברחב כ-250 ק"מ מן הנגב המרכזי ועד לבסיס מזרון היבשת. חגורה זו נמשכת לסיני מצד אחד; לכורן השני היא נמשכת לירדן, אך מוסטת כ-105 ק"מ ע"י טרנספורם (בקע) ים המלח. חגורת מבנים זו מכונה בשם הקשת הסורית.

ככל הידוע מבנים אלה החלו להתפתח רק בקרטיקון המאוחר (סנוון), והם מציינים כניעה למאמצים בפנים הלוח הערבי-אפריקני. זה התרחש בזמן, או סמוך לאחר, שינוי בתנועת הלוח הזה ביחס לאירוזיה, וכן תוך כדי מיקום נפס אופיוליטיים על שולי הלוח הצפוניים. גדול המבנים נמשך בסנוון ובטרציר מוקדם והיה סין-סדימנטרי, ולכן השפיע בצורה משמעותית על שינויי פציאס ועובי; כן נוצרו לעתים לקונות ואי התאמות אירוזיביות. בחינת העדויות מהחתך הסנוני מראה שעד סוף הקמפן כל המבנים הגדולים היו כבר מפותחים, והרליף הסטרוקטורלי בהם הגיע ל-100-200 מ' (וייתכן יותר במערב). בקרי הנגב המרכזי יש עדויות לשבירה וצמח כפות לאורך הלינאמנטים, והאורינטציה שלהן מעידה על גזירה מוגבלת לאורך מבנים אלה. המקרו-סטרוקטורות מתאימות למעוות שבו ההתקצרות המכסימלית היא בכורן 315° - 300° ו- 135° - 120° (ז.א. נצב לצירי הקמטים). מיקרו-סטרוקטורות מראות על כורן מאמץ מכסימלי בכורן קצת קרוב יותר למזי-מע'.

יתכן וזה מייצג את המצב בתחילת הקימוט, או שזה מעיד על דפורמציה מפורזת. שדה מאמצים כזה מתאים לסהייכ גזירה ומניח שהיתה בין הלוח הערבי-אפריקני לאורסיה, אך הרבה פרטים אינם נקשרים בצורה פשוטה למושג כזה.

התנועות היחסיות של הלוחות השתנו שוב באאוקן מאוחר, אך לא ברור הקשר בין זה לגידול המבנים הקומפרסיונליים, כי אין עדויות רבות לתולדותיהם בטרציר מוקדם. יתכן והיתה הפסקה או האטה בגידולם, כך שיכול היה להוצר משטח אירוזיה ברחב (באוליגוקן?).

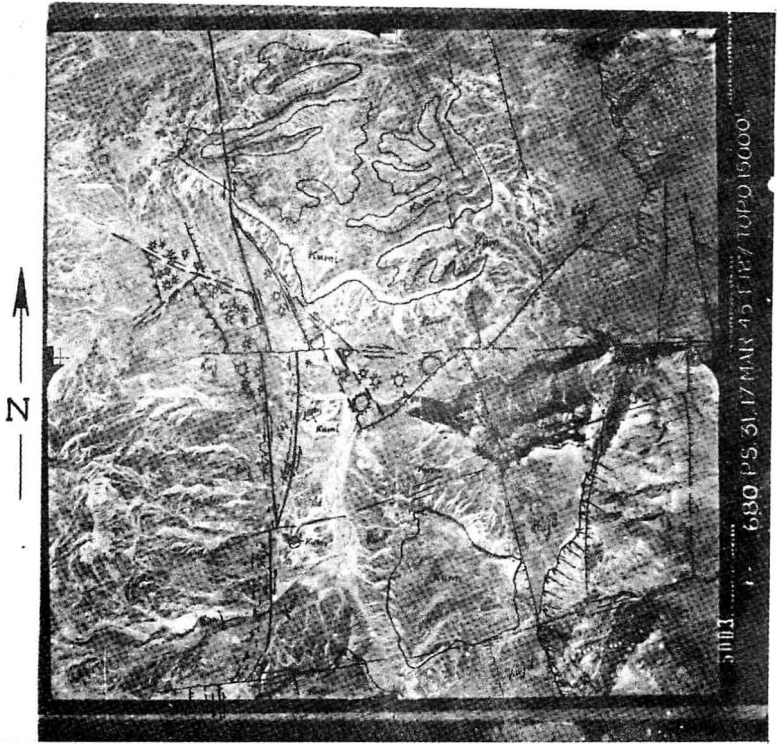


FIG. 1 EN BOQEQ VALLEY AREA
Offsets on strike-slip faults

- | | | |
|----------------------------|---------|--|
| Kumi-Mishash Fm. | Faults: | Pre-Senonian fault |
| Kum-Menuha Fm. | | Young normal fault |
| Kujd Bina Fm., dolomitized | | Fault, inferred or covered |
| Kuj Bina Fm. | | Older strike-slip f. + dolomitization |
| Circular dolomitic bodies | | Younger strike-slip f. + calcitization |
| | | Flexure |

- Ilani, S. and Bogoch, R., 1981, Trace metal content in iron mineralizations connected with Cretaceous rocks in Israel. G.S.I. Report MPBK 424/81 (in Hebrew).
- Pospelow, G.L., 1973, Paradoxes, geologo-physical nature and mechanisms of metasomatosis. "Nauka", Novosibirsk, USSR (in Russian).
- Raz, E., 1981, The Geological Map of Israel, 1:50,000, Ein Gedi Sheet, 16-I, G.S.I. (in preparation).

אלטרציות פוסט-דיאגנטיסיות בסדרות מגיל קרתיקון-ניאוגן
בהרי יהודה ומדבר יהודה

א. גילת

המכון הגיאולוגי

החתך הקרתיקוני-ניאוגני בהרי יהודה - מדבר יהודה כולל גירים טוב-ליתוגרפיים, דולומיטים וחואריס (Gilat, 1977, 1981; Gilat and Agnon, 1981). סלעים רבים בסדרות אלה הושפעו על ידי תופעות אלטרציה פוסט דיאגנטיסיות שונות כתוצאה ממטזומטיזם בקניימ גדול שכנראה קשור עם שבר התזוזה האפקית של בקע ים המלח.

התופעות הבולטות ביותר הן בצורת דולומיטיזציה, דה-קרבוניציה, מינרליזציה של קלציט ובריט - כולם בקנה מידה גדול וקטן כמו גם העשרה כללית ב-Al, Si, Mn ויטודות קורט שונים. את ההעשרה של רוב היטודות ניתן להסביר באופן חלקי על ידי רמוביליזציה מיחידות סדימנטריות נמוכות יותר. מאידך, מציאת דולומיט משני בגרובן של מצדה עם 20 ppb Hg* מצביע על אפשרות של מגע עם תמיסות ממקור מגמתי.

האלטרציות האפיגנטיסיות מפותחות במיוחד באזורים של פעילות טקטונית והן מתרבות וגדלות בעצמן ובוריאביליות הגיאוכימית שלהן בקרבת שבר התזוזה האופקית של ים המלח. בכמה מקומות דולומיטיזציה ובריטיזציה קשורה בצורה בולטת לשברי תזוזה אופקית בכוון צפון-דרום בעוד שמינרליזציה של קלציט קשורה עם שברים צעירים יותר בכוון מזרח-מערב. גבישי הליט נפוצים במדבר יהודה המזרחי ומקומית מופיעים באסוציאציה עם בריט, איליט ומונטמורילוניט דבר המצביע על כך שהאחרונים הושקעו מתמיסות עשירות בנתרן כלוריד. המצאות הליט, פחות גבס ואנומליות של כספית מצביעות שלפחות חלק מהתופעות נוצרו לפני זמן לא רב.

* Dr. G.v.d. Boom, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
(Per. Com. 9/2/1981).

ספרות

- Bogoch, R. and Shirav (Schwartz), M., 1978, Petrogenesis of a Senonian barite deposit, Judean Desert, Israel. Mineral Deposita (Berl), 13.
- Gilat, A., 1977, The Geological Map of Israel, 1:50,000, Eshtemoa Sheet, 15-I, G.S.I.
- Gilat, A., Mimran, Y., Bogoch, R. and Roth, I., 1978, Circular and tabular (discordant) dolomite bodies in the south Judean Desert, Israel. Jour. Sed. Pet., v. 48, no. 4.
- Gilat, A., 1980, Hydrothermal barite mineralization and anomalous metal contents, associated with faulting in the Judean Desert. in: The 5th Conference on Mineral Engineering, Qiryat 'Anavim, 1980.
- Gilat, A., 1981, The Geological Map of Israel, 1:50,000, Har Hazron Sheet, 15-II, G.S.I. (in preparation).
- Gilat, A. and Agnon, A., 1981, Geological Map 1:10,000 of the Ein Boqeq-Massada area, G.S.I., Report MM/2/81.
- Gross, S., 1977, The mineralogy of the Hatrurim Formation, Israel, G.S.I. Bull. no. 70.

בסלעי פרט זה שנחשפו לאחרונה לרגל חפירת יסודות באתרי בניה שונים בירושלים (כיכר ציון, רח' הנביאים פינת רח' שבטי ישראל; בניני חפציבה בכניסה המערבית לעיר) קיימים בולענים רבים המלאים בקרקע מטיפוס טרה רוטה. תופעות קרסטיות מפותחות ביותר ידועות גם בתצורת שבטה המקבילה סטרטיגרפית לחתך המלכה והמיזי אחר. מבין אלה בולטות במיוחד מערת חריטון (ג. מן, 1976) ומערכות קרקסטיות אחרות שנחל תקוע אשר ביהודה ובנחל דליה בשומרון (ע. פרומקין, 1981). משקולים שונים שלא נפרטם כאן נראה לנו כי אין לקשור את התפתחות המערכות הקרסטיות הללו להתפתחות מערכת הניקוז העכשווית. לפיכך, המערכת הקרסטית חייבת להיות קדומה לפלייסטוקן התחתון. אנו משערים כי גילה הוא קרוב לודאי ניאוגני או אולי אפילו טורוני.

שלוחת העופל הינה בלוק נטוי שנטייתו 15° - 10° לדרום מזרח. הבלוק תחום במזרחו ובמערבו ע"י שברים שכיוונם הכללי צפון-דרום אשר ההעתקה עליהם הינה בשיעור של 20-30 מטר. השבר המזרחי עובר בנחל קדרון והשבר המערבי עובר בגיא הטירופיאון. בגיא בן הינוס אשר מדרום לעופל עובר שבר נוסף שכיוונו מזרח-מערב. פרט לשברים אלה לא אותרו בגבעת העופל עצמה כל שברים נוספים. שלוחת העופל בנויה משני הפרטים התחתונים של תצורת בע'נה הטורונית הידועים באזור ירושלים בשמות מלכה ומיזי אחמר. פרט המלכה, הבונה את השליש העליון של השלוחה, עשוי גיר ביומיקריטי לבן, במקומות דולומיטי, בעל מטריקס צפוף עם שברי רודיסיטים וצדפות. למלכה נקבוביות משנית וחדירות גבוהה (30% ו-135 מיליארטי, בהתאמה) שנוצרו ע"י המסת ושטיפת שרידי המאובנים. פרט המיזי אחמר, הבונה את חלקה התחתון של השלוחה, עשוי דולומיט אפור, במקומות אדמדם, המכיל במקומות עושר של פלטס ובאחרים מעט שברי מאובנים. הדולומיט בנוי מגבישים אנהדראליים עד סובהדראליים שגודלם נע בין 8 ל-50 מיקרון. המסכת הגבישית הינה בדר"כ הומוגנית וצפופה ביותר לקבלת סלע שהוא ברובו אטום מאד, בעל חדירות ונקבוביות נמוכה ביותר (בממוצע 0.13 מיליארטי ו-2.6%, בהתאמה). על פי תכונות פטרופיזיות אלה נמצא כי בעוד שהמלכה מעביר מים בקלות יחסית גם ללא סיוען של מחילות, הרי שהמיזי אחמר, בגלל אטימותו, מועד להתפתחותן של מחילות קרסטיות מסועפות. ואמנם, פרט לחלקה העליון של המנהרה העליונה ולמחילות שמעל ומדרום לפיר ורון, כל יתר מרכיבי המערכת העליונה ונקבת חזקיהו לכל אורכה חדורים מתוך סלעי פרט המיזי אחמר. תנאי נוסף להתפתחות קרסט, שאף הוא בא על סיפוקו בשטח הנידון, הינו קיומו של סידוק טבעי. בשטח קיימות מספר מערכות סידוק אשר ביניהן בולטים סדקים שמרווחם הוא בין 0.5 מ' ל-1.5 מ' ואשר כיוונם הוא צפון-דרום, מקביל כללית לכיוונם של השברים שצויינו לעיל. פיר ורון ממוקם על סדק רחב שכיוונו מזרח - 70° ואשר עליו חלה העתקה אנכית בשעור של כ-20 ס"מ. כפי שהוזכר לעיל, פיר ורון מטתיים בצורה עיוורת כשלשה מטר מתחת למפלס נקבת חזקיהו. נמצא, איפוא, כי בדומה לבלוענים (Sink holes) קרסטיים רבים, גם פיר ורון וגם הפיר הקצר מסתיימים ללא מוצא טבעי. קירות פיר ורון, בקטעים הרבים שבהם לא קיימים סמני חציבה, וכך תקרת וקירות החלל הגדול אשר בתחתיתו, מצופים בקרומים קרבונוטיים של קלציט גם גביש ביותר (טורורטין, משקעי מערות) אשר מבנם הפטרוגראפי וצורתיהם האופייניות (דמויי פרגוד, דמויי כליה, נטיפי בדים וצורות אחרות), ולמעשה עצם קיומם, הינם עדות חותכת למקורו הקרסטי של הפיר. בדיקת גיל מוחלט באמצעות פחמן-14 של דוגמה מקרומים אלה (א. קאופמן, דברים בכתב, 1981) העלתה כי הם עתיקים מ- $(160 \pm) 38,900$ שנה (דהיינו, גילם הנו מעבר ליכולת התיארוך של השיטה). די בתוצאה זו כדי לקבוע שהפיר לא יכול היה להחצב בידי אדם.

מסקנתנו היא איפוא כי פיר ורון והפיר הקצר נוצרו במקורם כבלוענים (או בלועות) וכי הנקבות החצובות אינן אלא הרחבה של מחילות קרסטיות. המחילה הטבעית שהורחבה בימי חזקיהו נקזה במקורה מי תהום אל עבר הגיחון, בכיוון הפוך לזרימה בהווה, בהתאמה לנטייתן הטבעית של השכבות. אמדן טוב למפלס המקורי של מחילה זו ניתן לקבל ממפלס תקרתה של נקבת חזקיהו. פירוש זה מטביר את גובהה הניכר של הנקבה במוצאה הדרומי. מפער זה הוא תוצאה של ההעמקה שנדרשה על מנת להביא את הנקבה למפלס המתאים כדי שמי הגיחון יזרמו בה בכיוון ההפוך אל עבר ברכת השלוח.

להשלמת התמונה ולחיזוק מסקנותינו נמנה להלן מספר עדויות מסייעות נוספות. סלעי המיזי אחמר בעופל וסביבתו ובאזור ירושלים בכלל רצופים תופעות קרסטיות רבות. מעין הגיחון עצמו הינו "מעין סיפון" קרסטי מובהק. בשטח E-1 התגלה בעונת החפירות האחרונה בולען צר מימדים שעומקו כ-4 מ' (קרקעיתו עדיין לא פונתה מעפר); בשלש הדרומי של נקבת חזקיהו מצוי בולען נוסף (דווח כבר ע"י האב ה. וינסאן, 1911); במעלה גיא בן הינוס, מעט דרומה לסכר ברכת החולטאן, נחשפת בסלעי המיזי אחמר מערה טבעית. חתך המיזי אחמר בקידוח המים ירושלים-4 אשר בגיא בן הינוס נקדח תוך אבוד מטחן, דבר המלמד על קיומן של חללים קרסטיים בתת הקרקע.

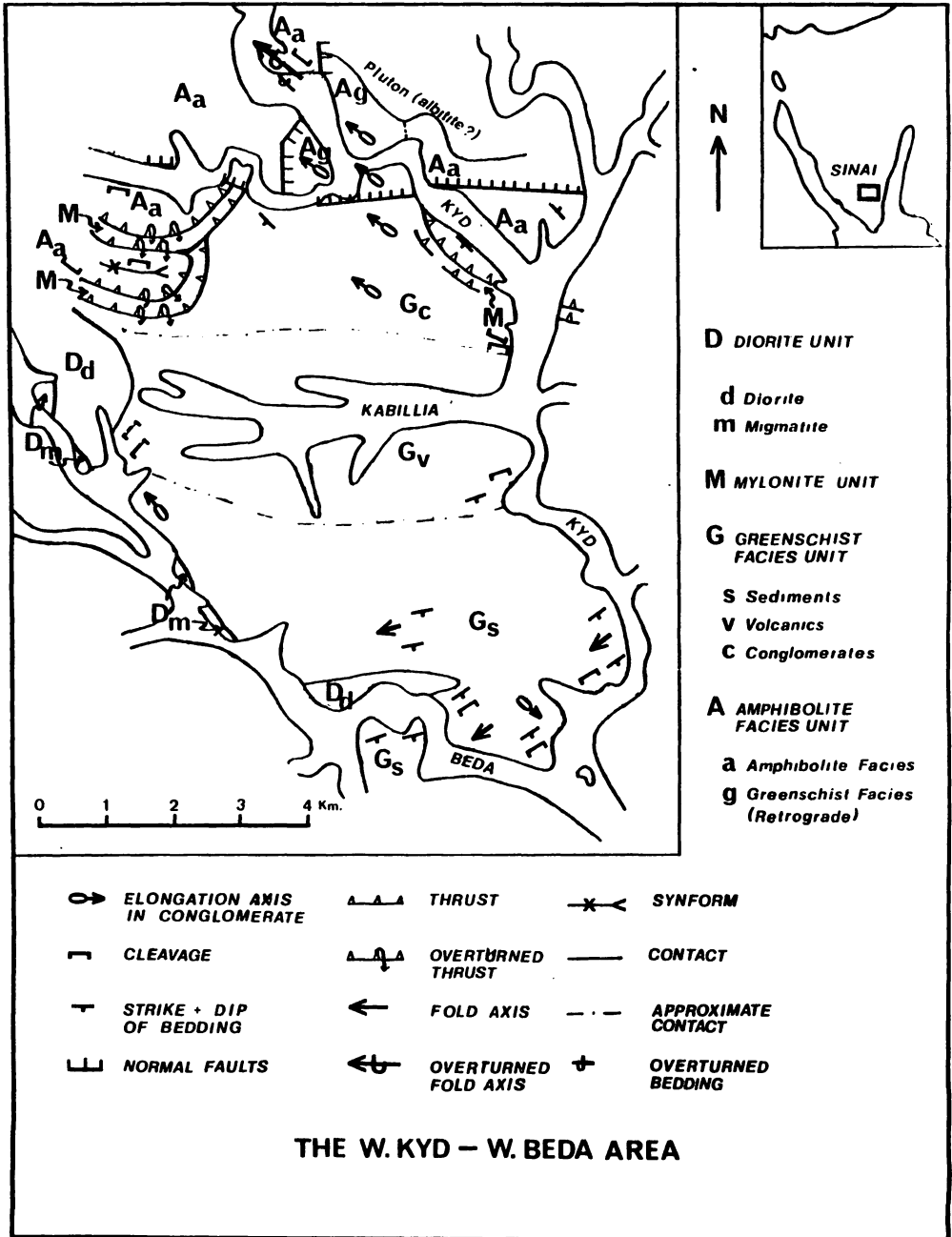
לטריטיזציה ותופעות אלטרציה של מי תהום בתצורת בודה, בדרום מערב סיני.

1. ר. גולדברי - אוניברסיטת בן-גוריון.

2. מ. בייט - המכון הגיאולוגי.

במפוי מפורט של אזור אום בוגמה (בייט 1978) הועלתה האפשרות כי חלק מתצורת בודה (דרוקמן וחבריו 1970) מורכבת משכבות לטריטיות. עבודת שדה ומעבדה על דוגמאות מאזור ואדי בודה אימתה ההנחה כי שכבות לטריטיות נוצרו ב" overbank facies " של סדימנטים פלוביאטיליים בתקופה של היאטוס. השכבות הלטריטיות בעובי של עד 7 מטר מורכבות מקרום ברזלי בגג החתך (עד 80 ס"מ עם תכולת Fe_2O_3 של עד 73%) שכבה ברזלית מנומרת (mottled zone) ובבסיס אבן חול אשר עברה שטיפה קלה בלבד. הקרום הברזלי מורכב בעיקרו מהמטיט ופחות מגאוטיט ומגנטיט ובמספר מקומות נמצאו פיזול יטים ברזליים. הטקסטורה הסדימנטרית המקורית השפיעה על הטקסטורה הלטריטית המאוחרת, בג'בל מוסבה סלמה בצפון אזור אום בוגמה מופיעה מינרליזציה של ברזל במספר אופקים בתוך אבן החול הפלוביאטילית של תצורת אום בגומה מתחת לאופק ה" overbank facies". בהתאם לאינטרפרטציה של המחברים תופעה זו אינה פדוגנית אלא שטיפות ושינויים באבן החול בעקבות שנויי מפלס של מי התהום.

הלטריטיזציה בתצורת בודה הטריאסית מוסיפה נדבך להבנת הגיאולוגיה בתקופת הטריאס; הכרת תופעות של לטריטיזציה ובוקסיטיזציה לאזורים היבשתיים מדרום לטטיס והמשכיות התופעות מהאזורים בהם הוגדרה תצורת מיסחור (גולדברג 1970, גולדברי 1979).



THE W. KYD - W. BEDA AREA

הפטורולוגיה הסטרוקטורלית של אזור ודי קיד - ודי בידה בדרום מזרח סיני
לרי גבר, המחלקה לגיאולוגיה ומינרולוגיה, איניברסיטת בן-גוריון בנגב

אזור ודי קיד - ודי בידה נמצא בחלק המרכזי של הקונפלקס המטמורפי של הקיד
ימאופין על ידי ארבע יחידות עקריות שכוונן צפון מערב - דרום מזרח. (ראה מפה)

1. יחידות האמפיבוליט פאציאטס: מטה-פליטים (אנדלויזית גרנט שיסטים נושאי טטאירוליט), מטה-בזיחיים (גרנט אמפיבוליט שיסטים נושאי אנדלויזיט), מטה-טנדסטון ומטה-קונגלימרט.
2. ריוליט מילוניטי, בעיקרו מוסקוביט שיסט.
3. יחידת הגרינשיסט פאציאס: יחידה זו נתן לחלק שלוש תת קבוצות; הנטה-קונגלומרטים התחזונים, המטה-וולקנים התיכונים והמטה-סדימנטים העליונים.
4. יחידת הדיוריט. בנויה דיוריט, גנייס ומיגמטיט. היחידה אינטרוזיבית לתוך החוף המטמורפי.

קביעות גג מהימנות (שכוב מדורג) מצביעות על העובדה שיחידת הגרינשיסט פאציאט היא נורמלית למרות שקריטריונים סטרוקטורלים (s0-s2) מורים על הפוך. ביחידה נמצאו שני כיווני פצילות; s0 מקביל לשכוב ונוטה כ 40-60 דרום-מזרח, s2 נוטה 40-20 דרום-מזרח. כפזת דפורמציה מאוחרת סוכבו s0 ו s2 בקמטים פתוחים. בקונגלומרטים מעויטים נמצאו חלוקים מארכים שצירי האורך שלהם מכוונים לצפון-מערב, במקביל לסטרייק הרגיונלי.

סטרוקטורות סדימנטריות ראשוניות (שכוב צולב גדיע) ביחידות האמפיבוליט פאציאט מצביעות על כך שהיחידה הפוכה. סגירה של קמט הפוך נמצאת בווי קיד. ציר הקמט נוחת במתינות לצפון-מערב כפי שנחתים צירי האורך בקונגלומרטים המעויטים. הפצילות העקרית ביחידה מקבילה למישור הצירים של הקמט ההפוך ונוצרה על ידי הטרטט המוגדר על ידי יחידת המיליניט. הטרטט הביא סלעי האמפיבוליט פאציאט מעל לסלעי הגרינשיסט. כמות התנועה האופקית לא נקבעה. השינוי החרף בפאציאסאם המטמורפיט מוציא מכלל אפשרית את ההנחה שהאזור היא חתך שלם שעבר מטמירפוזת פרוגרסיבית.

פזת הטרטט מטביע אלמנטים סטרוקטורלים חדשים על האזור. ציר הקמט ההפוך יצירי האורך של החלוקים המעויטים מהגרינשיסט והאמפיבוליט פאציאס מקבילים ומונחים בהתאמה עם מישור הטרטט.

בחלק מהרכס של גיבל-אום-זריק יש סינפורם המוגדר על ידי מילוניט ופצילות המורים על פזת דפורמציה פיסט טרטט.

המגעים של הדייריטים עם סלעי הסביבה בחלק מהמקומות הם אינטרוזיביים נזובהקיט. מגוון הטקטורית ביחידה, ממגמתיות לגניסיית עד לשיכוב מיגמטיטי מצביע על התנקמות טינקינמטית.

התנועות הטקטוניות של היורה התחתון בישראל
 כחלק מההתפשטות והתנועה הטראנספורמית של
 רצפת הטטיס באגן המזרחי של הים - התיכון

גדליהו גבירצמן
 המכון הגיאולוגי, ירושלים

עם הצטברות מידע מקידוחים עמוקים במרכז וצפון ישראל, ניתן כיום להציג מספר מפות פרלימינריות, כלל-ארציות, המראות איזופכים של הסדימנטים היוראסיים כולטם וכן איזופכים של חלקים מרצף היורה. המפה האיזופכית של "היורה התחתון" (מגג הטריאס או גג וולקני אשר עד גג אינמר או ראש פינה, בעיקר בטווח הליאס), המפה האיזופכית של "היורה התיכון" (מגג אינמר או ראש פינה עד גג זהר, בעיקר בטווח הבז'וסיין-הבתוניין) ומפת האיזופך של "היורה העליון" (מגג זהר עד בסיס אי ההתאמה של הקרטיקון) מעידות על תנועות טקטוניות ורטיקליות חזקות - התנועה הטקטונית החזקה ביותר הינה זאת של הליאס. בתקופה זו נוצר במרכז הארץ אגן הצטברות (depocenter) שוקע הנמשך לכוון צפון מזרח, אשר בו נלכדו כ-2000 מ' של קרבונטים של פלטרומה ששקעו בים-רדוד. כלפי הנגב וכלפי הגליל מצטמצם עובי הסדימנטים בני אותו זמן לפחות מ-500 מ'. ההתעמקות, הכוון והגרדיינטים של הקונטורים האיזופכים מדמים את מרכז ההצטברות לצורה של שני גרבנים מעויינים סמוכים זה לזה, יש לשער כי צורה זו מרמזת על קיומם של שני מרכזי התפשטות בעלי ציר בכוון מזרח-מערב, מנותקים זה מזה לאורך שבר טראנספורמי ימני בעל כוון צפון-דרום. השערה זו מאפשרת לקשור את התופעה בארץ עם ההיסטוריה של האגן המזרחי של הים התיכון. מחברים אחדים הציעו, מתוך נקודות מבט שונות, שהלוח הטורקי נזתק מן הפנה הדרום מזרחית של הים התיכון לאורך מרכז ההתפשטות אשר צירו מקביל לחופי סיני ומצרים ולאורך שבר טראנספורמי ימני הנמשך במקביל לאזור התמורה של חופי הלבנט. ההתפשטות החלה, כפי הנראה, לאחר שבירה מזמן הטריאס העליון ונמשכה במשך היורה והקרטיקון, תוך בניית רצפה אוקאנית בין טורקיה והלבנט. נראה כי בשלבים הראשונים של תהליך ההתפשטות, היה שטח מרכז ישראל בתוך התחום הפעיל, ובתקופה זו נוצר מרכז ההצטברות של הליאס. מאז היורה התיכון, הוחלף מסלול התנועה הטראנספורמית מערבה במקצת, לאורך השבר שכונה בשם הטראנספורם של הלבנט. ההתפשטות ההתחלתית במרכז ישראל התנוונה מסבות לא ידועות, אך היא האחראית לתנועה הטקטונית החזקות הניצפות ביורה התחתון.

קומפלקס הדייק הטבעתי של הקטרינה: תוצאות ראשוניות

ברונר א. גור א., המחלקה לגיאולוגיה ומינרלוגיה, אוניברסיטת בן-גוריון, באר-שבע.

קומפלקס הדייק הטבעתי של הקטרינה נמצא במרכז אזור ההר הגבוה שבדרום סיני והוא נחשף באי רציפות על פני שטח של כ- 400 ק"מ². הקומפלקס מורכב סלעים וולקניים והיפכי-סליים השייכים לפזה האלקלינית הצעירה של המסיב הערבו-נובי. סלעי הסביבה של הקומפלקס בנויים חתך עבה של סלעים מגמתיים קל-אלקליניים, המורכבים "וולקנים רוחיג", הנוטים בנטיית חדרת ($60^{\circ} - 70^{\circ}$) וחדורים ע"י סלעים פלוטוניים בהרכב, מדוורט עד גרניט.

סלעי קומפלקס הדייק הטבעתי של הקטרינה מורכבים מחתך בעובי 80 מ' של איגנימברית קוררץ ריוליטי הנטוי נטיות מתונות ($15^{\circ} - 25^{\circ}$) ויחידת ברקציה וולקנית בעובי של עד 250 מ'. שתי היחידות מאובחנות כ-"וולקנים קטרינה" ולא נראה כל מגע ביניהם בשדה. הברקציה הוולקנית חדורה כנראה, ע"י ריבקיט פורפיריטי מיקרואלקלי גרניט.

הפעילות המגמתית בקומפלקס הדייק הטבעתי מסתיימת כחדירת שני דייקים טבעתיים קונצנטריים: דייק חיצוני דמוי אגס בעל מימדים מכסימליים של 27 ק"מ \times 19 ק"מ ונוטה כלפי פנים בתלילות ($60^{\circ} - 80^{\circ}$) ודייק פנימי שקוטרו 10 ק"מ. הדייק החיצוני חודר את הסדרה הקל-אלקלינית בשני שלבים. השלב הראשון, היוצר את הליחולוגיה העיקרית, בנוי סריה סיאנו-מונזוניטית ושלב שני הבנוי סריה של אלקלי קוררץ סיאניט. הדייק הפנימי חודר לתוך "וולקנים קטרינה" ו-"וולקנים רוחיג". גם הוא בנוי שני טיפוסים סלע: השולט, קוררץ מונזוניט שהוא טיפוס הסלע השכיח ביותר בסריה הסיאנו-מונזוניטית בדייק החיצוני ואלקלי קוררץ סיאניט השכיח במגעים החיצוניים של הדייק. גם סלעי הסביבה וגם סלעי קומפלקס הדייק הטבעתי של הקטרינה נחדרו ע"י איקנה ביוטיט גרניט אשר סוגר את הפזה האלקלינית.

קומפלקס הדייק הטבעתי של הקטרינה מציג שרשים ארוזיביים של מרכז וולקני פרה-קמברי גדול שבו שאריות וולקניות, נשחמרו בבלוקים מרכזיים אשר התמוטטו במשך הרוצרות קלדרה. הדמיון בליחולוגיה ובפטרורגפיה של הדייקים החיצוני והפנימי מצביעים על קשר גנטי בין שני הדייקים, כי הם חגרו סינכרונית או קרוב מאד בזמן.

פירוט מינרלוגי ופטרוכימי של היחידות השונות בקומפלקס הדייק הטבעתי של קטרינה נמצא בחליך למוד מתקדם, כצעד חשוב לקראת הכנת היחסים בין היחידות במרחב ובזמן.

הטקטוניקה של ליניאמנטים באזור הריפט של הרייך גרנדה, דרום מערב ארצות הברית - מחקר בשיטת חישה מרחוק ומפרי שדה.

ר.ס. בלודרידג', א. קרון - המעבדה הלאומית של לוס אלמוס, ניו מקסיקו, ארה"ב.
י. ברטוב המכון-הגיאולוגי, ירושלים, ישראל.

מחקר המתואר שני אספקטים עיקריים:

- א. הזכרה טובה יותר של הגיאולוגיה הסטרוקטורלית באזור.
 - ב. שימוש באמצעים של חישה מרחוק על מנת לשכלל את המפרי הגיאולוגי, רפיתוח של תהליך עבודה אשר יאפשר חסכון בזמן ובכח אדם, וישפר את איכות המפרי.
- הליניאמנטים של מורנצי ושל הימז העוברים בכיוון צפון מזרח-דרום מערב בניו מקסיקו ובאריזונה, כאלכסון לריפט של היו-גרנדה (שכיוונו צפון-דרום), הוכרו כבעלי חשיבות בקביעת מהלך שברי השוליים של הריפט. קוים אלה הם עתיקים במקורם וראשיתם כנראה בפריקמבריום, לאורך כמה קטעים שלהם הוכרה פעילות מגמטית בקינוזואיקון המאוחר.
- לצורך מחקר המשמעות הסטרוקטורלית של קוים אלה נסקר שטח של 1.8×10^5 קמ"ר בעזרת תצלומי לווינים (לנדסט וסיסט), תצלומי אויר קונבנציונליים ועבודת מפוי בשדה, והוכנה מפה טקטונית של האזור. מפה זו מראה שלליניאמנטים של ההימז ושל מורנצי אין בטוי סטרוקטורלי על פני השטח. מאידך הוכרה באזור מערכת שברים בכיוון מזרח-מערב וצפון-דרום העוברת במרכז ניו מקסיקו ובמזרח אריזונה, ובה שברים באורך של כ- 150 ק"מ, מגיל פוסט-מיוקן. במערכת זו שברים מקבילים לריפט ושברים החוצים אותו. שברים המסתעפים ממערכת זו מתיחסים כנראה לקטעים של הליניאמנטים שהוזכרו לעיל.
- באחדים משברים אלה הוכרו תנועות אופקיות בשעור של מספר מאות מטרים, והעתקות צעירות הקשורות אולי לפאזה וולקנית המוכרת באזור בתקופת היסטוריות.

מים מלוחים ובטמפרטורות נמוכות ממכרות הנחושת תמנע, דרום ישראל.

1. מ. בייט - מכון גיאולוגי

2. א. סטרינסקי - מח' לגיאולוגיה, אוניברסיטה העברית

3. ב. לאזאר - מח' לגיאולוגיה, אוניברסיטה העברית

המים המלוחים (עד TDS של 16 gr/l) באזור תמנע (כ- 20 ק"מ צפונית לאילת) שייכים לקבוצת המים ה Ca כלורידים ומאופינים ב:

1. טמפרטורה עד 32°C בפני השטח.

2. ריכוז נמוך במיוחד של Mg.

3. יחס של $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ נמוך יחסית.

4. ריכוז גבוה של יסודות קורט אחדים.

5. קרובים לרוויה לגבי גבס.

המחסור ב-Mg יכול להגרם ע"י ריאקציות בעומק בטמפרטורות גבוהות בין התמלחות לבין סלעים סיליקטים. היחס $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ מסביב ל 0.7061 מוסבר על ידי ריאקציות החלפה (exchange) בין Sr שבחמיסות לבין Sr בסלעים בזלתיים או סלעים אחרים ממקור מעטפתי. הריכוזים הגבוהים של נחושת (עד 0.5 ppm) ומנגן (עד 1.3 ppm) יכולים להיות תוצאה של שטיפה של סלעים בסיסיים בעומק או המסה מבצרי נחושת ומנגן באזור הנחקר.

אם כי אין עדות ישירה למקור הראשוני של המלחים שבמים נראה סביר ביותר שמקורם הוא בשל שאר המים ה Ca כלורידים בבקע. אם זה המקרה נראה שמקור המלחים הוא בים פליוקני שחדר לבקע. בחנועתם נכנסו המים בעומק לריאקציות עם סלעים ממקור מעטפתי, בטמפרטורות גבוהות (מאות מעלות) ועלו כנראה לאורך העתקים אל פני השטח. בשלב אחרון זה המיסר גבס או בצרים סולפידיים ונמהלר.

דולומיטיזציה, יצירת נקוביות ומינרליזציה
מאוחרת בתצורת זוהר (קלקרניט ברור) ובתצורת שדרות
באזור אשדוד - גן יבנה

לורה ג. בוכבינדר
המכון הגיאולוגי, ירושלים.

תצורת זוהר ושדרות באיזור אשדוד - גן יבנה הוחלפו ברובם ע"י דולומיט חום מסיבי. הדולומיטיזציה הינה מאוחרת, אינה מוכתבת ע"י הפציאס המקורי של הסלעים ומתקיפה פאציאסים שונים במידה שווה. מוצגות שתי אפשרויות הסברת הדולומיטיזציה 1, מתמיסות תת-קרקעיות באיזור ערבוב פן-ביני (בין מיס מתוקים למי ים); 2. מתמיסות תת קרקעיות חמות.

החתך הדולומיטי מאופיין ע"י נקוביות בצורת חללים ומערות, דבר שהתבטא בנפילות פתאומיות של המקדח ובאיבוד צירקולציה. החללים קשורים כנראה בפעילות קראסטית קדומה הקשורה לאי התאמה בין תצורת זוהר לכידוד או לאי התאמה שבין היורה לקרטיקון התחתון הגודעת את תצורת כידוד בקידוח אשדוד 1. יחסי הזמן בין הדולומיטיזציה ליציאת הקרסט אינם ברורים.

המינרליזציה המאוחרת מאופיינת ע"י שלשה שלבים: 1. שקיעת דולומיט גס גביש (Saddle dolomite) המצפה חללים. 2. השקעת המאסף פלואוריט-קורץ-חרסית ביטומינית פלדספר אשלגני-פיריט-קלציט, תוך כדי הגדלת החללים; 3. השקעת אנהידריט וקלציט בעורקים המלווה ע"י דה-דולומיטיזציה של סלע האם והדולומיטים המאוחרים. אופי המינרליזציה מתאים למשקעי קרסט של טמפרטורה נמוכה וכן למשקעים מתמלחות חמות אך בטמפרטורה שהיא בתחום המתאים ליצירת נפט ולא להריסתו.

על פי עקום של ספיקה כנגד מאמץ גזירה, אפשר למצוא את $Q_{0.5}$ על ידי $\tau_{0.5}$

מסקנה נוספת משיטת מחקר זו היא שניתן למצוא את שכיחות הזרימות האחראיות להסעה של מקטע מסוים של גודל גרגר. בתחנות הדגימה של מחקר זה, גרגרי גרופת שגודלם D_{50} או קטנים יותר מוטעים ע"י זרימות בעלי שכיחות של 0.9, בעוד שהמקטע הגס יותר של D_{60} מוסע ע"י זרימות בעלות שכיחות של 0.7.

תוצאות אלו תואמות את ההערכה של Brush (1961) שזרימות בעלי שכיחות של 2.3 שנים מסייעות 80-90% מהגרופת, ולתוצאות עבודתו של (1980) Andrews שספיקת גדות מלאות היא כמעט זהה עם ספיקת הטעונת השכיחה. תוצאות אלו עדיין ראשוניות בלבד ונתוני שדה נוספים נחוצים בכדי להגיע למסקנות סופיות.

גישה זו תאפשר מציאת שכיחות של תנועת גרופת וכמו כן יחסי ספיקה שכיחות עבור נחלים ללא תחנות הידרומטריות.

כהן, ע. וא. בן-צבי, 1978. ספיקות שיא לדרום ים המלח על-פי ניתוח איזורי בנגב. משרד החקלאות, נציבות המים, השירות ההידרולוגי, דו"ח הידרו 1978/4.

Brush, L.M., 1961, Drainage basins, channels and flow characteristics of selected streams in Central Pennsylvania, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 282-F, 180 pp.

Miller, J.P., 1958, High mountain streams: effect of geology on channel characteristics and bed material, New Mexico State Bureau of Mines and Mineral Resources. Memoir 4, 52 pp.

חיזוי של ספיקות ושכיחותן בנחלי הנגב באמצעות הגיאומטריה
ההידראולית והתפלגות גודל הסדימנטים בגרופת

זאב ב. בגין
משה ענבר
המכון הגיאולוגי
אוניברסיטת חיפה

מטרת מחקר זה היא למצוא שיטה לחזות זרימות בנחלים בנגב בהם אין מדידות הידרולוגיות, בהסתמך על התפלגות גודל הסדימנטים בגרופת הנחלים, והגיאומטריה ההידראולית של האפיקים. בשני פרמטרים אלה השתמשו עד כה לחיזוי ספיקות אך לא למציאת שכיחותן, פרמטר חיוני לתכנון הנדסי.

בעבודה מוצגות תוצאות מוקדמות של המחקר הנערך בנחלי הנגב. הנתונים נאספו מ-13 תחנות של שלושה נחלים, הקרובות לתחנות מדידה הידרומטריות. בכל קטע נחל נמדד חתך רוחב, שפוע וגודל גרגר של גרופת הנחל; על פי נתונים אלה עובד לכל נקודה עקום כיוול המיחס ספיקה לרום בהתאם למשוואות Lacey ו- Manning-Limerinos. לכל רום חושב מאמץ הגזירה (τ_{ds}) ולכל תחנה נבנה עקום של ספיקה כנגד מאמץ גזירה. לגבי כל נחל נרשמו ההסתברויות לספיקות שונות על פי דו"ח השרות ההידרולוגי (כהן ובן-צבי, 1978) ומהן ניתן ליחס לערכי מאמץ הגזירה את שכיחותו - τ_m (כאשר n מציין את ההסתברות לחזרתו של מאמץ גזירה τ_m או קטן ממנו). לכל נקודת דגימה נבנה עקום התפלגות גדל הגרגר וממנו נלקחו ערכי D_k (k הוא אחוז החומר הדק מ- D_k). לאחר מכן נבנתה מטריצה של τ_n ו- D_k לכל נקודות הדגימה ונערכו חישובי רגרסיה וקורלציה בין כל τ_n לכל D_k , והתוצאה היא מטריצת קורלציה ומשוואות רגרסיה הקושרות בין ערכי מאמץ הגזירה בהסתברויות חזרה שונות. קיימת תלות בין מקטעי גודל הגרגר D_{40-70} למאמצי גזירה בעלי שכיחות 0.9 - 0.3. כך למשל אפשר לחשב עבור תחנות הדגימה את מאמץ הגזירה $\tau_{0.5}$ מתוך D_{40} על פי המשוואה:

$$\tau_{(0.5)} = 0.335 D_{40} - 0.697 \quad (r=0.779; n=10; \alpha < 0.01)$$

הערכת הפעילות הסיסמית של העתק, בהתבסס על
ההעתקה השנתית הממוצעת שלו

ז. ב. בגין
המכון הגיאולוגי, ירושלים

את הפעילות הסיסמית של העתק ניתן לאפין על ידי משוואה בצורה:

$N_M = a \cdot 10^{bM}$ (ובה N_M הוא המספר המצטבר של רעידות אדמה במגניטודה שווה או גדולה מ- M ; a , b הם קבועים). בהנחה ש- b ידוע עבור אזור, ניתן להעריך את a ע"י השוואה להעתק שעבורו ידועים גם a' וגם שעור ההעתקה השנתית d' .

המספר של רעידות אדמה בשנה במגניטודה M הוא:

$n_M = a \cdot 10^{bM} (1 - 10^{-b\Delta M})$, ובו ΔM הוא שינוי קטן ב- M . ההעתקה על העתק עקב רעידת אדמה במגניטודה M היא: $D_M = p \cdot 10^{qM}$. לכן, השעור השנתי של העתקה על

העתק עקב כל רעידות האדמה במגניטודה $M_1 \leq M \leq M_2$ הוא:

$$d = \sum_{M_1}^{M_2} n_M D_M = ap (1 - 10^{-b\Delta M}) \sum_{M_1}^{M_2} 10^{(b+q)M}$$
 בהנחה שעבור שני העתקים קיימים ערכים זהים של המשתנים M_2, M_1, b, q, p

מקבלים:

$$\frac{d'}{d''} = \frac{a'}{a''} \quad \text{או:} \quad a'' = a' \frac{d''}{d'}$$

קבוע הסיסמיות הבלתי ידוע a'' ניתן לאמדן ע"י שמוש בערך הידוע של הקבוע a' לגבי העתק היחוס, והיחס בין שעור ההעתקה השנתי של שני ההעתקים.

תיאור אזורים עם קונטקט מטמורפוזה

חוף דהב	מישור איגדי	ואדי פירני	אזור ואדי טר	אזור לג' וארדיני	סלעים במגע
הרצבורגיט במגע עם גנייסים ומיגמטיים אי נטוד זיות דיוריטיות	מגע בין דיוריט ליניארי לגרניט ופגמטיט	סלעים וולקניים פירוקלטיים וקרבנטיים בשולי האזור אינטרוזיות גרניטיות	סלעים מטה וולקניים, מטה-פירוקלטיים ושיש במגע עם אפליטים פגמטיים, ודייקים פורפיריים בשולי האזור אינטרוזיות של אלביטו פיר.	סלעים מטה-וולקניים, מיקרוגרניטים, מטה-דיוריטים, דולריטים, אפליטים ופגמטיים אינטרוזיות גרניטיות ודיוריטיות.	
כעיקר הרצבורגיט	דיוריט ליניארי	שכבה קרבונטית	כעיקר שיש	סלעים וולקניים, מיקרוגרניטים, דיוריטים (מעט) ועורקים קלק-סיליקטיים	סלעים שעברו קונטקט-מטמורפוזה
גנייסים מיגמטיים ואמפיבוליטים	דיוריט ליניארי		כל הסלעים מלבד אפליטים, פגמטיים ופורפירים	חלק מן הסלעים הוולקניים	סלעים שעברו מטמורפוזה רגיונלית
אנטופיליט, טלק פלוגופיט	גרנט, פירוקסן (מינרלים אלו מופיעים רק במגע)	טרמוליט-אקטי-נוליט גרוסולר-אנדריט	דיאופסיד, גרוסולר-אנדריט קורדייריט וזוביאניט א-פלדספר	אנדלוזיט, אנדרדיט גרוסולר, ספטרטיט טרמוליט-אקטינוליט הדברגיט, דיאופסיד קלינוזואיט אדניט.	מינרלים אינדיקטיביים לקונטקט-מטמורפוזה.
אמפיבול, כוטיט (מופיעים בגנייסים יאפיבוליטים)	כוטיט		כוטיט כלוריט	כוטיט, כלוריט, הורנבלנדה,	מינרלים אינדיקטיביים למטמורפוזה רגיונלית
גרנובלסטית הטרובלסטית יגליזי	גנייסיות	גרנובלסטית	הורנפלסית גרנובלסטית ומעט שיטטוזית	הורנפלסית, גרנובלסטית הטרובלסטית, ושיטטוזית	טכטוורות מטמורפיות
הורנבלנדה הרנפלט	פירוקסן הורנפלט	הורנבלנדה-הורנפלט	א-פלדספר קורדייריט הורנפלט (פירוקסן הורנפלט גבוה)	הורנבלנדה-הורנפלט גבוה (קרוב לפירוקסן-הורנפלט)	הפציאס הקונטקט מטמורפית
אמפיבוליט מיגמטיט	גרינשיסט		גרינשיסט	גרינשיסט עד אמפיבוליט	הפציאס הרגיונלית הקדומה

שהפכו לסאקרנים לאלו יש zoning המורכב ממרכז של גרוסולר-אנדורדיט כמעט נקי סביבו טרמוליט-אקטינווליט עם קוורץ ופלדספר, ושוליים חיצוניים של הורנבלנדה - אדניט עם קוורץ ופלדספר וכן בעוד תופעות מגע.

באזור טר - כל הסלעים עברו מטמורפוזה רגיונלית שעל פניה יש קונטקט-מטמורפוזה הכול-טת בעיקר בסלעים הקרבונטיים, המראים על הטרוגניות רבה בהרכב ובמבנה: החל משיש נקי עד לכמעט סקארן. בעיקר בולט הקונטרסט בין הגרינשיסט פציאס הרגיונלית לבין הפציאס הקונטקט-מטמורפית הגבוהה. התופעה מלווה במינרליזציה של נחושת.

כואדי פירני- מונחת שכבה קרבונטית שעברה קונטקט-מטמורפוזה בדרגה כינונית, בתוך סדרות הפירני שכמעט אין בהם סימנים מטמורפיים כלשהם (בן-תור ואייל 1970). במישור איגדי - עשיר הדויריט הליניארי בגרנטים ופירוקסנים במגע שלו עם גרניט ופגמטיט, זהו האיזור הקונטקט-מטמורפי, ככל שמתרחקים מן המגע פוחתים מינרלים אלו ונשאר בעיקר ביוטיט. אזור המגע עשיר במינרלים של נחושת וטונגסטן (בוגוש וזילברפרב 1974).

כחוף דהב - ההרצבורגיט הוא הסלע שעבר מטמורפוזה במגע עם מיגמטיטים ואמפיבוליטים, יש בסלע zoning פנימי של אנתופיליט, אזור כיניים של טלק-כלורית, ואזור חיצוני של פלוגופיט יצויין שבניגוד לדוגמאות הקודמות הפציאס הקונטקט-מטמורפית כאן היא נמוכה יותר מן הפציאס הרגיונלית הקדומה (נתן וזילברפרב 1980). ככל האזורים שהוזכרו יש מבנים מסובכים של תופעות רטרוגרדיות שהתפתחו על כל סוגי התופעות המטמורפיות.

זיהוי התופעות הקונטקט-מטמורפיות באזורים שהוזכרו ובאחרים, מאפשר הפרדה בין ארועים שונים ומקל על קביעה מדויקת של יותר פציאסים הקשורים למטמורפוזה הרגיונלית הקדומה. על פי המסקנות היוצאות מעבודה זו מתברר שרוב התופעות הקונטקט-מטמורפיות הן צמודות או מאוחרות לפזות הגרניטיות הגדולות של סיני, בעוד שהמטמורפוזה הרגיו-נלית הדינמו-תרמלית היא קדומה להם. מתברר כי תופעות של מינרליזציה מתכתית מתלוות לתופעות הקונטקט-מטמורפיות ולפיכך זהו המטמורפיזם הזה עשוי לעזור באיתור בצרים.

תופעות קונטקט-מטמורפיות בדרום מזרח סיני

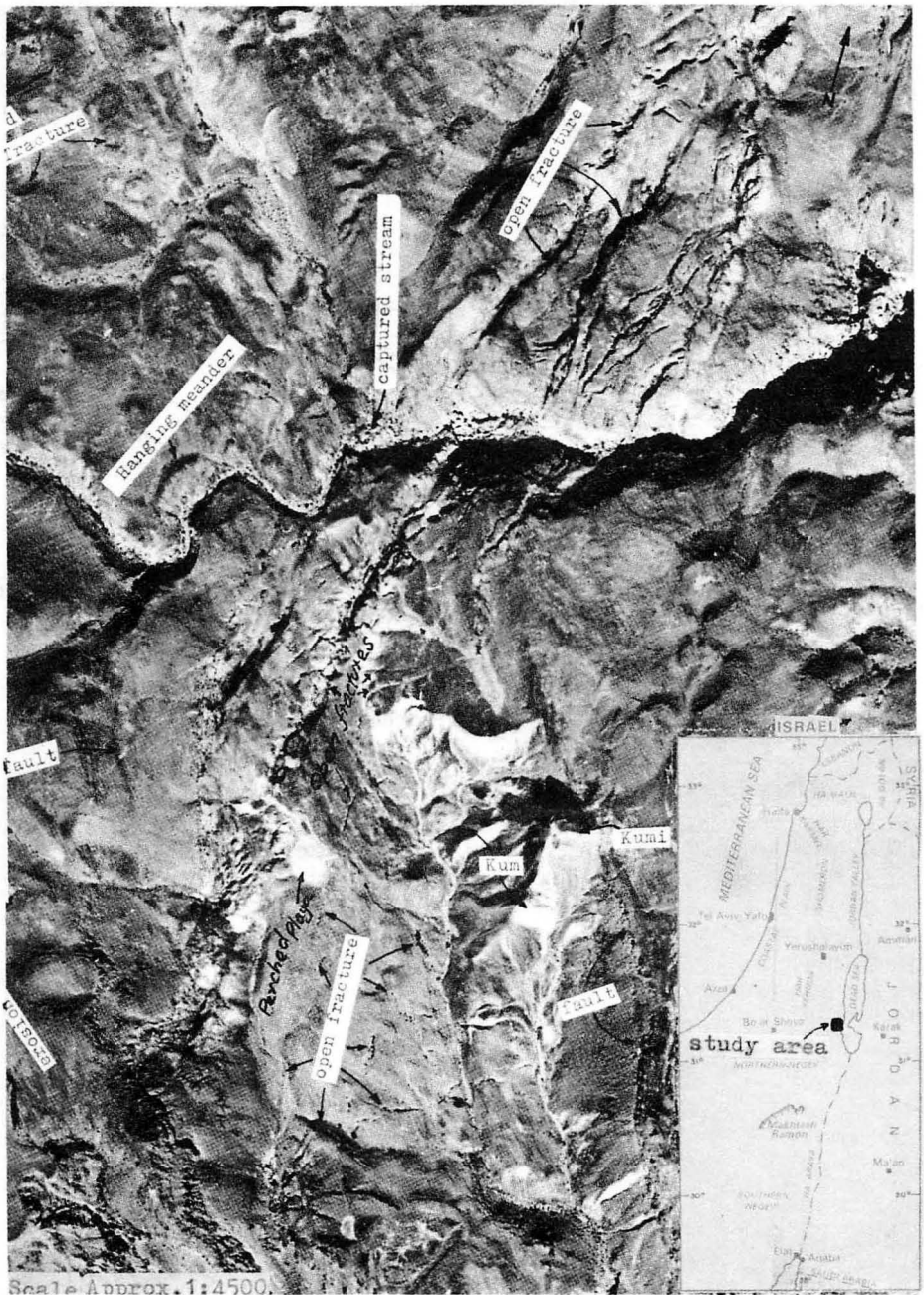
א. איתמר, א. זילברפרב, מ. בייט
המכון הגאולוגי

תופעות קונטקט-מטמורפיות ידועות ממקומות שונים בדרום מזרח סיני מתוך עבודו- תיהם של יבן תור ומ. אייל (1971) בואדי פירני בו הם הגדירו שכבה קלק-סילקטית מטמורפית בתוך סדרות וולקניות. א. שמרון (1970) שהגדיר בתוך סדרות מטמורפיות רגיונליות בכיד איזור קונטקט-מטמורפי במגע עם גרניט, ר. בוגוש וא. זילברפרב (1974) שהגדירו במישור איגדי קונטקט-מטמורפוזת במגע בין דיוריט לגרניט. י. נתן וא. זילברפרב (1980) שהגדירו בחוף דהב קונטקט מטמורפוזת בסלע אולטרה בסיסי וא. ריימר (1980) שהגדיר Overprint של קונטקט על פני מטמורפוזת רגיונלית באיזור שהירה. יחי- דות מטמורפיות נוספות זוהו ע"י פ. פזרו (1973) באזור לג' וא. איתמר (1975) באיזור ארדיני, ביחידות אלה ואחרות שיוכח הסטרטיגרפי לא היה ברור - הוגדרו בעבודה זו תופעות קונטקט-מטמורפיות. נתברר שתפוצת הקונטקט-מטמורפיזם בדרום מזרח סיני היא רחבה הן מבחינה גיאוגרפית והן מבחינה סטרטיגרפית, דהיינו: תופעות קונטקט-מטמורפיות נמצאות בסלעים השייכים לסדרות המטמורפיות הרגיונליות הקדומות ביותר (אמפיבוליט-מיגמטיטים) בסדרות מטמורפיות צעירות יותר (גרינשיסטים) בסדרות הוולקניות של הפירני, ואף סלעים צעירים יותר. בטבלה המצורפת מתוארות חלק מן התופעות, ושתיים מהן לג' וטר - בהרחבה.

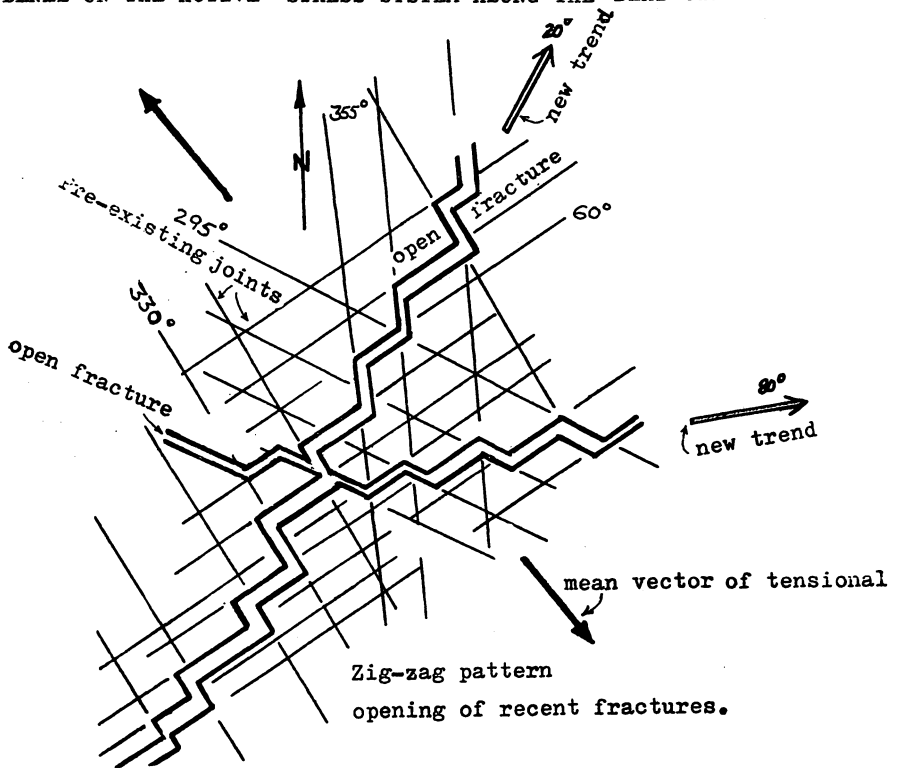
התופעות המטמורפיות באזורים השונים מורות מצד אחד על דמיון רב באלמנטים שונים כמו: טכסטורות, הטרוגניות של טכסטורות ושל עוצמת המטמורפוזת, מינרלוגיה ומצד שני על שוני כמו: הרכב הסלעים והגורמים, שהביאו למטמורפוזת. ניתוח והשוואה בין התופעות באזורים השונים שיוכח להלן יעזרו להבין את הקונטקט - מטמורפוזת המשותפת לכולם:

באזור לג' וארדיני - משתרעות שתי רצועות מטמורפיות, כל אחת באורך כ- 5 ק"מ וברוחב של כ- 200 מ', הקונטקט - מטמורפוזת באזורים אלה נמצאת בסלעים השייכים לקומפלקס המטמורפי הרגיונלי הקדום, עוברת לסלעים וולקניים מסדרת פירני, לדיוריט ולדייקים דולריטיים החוצים את רוב הסלעים באזור. הטכסטורות והמינרלוגיה מאד הטרוגניים, יש מעבר מטכסטורה אחת לשניה ומסלע מטמורפי ללא מטמורפי - כאותה ליתולוגיה ובטווח קצר לעתים ס"מ ספורים. המטמורפוזת חזקה במיוחד בגופים ובעורקים (קלק-סיליקטים)

NEW EVIDENCE ON THE ACTIVE STRESS SYSTEM ALONG THE DEAD SEA RIFT



NEW EVIDENCE ON THE ACTIVE STRESS SYSTEM ALONG THE DEAD SEA RIFT



עדריות חדשות על שדה מאמצים פעיל לאורך בקע ים המלח

יעקב ארקין
המכון הגיאולוגי

סדקי מתח רצבטיים, פתוחים שהתגלו באזור הגבוה מערבית לים המלח, מצביעים על שדה מאמצים פעיל באזור. סדקים אלה הם הביטוי, על פני השטח, של תנועות טקטוניות הקשורות בפעילות סייסמית לאורך השבר של בקע ים המלח. תנוחת הסידוק וצורתו מתאימה למאמץ של מיט (failure) שהיבו אופיני, בקנה מדה קטן יותר, הגורם לעוות לאורך קווי חולשה קיימים. במקרה הנוכחי נוצרו כווננים חדשים אשר חוצים את כל הכווננים הקודמים הקיימים בשטח. הובחנו מספר צורות של סידוק מטיפוס זה בשטח כאשר העתיקים ביותר ממולאים בסחף. איבחון של הסדקים העתיקים יותר מבוסס על קריטריונים גיאומורפולוגיים כמו בפתולי ואדי תלויים, שניית נחלים ופלאיות תלויות. תופעות אלה מצביעות על האפשרות שהסדקים הצעירים הם תוצאה של רעידות אדמה כאשר הצעירים ביותר ביניהם הינם ככל הנראה מגיל הולוקן.

תופעות מינרליזציה מתכתית הקשורות עם שברים טרנסברסליים בישראל

ש. אילני¹ א. שטרול²

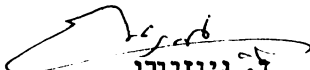
¹המכון הגיאולוגי, ירושלים.
²המרכז למחקר גרעיני, נחל שורק.

הליניאמנטים הטקטוניים העיקריים בישראל הם בכיוון ניצב או בכיוון 45° לכיוון העיקרי של בקע הירדן. תופעות אלה נראות בברור בתצלומי לוויין. נמצא שקיימת התרכזות של תחמוצות ברזל ומנגן בליניאמנטים אלה לא רק בישראל אלא גם באזורים סמוכים כמו סיני, ירדן ומצרים. תופעות המינרליזציה הם של עורקים, עדשות אימפראגנציות וצביעה של סלעי הסביבה. היסודות העיקריים Fe ו-Mn מלווים לעתים קרובות בריכוזים גבוהים ש! יסודות קורט בעיקר Ba, Zn, As, V, Mo, Ni, Sr, Cu ו-Pb. הריכוזים הגבוהים של יסודות קורט אלה מגיעים ל- 0.1 עד 1% ממשקל הדוגמא. אנומליות אלה בולטות במיוחד כאשר משוים אותם לריכוזים של אותם יסודות המצויים בסלעי הסביבה - בעיקר גירים ודולומיטים של חבורת יהודה. מאסף יסודות הקורט משתנה ממקום למקום. יודגש כי מקו-מות בהם מכילים עורקי הברזל והמנגן ריכוזים גבוהים של יסודות קורט מצויים תמיד לאורך הליניאמנטים הטקטוניים הטרנסברסליים.

הערות:

1. בשנת 1981 חולק הפרס לדר' דוד בונן וזאת לפי החלטת ועדת הפרס. סכום הפרס היה 500 שקל והוא ניתן בזמן האספה הכללית של החברה, בקצוין.
2. הדו"ח הכספי נערך לפי מסמכי בנק לאומי בע"מ סניף ככר ציון ירושלים.
3. השינויים בערך הנקוב של ניירות הערך בהשוואה לשנה שעברה, נובעים מפדיון חלק מהניירות. ערכי פדיון ניירות אלו וכן הרווחים הוכנסו לחשבונות פת"ם בדולרים ובפרנקים שווייצריים.
4. יתרות חשבונות הפת"ם בדולרים ובפרנקים שווייצריים גדלו, הודות לרווחים שהצטברו בהם וכן מפדיון ניירות ערך.
5. יתרת חשבון עו"ש בשקלים הייתה בחובה בתאריך הגשת הדו"ח. יתרת חובה זאת נובעת בעיקר מהעברה של 35% מהרווחים למס הכנסה. מס זה יבוטל עם רשום החברה הגיאולוגית בחור עמותה.
6. בגלל האפשרות להפקיד מטבע זר ברווחים סבירים, לא נעשו השקעות נוספות בניירות ערך.

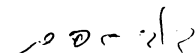
בברכה


 ז. גינזבורג
 יו"ר הקרן

הרינו לאשר כי בדקנו את הדו"ח ומצאנו אותו מתאים למסמכים שהוצגו לפנינו.

ועדת הביקורת

טבת תשמ"ב ינואר 1982


 ד. שפרנק

פרופ' ע. עצמון

החברה הגיאולוגית הישראלית

דו"ח קרן הפרס ע"ש דר' פרץ גרדר ז"ל

לירם 30.12.1981

בהתאם להוראות ועדת הבקורת של החברה הגיאולוגית הישראלית, שנחבר לרעד החברה וליושב ראש הקרן, מובא להלן מצב הקרן ליום 30.12.1981.

א. השקעות בניירות ערך

<u>שם נייר הערך</u>	<u>ערכו הנקוב</u>
7% אג"ח קרן היסוד 9	\$ 90.00
6% הרללים סדרה 13	\$ 20.00
6% הרללים סדרה 14	\$ 50.00
6% הרללים סדרה 15	\$ 270.00
6% הרללים סדרה 24	\$ 131.40
6% הרללים סדרה 25	\$ 369.00
6% הרללים סדרה 27	\$ 118.30
6% הרללים סדרה 28	\$ 27.30
6% הרללים סדרה 29	\$ 55.00
6% הרללים סדרה 30	\$ 90.00
7% חעשיה, רשום בלונדרן	\$ 117.00
בסיס, קרן נאמנות	1000.00 פרי"ש
4% ארצר לחעשיה 74 א'	24.00 שקל
6.5% אג"ח בנק לאומי לחקלאות 64 ב'	15.00 שקל
טרפז, קרן נאמנות	400.00 שקל
טרפז, קרן נאמנות (הטבה)	1200.00 שקל
7% מלוח פתוח 80% הצמדה	430.00 שקל

ב. השקעות במזומן

עו"ש מס' 25002/21	-610.24 שקל
פח"מ מס' 401/525002/56	\$ 2896.62
פח"מ מס' 403/525002/40	133.28 פרי"ש

1974	יחזקאל ויילר	חברת ח.נ.ה. בע"מ, רח' קויפמן 6 ת.ד. 11548 תל-אביב.
1975	יהושע קולודני	המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.
1976	משה גולדברג	המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.
1977	עמוס ניין	המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.
1978	צבי גרפונקל	המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.
1979	גדליהו גבירצמן	המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.
1980	אורה עמית ז"ל	
1981	יחזקאל דרוקמן	המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.

נ ש י א י ה ח ב ר ה ה ג י א ו ר ל ר ג י ת

1951	ליאו פיקרד	האקדמיה למדעים, רח' ז' בוטינסקי, ת.ד. 4040 ירושלים.
1952	משה אבנימלך ז"ל	
1953	יעקב בן תור	מכון סקריפס לאוקינורגפיה, סן דיגו קליפורניה ארה"ב.
1954	נתן שלם ז"ל	
1954	אברהם פרנס	המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.
1955	משה אבנימלך ז"ל	
1956	אנטול סלטקין	באר-שבע.
1957	זאב שפטן	חברת ת.ה.ל. רח' אבן גבירול 54 תל-אביב.
1958	דן יעלון	המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.
1960	אלכסנדר גליק	רח' רמב"ן 7 ירושלים.
1961	זאב רייס	המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.
1962	שטפן לבנגרט	ת.ד. 1808 חיפה.
1963	יוסף קואטס ז"ל	
1964	רפאל פרוינד ז"ל	
1965	מייק אופנהיים	מנצ'סטר בריטניה.
1966	זאב רייס	המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.
1967	איתן שש	המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.
1968	עקיבא פלכטר	המחלקה לגיאופיסיקה ומדעים פלנטריים, אוניברסיטת תל-אביב.
1969	אורי וירצבורגר	כימיקלים לישראל בע"מ תל-אביב.
1970	אליעזר קשאי	חברת ח.נ.ה. בע"מ, רח' קויפמן 6 ת.ד. 11548 תל-אביב.
1971	אריה איסר	המכון לחקר המדבר, קרית שדה בוקר.
1972	אביהו גינצבורג	המחלקה למדעי הסכיכה, אוניברסיטת תל-אביב.
1973	נתן יעקב	המכון הגיאולוגי, רח' פלכי ישראל 30 ירושלים.

1979	עזרא זילברמן	המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.
1980	דוד שפרנק	המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.
1980	לורה בוכבינדר	המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.
1981	דוד בונן	חברת נשר בע"מ, רח' בן יהודה 99 תל-אביב.
1982	חיים בנימיני	המחלקה לגיאולוגיה, אוניברסיטת בן גוריון באר-שבע.

חחני פרס החברה הגיאולוגית הישראלית ע"ש פרופ' רפאל פרוינד ז"ל

1979	שולמית גרוס	המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.
1980	דב בהט	המחלקה לגיאולוגיה, אוניברסיטת בן גוריון באר-שבע.
1980	דן גיל	המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.
1981	אהרן הורוביץ	המכון לארכיאולוגיה, אוניברסיטת תל-אביב.
1982	איתן שש	המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.

חברי הכבוד של החברה הגיאולוגית הישראלית

1968	משה אכנימלך ז"ל	
	יוסף קואטס ז"ל	
	מרטין גולדשמידט ז"ל	
1969	אברהם פרנס	המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.
	שטפן לבנגרט	ת.ד. 1808 חיפה.
	ליאו פיקרד	האקדמיה למדעים, רח' ז'בוטינסקי, ת.ד. 4040 ירושלים.
1980	עקיבא פרומן	רח' הנרקיסים 3, כרמל מערבי חיפה.
	יעקב בן חור	מכון סקריפט לאוקיגורפיה, סן דיגו קליפורניה ארה"ב.
1977	אלכסנדר גליק	רח' רמב"ן 7 ירושלים.

ח ת נ י פ ר ס פ ר ז ג ר ד ר ז " ל

המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.	ליזה הלר - קלאי	1962
	רפאל פרינד ז"ל	1962
		1963
	לא חולק	1964
		1965
המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.	יעקב קרץ	1966
המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.	צבי גרפונקל	1966
המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.	איתן שש	1967
המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.	יעקב נתן	1967
אוניברסיטת נורדווסטרן, אילינוי ארה"ב.	אברהם לרמן	1968
חברת פז, דרך יפו 3 תל-אביב.	אפרים אהרוני	1968
	לא חולק	1969
	לא חולק	1970
המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.	אורי כפרי	1971
	אליעזר גביש ז"ל	1971
המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית ירושלים.	יהושע קולודני	1972
המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.	יצחק לוי	1973
	לא חולק	1974
המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.	יחזקאל דרוקמן	1975
המחלקה לגיאופיסיקה, מכון ויצמן למדע רחובות.	צבי בן-אברהם	1976
ארצות הברית.	יורם שהם	1976
המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30 ירושלים.	בנימין ז. בנין	1977
המחלקה למחמטיקה שמושית, מכון ויצמן למדע רחובות.	זאב רכס	1977
	לא חולק	1978

חתימת שופטי הפרס.

ב. פרס כספי בגובה כפי שיקבע ע"י ועד החברה הגיאולוגית, אולם אשר לא יעלה על רוחי הקרן לאותה שנה, ואם לא חולק הפרס בשנה הקודמת, לא יעלה הפרס על רוחי הקרן בשנתיים שקדמו למתן הפרס.

בני משפחתו של המנוח בדרגה ראשונה, רשאים להשתתף בוועדת שופטי הפרס וכן בוועד החברה הגיאולוגית בכל הנוגע לנהול הקרן, למתן הפרס, ולצורה בה ינתן פרס זה.

ועד החברה הגיאולוגית רשאי להחליט על שנויים בכל הנוגע להחזקת הקרן ונהולה אולם אינו רשאי להחליט ביחס לשופטי הפרס ללא הסכמת השופטים של אותה שנה.

חקנון זה בה במקום זה שפורסם בחודש יולי 1961.

ירושלים, כסלו תשמ"ב - הצבבר 1981.

פרסום המוצע לקבלת הפרס, חייב להגיע ב-3 העהקים לידי נשיא החברה הגיאולוגית הישראלית לא יאוחר מיום 31 בדצמבר של השנה, כמועמד לקבלת הפרס של השנה הקרובה. הפרס ילווה במכתב לואי החתום ע"י הממליץ והמסכם בקצרה את הסיבות שנראות למציע כמצדיקות הענקת הפרס.

שופטי הפרס יחכנסו לא יאוחר מיום 28 לפברואר של אותה שנה על מנת להחליט ביחס למתן הפרס, כל שופט יקבל מידי נשיא החברה הגיאולוגית העחקי הפרסומים המועמדים לקבלת הפרס והעחקי מכתכי הלואי המנמקים את הסיבות להצעת הפרס לפרס.

שופטי הפרס רשאים לחלק באותה שנה את הפרס לשנים אולם לא ליותר משנים. כן רשאים שופטי הפרס להחליט כי אין עבודה הנראית להם כזכאית לפרס לאותה שנה, במקרה כזה נתן יהיה לצרף את הסכום המוצע כפרס לשנה שלאחריה.

סכום הפרס יקבע מדי שנה ע"י ועד החברה הגיאולוגית עבור השנה שלאחריה. ועד החברה יחליט באם לצרף סכומים שלא חולקו כפרס לפרטים בשנים הבאות או לצרפם לקרן. במקרה כזה נתן יהיה לצרף את הסכום המוצע כפרס לשנה שלאחריה.

סכום הפרס יקבע מדי שנה ע"י ועד החברה הגיאולוגית עבור השנה שלאחריה. ועד החברה יחליט באם לצרף סכומים שלא חולקו כפרס לפרטים בשנים הבאות או לצרפם לקרן. במקרה כזה שוב לא יהיה נתן לחלק סכום זה כפרס.

הפרס ינתן בפגישה מיוחדת של החברה הגיאולוגית הישראלית ישר יהיה סמוך בכל האפשר ליום ג' אייר, יום פטירתו של דר' פרץ גרדר ז"ל. בפגישה זו יעלה יו"ר ועד השופטים את זכרו של דר' פרץ גרדר ז"ל, יציג את מסקנות הועדה, ויזמין את מקבל או מקבלי הפרס להרצות על עבודתם.

הפרס ינתן בצורה הבאה :-

א. העודה הנרשאת את שם "החברה הגיאולוגית הישראלית - פרס עייש דר' פרץ גרדר ז"ל", ובתוכה יהיה מודגש שם מקבל הפרס, תאריך קבלת הפרס, העבודה או העבודות שעבורם נתן הפרס, עם ציון נושא העבודה, מקום הפרסום והתאריך, הנמוקים למתן הפרס, וכן

אולם הצגה זו תעשה בנפרד מחשבונותיה השוטפים של החברה אשר תראה את יחודה של הקרן.

ה פ ר כ : -

הפרס ינתן לחוקר אשר גילו למטה מ-36 שנה, ואשר פרסם עבודה גיאולוגית מקורית המקדמת את המחקר הגיאולוגי בישראל. העבודה צריכה להיות מודפסת בצורה כזו אשר תאפשר לכל אדם להשיגה, ולרכשה, ואשר תאריך פרסומה לא יהיה מוקדם יותר משנתיים לפני מתן הפרס.

שופטי הפרס יהיו :-

נשיא החברה הגיאולוגית, או נציגו - יו"ר.

ראש המחלקה לגיאולוגיה באוניברסיטה העברית, או נציגו - חבר.

מנהל המכון הגיאולוגי, או נציגו - חבר.

השופטים חייבים להיות גיאולוגים בעצמם, ובמידה ואחד מנושאי התפקידים דלעיל אינו גיאולוג, ימנה גיאולוג מתוך המוסד שכראשו הוא עומד כנציגו, ואם נבצר ממנו למנות נציג תחתיו מאיזו סיבה שהיא, תמנה ההנהלה של אותו מוסד נציג מוסמך להיות בין שופטי הפרס.

שופטי הפרס יהיו עצמאיים באופן בלעדי, להחליט על מתן הפרס ללא כל התערבות של ועד החברה הגיאולוגית או כל גוף אחר. ההחלטה תנתן ברוב רביל.

שופטי הפרס יבחנו רק פרסומים אשר הנם כטוח הישגו של כל אדם ולא יבחנו עבודות אשר הן סודיות או מוסדיות בלבד. באם תתעוררנה שאלות ביחס לעבודה מסוימת באם היא נכללת בקטגוריה של "פרסום", כפי שמקובל להתייחס לפרסומים מדעיים, יפסקו השופטים לפני הדיון בעצם הנושא, כיצד להתייחס לעבודה הנדונה.

שופטי הפרס יבחנו רק פרסומים אשר הוצעו לפנייהם כמועמדים לקבלת הפרס. הצעות כאלה יכולות להיות מוצעות על ידי המפרסם עצמו, ע"י כל חבר של החברה הגיאולוגית, ע"י כל מוכד או גוף העוסק במחקר בשטח הקרוב לגיאולוגיה וכן ע"י מר"ל של פרסומים גיאולוגיים.

קֶרֶן עֵיִשׁ דָר' פֶּרֶץ גֶרְדֵר זִיל

ת ק נ ו ך

ועד החברה הגיאולוגית הישראלית, בישיבתו מיום 23 באפריל 1961, החליט להקים קרן קבועה אשר תעניק פרס מדי שנה בשנה לזכרו של חברה :

דר' פֶּרֶץ גֶרְדֵר זִיל (Ph. D, B. Sc.)

חבר החברה הגיאולוגית הישראלית וחבר ה - A. A. P. G. שימש כמנהל עניני הנפט במשרד הפיתוח וכמנהל מחלקת הנפט במכון הגיאולוגי. נספה בתאונה בחו"ל תוך כדי עבודתו.

הפרס מיועד לעודד את המחקר הגיאולוגי בישראל, ונקרא: "פרס ע"ש דר' פֶּרֶץ גֶרְדֵר זִיל", להלן "הפרס".

הפרס ינתן מרווחים שיצטברו בקרן הנקראת "החברה הגיאולוגית הישראלית - קרן ע"ש דר' פֶּרֶץ גֶרְדֵר זִיל" להלן "הקרן".

הקרן תנוהל ע"י ועד החברה הגיאולוגית אשר תמנה 2 נציגים שיהיו מנהליה האדמיניסטרטיביים והכספיים של הקרן. אחד משני נציגים אלה יהיה גזבר החברה והשני חבר הוועד או כל אדם אחר כפי שהוועד ימצא לנכון למנות.

כספי הקרן יוחזקו בחשבונות אשר ישאו את שם "החברה הגיאולוגית הישראלית - קרן ע"ש דר' פֶּרֶץ גֶרְדֵר זִיל", ולא יעשה בהם כל שמוש אחר מלבד השקעתם בניירות או כל השקעה אחרת הנושאת רווחים, והמיועדים לפרס בלבד.

הקרן עצמה תהיה מורכבת מחרומות אשר ינחננו למטרה זו ע"י מוסדות ופרטים ולא חרופנה לכל מטרה אחרת ללא אשורר האסיפה הכללית של החברה הגיאולוגית. שני הנציגים המנהלים את הקרן ידאגו להשקיע את הקרן על מנת לשאת רווחים לשם חלוקתם כפרס.

לא יחולק פרס אשר יעלה על רווחי הקרן באותה שנה, אולם אפשר לחלק רווחים של שנים קודמות במדה ולא חולק הפרס מאיזה סיבה שהיא. מאזן הקרן והרווחים יוצגו לפני האסיפה השנתית של החברה הגיאולוגית הישראלית מדי שנה עם הצגת מצבה הכספי של החברה,

הצעות לשינוי התקנון והוראות העזר

- הועד הפועל מציע אח השינויים הבאים בתקנון החברה ובהוראות העזר לתקנון, שינויים אלה יובאו להצבעה לפני האספה הכללית בכנס השנתי באילת – חשמ"ב.
- פרק ב' סעיף 3. פסקה ג) חברות כבוד תמידית, ... לאנשים אשר תרמו תרומה ראויה לציון בשטח הביאולוגי או בשטח מדעי או טכנולוגי קרוב. (המונח "דומה" ימחק).
- פרק ג' סעיף 1. בחברה יהיו נושאי תפקיד כדלהלן... גזבר וחברי הועד הפועל. (המונח "נשיא קודם" ימחק).
- סעיף 2. "הועד הפועל יכלול... סגן נשיא, המזכיר, מרכז פעולות... (המונחים "העורך, הנשיא הקודם" ימחקו) ... אולם מספר חברי הועד הפועל ימנה לא פחות משה חברים. (המונח "מחשעה" ימחק).
- סעיף 6. במקרה ומקומו של חבר הועד הפועל יחפנה... היה בסמכותו של הועד הפועל למנות חבר חדש... (המלים "ימנה הועד הפועל מיד" ימחקו).
- פרק ד' סעיף 1. בהעדר החלטה נוגדת של האספה (המונח "החברה" ימחק). יכנס הועד הפועל אסיפה שנחית של החברה אחת לשנה (המלים "תוך 30 יום מתום שנת הכספים" ימחקו).
- סעיף 5. קבוצה של לא פחות מ – 10 חברים, יהיו רשאים, ... (המלים "בכל אזור מחוץ לירושלים" ימחקו).

הצעות לשינוי הוראות העזר לתקנון:

- פרק ג' סעיף 13. הנשיא יהיה אחראי (המונח "העורך" ימחק).
- פרק ד' סעיף 1. ... וחמונה ע"י האספה (המונח "הועד הפועל" ימחק).
- פרק ז' סעיף 5. (כל הסעיף ימחק).

הערה: השינויים המוצעים מודגשים בקו.

הבחירות חערכנה בפחקי הצבעה בקלפי, בזמן שיקבע מראש, תוך מהלך הכנס השנתי. מזכיר החברה יסכם את תוצאות ההצבעה בקלפי ויפרסם אותן בזמן מושב האסיפה הכללית שחערך כאחד מערבי הכנס.

לא יועמד לבחירות חבר שלא הביע את הסכמתו לכך.

נספח ד'

סניף תל-אביב

הועד הפועל ימנה את אחד מחבריו כרכז סניף תל-אביב. רכז סניף תל-אביב ידאג לארגן לפחות פעם אחת בשנה, יום עיון אשר יוזמנו אליו כל חברי החברה.

נספח ה'

פרס החברה הגיאולוגית - נוסח התעודה

נוסח תעודת פרס החברה הגיאולוגית יהיה כדלהלן:

" החברה הגאולוגית הישראלית "

פרס החברה הגאולוגית הישראלית לעבודה מצטיינת

על שם רפאל פרוינד ז"ל

זאת לתעודה כי:

זכה בפרס החברה הגאולוגית לשנת

שם העבודה ופרטיה:

עיקר נימוקי ועדת השופטים:

ולראיה באנו על החתום

הפרס נתן ב:

חברי ועדת השופטים

הצגת מועדוהם.

ועדת הפרס תעריך את רמתם המקצועית של החבורים שיוגשו לה או שנמצאו על ידה כמתאימים למועמדות ולפני החלטתה יבחנו אותה חברה ו/או מבקרים מחוץ לה אשר ישמשו כיועצים בלבד, ללא זכות הצבעה.

הליכי השיפוט וקבלת ההחלטה יהיו חסויים.

ועדת הפרס תציין את החבור הטוב ביותר מבין המוצעים ותקבע את מקבל/י הפרס. הועדה תעביר את החלטתה המנומקת לוועד החברה לא יאוחר משבועיים לפני מועד הכנס השנתי של החברה.

ועד החברה יכין תעודה בנוסח קבוע (ראה נספח), שיכלול את נימוקי הועדה.

התעודה תימסר למקבל/י הפרס ע"י נשיא החברה הגיאולוגית אשר יקרא את תוכנה בפומבי, בטקס חגיגי שיערך בזמן הכנס השנתי של החברה. כמו כן תפורסם התעודה בכתב העת הישראלי למדעי האדמה.

שמ/ות מקבל/י הפרס ירשמו/ו בפרטיכל האסיפה הכללית.

נ כ פ ח ג

בחירות למוסדות החברה

הבחירות של הנשיא וחברי הועד הפועל תערכנה באסיפה הכללית השנתית של החברה, אשר תתקיים בעת הכנס השנתי של החברה. הועד הפועל יבקש הצעות לרשימות המועמדים לתפקיד של נשיא, חברי הועד הפועל, חברי ועדת פרס החברה הגיאולוגית וכן לתפקידים נוספים שיוחלט עליהם מדי פעם, בדרך של חוזרים והתכתבות עוד לפני הכנס השנתי.

רשימת המועמדים הכוללת את ההצעות שחשלהנה תחולק בעת ההרשמה לכנס השנתי. חברי החברה יוכלו להוסיף שמות מועמדים בעת ההרשמה. רשימת המועמדים תיסגר בעת הפתיחה הרשמית של הכנס. פתיחה זו תחשב כפתיחה של האסיפה הכללית.

נספח א'

1. שנוי בגובה דמי החבר – האסיפה הכללית של החברה, בדירניה מיום 30.5.74 ומיום 25.3.80 החליטה ברוב קולות לכלול בזמי החבר השנתיים גם את דמי החתימה על העתון : ISRAEL JOURNAL OF EARTH-SCIENCES
לפיכך דמי החבר השנתיים יהיו :
דמי החבר לכסוי הוצאות חלקיות של החברה + דמי החתימה על העתון.

נספח ב'

תקנון פרס החברה הגיאולוגית היעדאלית
להנצחת זכרו של פרופסור רפאל פרינד ז"ל

הפרס ינתן אחת לשנה, מידי שנה, לחבר/י החברה הגיאולוגית על חבור מצוין שכתב/ו בתחום הגיאולוגיה ואשר ראה אור בחקופה של שלוש השנים שקדמו למועד מתן הפרס.

מקבל/י הפרס חייב/ים להיות חבר/י החברה.

כל אחד מחברי החברה הגיאולוגית רשאי להציג את חבורו או חבורו של חבר אחר בחברה כמועמד לקבלת הפרס. בנוסף לכך יסקרו חברי ועדת הפרס את החבורים שהתפרסמו בשלוש השנים האחרונות לשם מציאת מועמדים נוספים.

המגיש/ים הצעה למועמד/ים לפרס יעבירו/ו אותה כ-7 עותקים, בצרוף מכתב הנמקה לנשיא ועד החברה הגיאולוגית. ההצעות חייבות להגיע אל נשיא ועד החברה עד ה-1 בספטמבר של אותה שנה.

ועדת הפרס תהיה מורכבת מארבעה חברים ומנשיא החברה אשר ישמש גם כיו"ר הועדה. ארבעת חברי הועדה יבחרו ע"י ועד החברה הגיאולוגית אחת לשנתיים כמועד האסיפה הכללית השנתית. שמות חברי ועדת הפרס ימסרו בחוזר בכתב לחברי החברה. חברי ועדת הפרס לא יהיו מועמדים לפרס בעת כהונתם בוועדה, ולא יוכלו להתפטר לצורך

סעיף 2. נושאים ותמציות של עבודות או רשימות מדעיות יישלחו למרכז הפעולות בשני העתקים לפי המועד שייקבע על-ידו. אורכן, צורתן, וסדרן של התמציות יהיו בהתאם לדרישותיו של מרכז הפעולות.

סעיף 3. נושאים ותמציות של עבודות אשר יובאו לדיון בכל אסיפה של החברה, יישלחו לחברים ביחד עם ההודעה על קיום אותה אסיפה.

סעיף 4. הנשיא ישא הרצאה באסיפה השנתית המחיימת בתום תקופת כהונתו. נושא ההרצאה ייקבע על-ידו.

פרק ז' פרסומים

סעיף 1. החברה הפרסם כל חומר אשר יקדם את מטרותיה.

סעיף 2. חברי החברה יהיו זכאים לקבל פרסומים קבועים אלה ללא תשלום נוסף.

סעיף 3. כל הכנסה של החברה הנובעת מפרסומים שימכרו לאנשים אשר אינם חברים, תזקף לקופת החברה.

סעיף 4. החברה הפרסם כל שנה תמציות מההוצאות והרשימות.

סעיף 5. החברה הפרסם כל שנה רשימה ביבליוגרפית של פרסומים על גיאולוגיה בישראל אשר הופיעו בשנה הקודמת.

פרק ח' שנויים בהוראות העזר

הוראות העזר ישוננו על-ידי רוב רגיל של חברים בעלי זכות הצבעה

הנוכחים באסיפה, או במקרים יוצאים מן הכלל, על - ידי הצבעה

באמצעות הדואר.

- סעיף 7. המזכיר יבצע קניוח ויעסיק עזרה משרדית כפי שדרוש לבצע את עבודת החברה בהתאם לאשור הועד הפועל.
- סעיף 8. המזכיר יהיה רשאי, באשור הועד הפועל, לקבל למפרע מהגזבר קופה קטנה כפי שיידרש לצורך כסרי הוצאות החברה.
- סעיף 9. המזכיר יחרוט בשם החברה על הודעות בקשר עם מועדס של אסיפות החברה.
- סעיף 10. מרכז הפעולות יהיה אחראי לסידורים הקשורים בארגון פגישות מדעיות.
- סעיף 11. הגזבר יהיה אחראי לכספי החברה.
- סעיף 12. הגזבר יגיש לאסיפה השנתית של החברה דין וחשבון כספי מבוקר, מאושר על ידי הועד הפועל היוצא, וכן תקציב אשר יפרט את ההוצאות המשוערות של החברה לשנה הבאה.
- סעיף 13. העורך יהיה אחראי לפרסומים של החברה.

פרק ד' ועדת הבקורת

- כעיף 1. ועדת הבקורת מורכבת משני חברים רגילים של החברה ותמונה על ידי הועד הפועל אחרי כל אסיפה שנתית.
- סעיף 2. ועדת הבקורת חבקר את הדין וחשבון הכספי של הגזבר, ותגיש דין וחשבון לאסיפת הועד הפועל הקודמת לאסיפה השנתית של החברה.

פרק ה' הועד הפועל

- סעיף 1. אסיפות הועד הפועל יתקיימו במועדים ובמקומות אשר ייקבעו על-ידי הנשיא, אולם לא פחות מאשר פעם אחת ב-60 יום.
- סעיף 2. הועד הפועל יתכנס באופן קבוע כל שנה לא יאוחר מאשר 15 יום לפני המועד שנקבע לאסיפה השנתית.
- סעיף 3. הועד הפועל הנבחר יתכנס תוך 15 יום מיום הבחרו.

פרק ו' תכניות

- סעיף 1. מרכז הפעולות יודיע למזכיר את תכנית הפעולות המדעיות של החברה לפחות 30 יום לפני התאריך שנקבע לכל פגישה או אסיפה.

הוראת עזר לתקנון

פרק א' דמי חבר

1. סעיף 1. שנת הכספים של החברה תהיה מקבילה לשנה הקלנדרית.
2. סעיף 2. דמי החבר ישולמו בשלושת החדשים הראשונים של השנה הקלנדרית. חבר אשר יפגר בתשלום דמי החבר במשך שנתיים, יימחק שמו באופן אוטומטי מרשימת חברי החברה; אחרי תשלום הפגורים יוחזר שמו לרשימת החברים. חבר אשר ישלם דמי חבר רגילים עבור 20 שנה, ייבחר לחבר תמידי בחברה – באישורם של לא פחות מ-4 חברי הוועד הפועל.

פרק ב' תרומות ועזבונות

1. סעיף 1. החברה תהיה רשאית לקבל תרומות ועזבונות בכסף או בשוה כסף לקידום מטרתיה, מכל אדם בין אם הוא חבר או אם אינו חבר, וכמו-כן ממוסדות, חברות וכו'.
2. סעיף 2. קבלת תרומות ועזבונות מותנית באישור הוועד הפועל.

פרק ג' נושאי תפקידים

1. סעיף 1. הנשיא ינהל פגישות מדעיות ואסיפות של החברה.
2. סעיף 2. סגן הנשיא ינהל את אותם הפגישות והאסיפות אשר ייקבעו על-ידי הנשיא.
3. סעיף 3. סגן הנשיא ימלא את תפקידיו של הנשיא במקרה שזה האחרון נעדר או שנבצר ממנו למלא את תפקידיו.
4. סעיף 4. המזכיר ינהל את פרטיכל החברה.
5. סעיף 5. המזכיר יהיה אחראי לכל הסדורים הקשורים בהכנת האסיפה השנתית ואסיפות הוועד הפועל.
6. סעיף 6. המזכיר ישתתף כנציג החברה בכל ועידה המתכנסת לדרך בנושאים הנוגעים לחברה ולאגודות אחרות, וזאת בתנאי שהחברה לא תמנה חבר אחר של הוועד הפועל לצורך זה.

סעיף 2. כל הוצאות החברה יוצאו על-ידי הגזבר באישור הועד הפועל.

סעיף 3. החברה תהיה רשאית להקים ולנהל קרנות מיוחדות.

פ"ק ז' שנויים בתקנון

על שנויים בתקנון זה יוחלט בכל אסיפה של החברה באישורם של 75%

מהחברים המצביעים, כפוף לתנאים הבאים :

- (א) השנוי המוצע יהיה מוגש בכתב כחתימתם של לא פחות מ-5 חברי החברה או של חברי הועד הפועל.
- (ב) ההצעה החתומה תמסר למזכיר לפחות חודש אחד לפני מועד האסיפה בה היא תובא לדיון.
- (ג) המזכיר ישלח העתקים של השנוי המוצע באמצעות הדואר לכל החברים המצביעים של החברה לפחות שבועיים לפני מועד האסיפה.
- (ד) חברים מצביעים אשר נכזר מהם להשתתף באסיפות החברה יהיו רשאים להמציא למזכיר את הצבעתם בכתב.

סעיף 3. סימפוזיונים, הרצאות, דיונים, סורים וכו' יאורגנו במועדים אשר ייקבעו על-ידי מרכז הפעולות.

סעיף 4. המועד והמקום של כל אסיפה של החברה יפורסם לחבריה באמצעות הדאר כדלהלן:

(א) לאסיפה השנתית לא פחות מ-30 יום לפני התאריך שנקבע לאסיפה.

(ב) לאסיפות אחרות לא פחות מ-10 ימים לפני התאריך שנקבע לאסיפה.

סעיף 5. קבוצה של לא פחות מ-10 חברים בכל אזור מחוץ לירושלים, יהיו רשאים,

בהסכמת הוועד הפועל, לארגן חוגים של החברה, על מנת לקיים פגישות מקומיות

בהן יוצגו עבודות מדעיות ויערכו דיונים, חברות בחוג ההיה מרחנית בחברות

בחברה. כל חוג ימנה נציג אשר ישחתף באסיפות של הוועד הפועל בתפקיד של

יועץ. פגישות החוגים יאורגנו ומקומם ומועדם ייקבע על ידי נציג החוג

באישור הוועד הפועל. הודעות על פגישות החוגים ישלחו באמצעות הדואר על-

ידי מזכיר החברה לכל החברים, לא פחות מ-10 ימים לפני התאריך שנקבע לכל

פגישה.

פרק ה' מנין חוקי

20% מהחברים בעלי זכות הצבעה בחברה יהיו מנין חוקי. ארבעה נושאי תפקיד

יהיו מנין חוקי בוועד הפועל.

פרק ו' - הכנסות והוצאות

סעיף 1. כל הכנסות החברה מדמי חבר, מתרומות ומעזבונות, יוקדשו באופן בלעדי

למטרותיה הקבועות של החברה. חברי החברה לא ישחתפו בצורה כל שהיא ברווחי

החברה הנובעים מהכנסותיה, מנכסיה או מתרומות ועזבונות המתקבלים על ידה.

כל הרווחים הנובעים מההכנסות האמורות של החברה יהיו באופן אוטומטי חלק

מנכסי החברה.

במקרה של פירוק החברה יועבר רכוש האגודה לידי מוסד צבורי אחר כמשמעותו

בסעיף 9(2) לפקודת מס ההכנסה ולא יחולק בין חבריה.

תרמו תרומה ראויה לציון כשטח הגיאולוגי ובשטח מדעי או טכנולוגי דומה.

פרק ג' נושאי תפקיד ועד פועל

סעיף 1. בחברה יהיו נושאי תפקיד כדלהלן: נשיא, סגן נשיא, מזכיר, גזבר, נשיא קודם וחברי הוועד הפועל.

סעיף 2. "הוועד הפועל יכול לא אח הנשיא, סגן נשיא, המזכיר, העורך, הנשיא הקודם, מרכז פעולות וחברים אחרים, אולם מספר חברי הוועד הפועל ימנה לא פחות מתשעה חברים. חברי הוועד הפועל יוצעו ויבחרו על ידי החברה באסיפה הכללית השנתית, אך לא יוצע מועמד לוועד הפועל אלא אם כן הביע את הסכמתו לכך".

סעיף 3. הנשיא וחברי הוועד הפועל של החברה ייבחרו בבחירות חשאיות באסיפה הכללית השנתית של החברה על-ידי כל החברים בעלי זכות הצבעה המשתתפים באסיפה. הוועד הפועל יבחר בנושאי התפקידים האחרים מכין חבריו.

סעיף 4. נושאי התפקידים בחברה ימלאו את התפקידים הקשורים בדרך כלל במשרותיהם וכל תפקיד אחר אשר ייקבע בהוראות העזר של החברה.

סעיף 5. תקופת כהונתם של נושאי התפקידים הנבחרים תתחיל מיד עם גמר האסיפה השנתית. הנשיא וסגנו יכהנו בתפקידיהם לתקופה של שנה אחת. המזכיר והגזבר יכהנו לתקופה של שנתיים. בכל אסיפה שנחית ייבחר מחצית חברי הוועד הפועל.

סעיף 6. במקרה ומקומו של חבר ועד הפועל יתפנה בתקופה שנין אסיפה שנחית אחת לשניה, ימנה הוועד הפועל מיד חבר חדש אשר יכהן למשך התקופה הנותרת של כהונתו של אותו חבר אשר מקומו התפנה.

סעיף 7. הוועד הפועל רשאי לצרף חברים נוספים לצרכים מיוחדים.

פרק ד' אסיפות החברה

סעיף 1. בהעדר החלטת נוגדת של החברה, יכנס הוועד הפועל אסיפה שנתית של החברה חוץ 30 יום מתום שנת הכספים. הוועד הפועל יקבע את מועדה ומקומה של האסיפה.

סעיף 2. הוועד הפועל יהיה מוסמך לכנס בכל עת אסיפה יוצאת מן הכלל של החברה וזאת בחנאי שהחלטת הוועד הפועל לכנס אסיפה כזאת, תחשב פה אחד.

תקנון רחוקי עזר
של החברה הגיאולוגית הישראלית

פרק א' שם ומטרת החברה

- סעיף 1. החברה תקרא "החברה הגיאולוגית הישראלית", מקום מושבה הרשמי יהיה ירושלים.
- סעיף 2. מטרת החברה הן לאגד את חבריה לשם העמדה לדיון של עובדות ובעיות חדשות וחשובות הנוגעות לגיאולוגיה ולנקיטת צעדים אשר יקדמו את מדע הגיאולוגיה בכלל ובישראל בפרט, ואשר יתרמו לפיתוח המדינה.
- סעיף 3. חבר אשר יפגר בתשלום דמי החבר במשך שלוש שנים ולא ישלםם לאחר קבלת מכתב מאת גזבר החברה המודיעו על כך ימחק שמו מרשימת חברי החברה.
- חבר אשר הוצא כנ"ל, ואשר יביע את רצונו לחזור לפעילות בחברה, ישלם דמי חבר לשלוש השנים האחרונות, ויכלל מחדש ברשימת חברי החברה.

פרק ב' חברות

- סעיף 1. חברות החברה תהיה פתוחה לכל אדם המתעניין בשטח הגיאולוגיה ובשטחי מדע וטכנולוגיה קרובים.
- סעיף 2. בקשות לחברות יוגשו למזכיר ויובאו לדיון בפני הוועד הפועל. בקשות יוגשו על-פי המלצותיהם של שני חברים קבועים בחברה.
- סעיף 3. בחברה יהיו שלושה סוגים של חברות: חברות רגילה, חברות תמידית וחברות כבוד תמידית.
- א) חברות רגילה, תעניק כל הזכויות הרגילות של חברות בחברה, כולל זכות הצבעה וזכות להבחר כבעל חפיק בחברה.
- ב) חברות תמידית, תוענק לחברים רגילים אשר ישלמו דמי חברות שנתיים לאותן מספר שנים אשר ייקבע בהוראת העזר של החברה, ולהם יהיו כל הזכויות של חברים רגילים.
- ג) חברות כבוד תמידית, תעניק כל הזכויות של חברות רגילה. חברות כבוד תנתן על-ידי אסיפה כללית של החברה רק על פי המלצת הוועד הפועל, לאנשים אשר

פרס החברה הגיאולוגית ע"ש רפי פרוינד ז"ל יוענק השנה לפרופ' איתן שש על חבורו "הוולקניזם הקרטיקוני בכרמל".
הפרס ע"ש פרץ גרדר ז"ל יוענק לד"ר חיים בנימיני על מכלול מחקריו בנושא האאוקן בישראל.

דו"ח פעילות החברה לשנת 1981

באסיפה השנתית של החברה הגיאולוגית שהתקיימה בקצרינ ב- 17.3.81 יא' באדר תשמ"א נבחרו לוועד החברה החברים הבאים:

יחזקאל דרוקמן - נשיא,
מירי בילסקי, יועץ דויטש, פרנסיס הירש, ויעקב קולטון - חברי הועד,
כחברי ועדת הבקורת נבחרו: עמנואל עצמון ודוד שפרנק.
כמו כן, מינתה האסיפה את דב גינזבורג למנהל הקרן ע"ש פרץ גרדר ז"ל.

בישיבה הראשונה של הועד החדש נבחרו נושאי התפקידים הבאים: מירי בילסקי - מזכירה (התפטרה מתפקידה בספטמבר 1981); יועץ דויטש - מרכז פעולות; פרנסיס הירש - גזבר; יעקב קולטון - מרכז סניף ת"א.
בוועד נשארו: זילברמן עזרא (מזכיר החל מספטמבר 1981); שמרון אריה - חבר ועד; ברנר יצחק - חבר ועד; רכס זאב - חבר ועד.

ב- 11.5.81 קיימה החברה הגיאולוגית טקס אזכרה לחברי החברה: תיאודור דיקר ז"ל ושרגא מנחם ז"ל שנפלו במלחמת ששת הימים. במעמד האזכרה חולק פרס לתלמיד מצטיין בגיאולוגיה מטעם ארגון מסיימי האוניברסיטה העברית למר משה אכמון. פרופ' עמנואל עצמון הירצה על הנושא: "מחקר מדעי ארוך טווח, בין תחומי, במכתש רמון".

ב- 3.12.81 - 2 נערך סימפוזיון על חיפוש נפט בישראל בחסות המכון הגיאולוגי וחברת חפוש נפט (השקעות) בע"מ. הכנס עורר עניין רב והשתתפו בו כ- 90 חברים. תקצירי ההרצאות כונסו בחוברת. ועד החברה מביע צער על כך, שמספר חברים מבין עובדי חנ"ה החרימו את הסימפוזיון, דבר שגרם לשבוש מסוים במהלך ההרצאות. יש להצטער על כך שחברי החברה ראו זכות לעצמם לערב בעיות יחסי עבודה עם פעילותה המדעית והחברתית של החברה הגיאולוגית.

החברים ד"ר יהודה אייל, ד"ר יוסף ברטוב ופרופ' עמנואל עצמון התמנו ע"י הועד, כוועדה מטעם החברה הגיאולוגית לענייני שמור אתרים גיאולוגיים. ועדה זו הוקמה בעקבות החלטת האסיפה השנתית שהתקיימה בקצרינ.

מושב חי' אולם א' מנחת בגין ב.ז.

10.00 - 13.00	- סימפוזיון על התפתחות הסטרוקטורלית של ישראל מאז הקרטיקון העליון.
10.00 - 10.45	- <u>גרפונקל צ.</u> - סקירה על מבני הקשת הסורית בישראל.
10.45 - 11.30	- <u>שולמן ב.</u> - על התפתחות בקע הירדן - ים המלח.
11.30 - 12.15	- <u>הורוביץ א.</u> - ההתפתחות הסטרוקטורלית של הלבנט מאז הקרטיקון המאוחר.
12.15 - 13.00	- <u>דיון.</u>
13.00 - 13.30	- ארוחת צהרים
14.00	- פזור הכנס.

יום ג' 26.1.1982

- 06.45 - 06.15 - ארוחת בקר.
 07.00 - יציאה לסיורים - שלשה סיורים מקבילים.
סיור מס' 3: נחל ותיר תחתון, בהדרכת א. שמרון.
סיור מס' 4: אזור עין חודרה, בהדרכת ט. ויסברוד.
סיור מס' 5: הגאולוגיה של ואדי ואשואשי, בהדרכת ג. שטייניץ, י. ברטוב, י. אייל, מ. אייל.
 19.00 - 20.00 - ארוחת ערב

מושב ח' אולם א' יו"ר ג. שטייניץ

- 20.00 - 20.30 - דרוקמן י. - קונגלומרט ארז : אינדיקציה לשבירה בזמן הטריאס התיכון המוקדם במישור החוף, ישראל.
 20.30 - 21.00 - גבירצמן ג. - התנועות הטקטוניות של היורה התחתון בישראל כחלק מההתפשטות והתנועה הטורנספורמית של רצפת התטיס באגן המזרחי של הים התיכון.
 21.00 - 21.30 - הילדברנד-מיטלפלדט ב. - שדה מעוותים כבודינג' כנסיון בחרסית.
 21.30 - 22.30 - תצוגת פוסטרים.

יום ד' 27.1.1982

- 07.00 - 08.00 - ארוחת בקר
 08.00 - 09.30 - שני מושבי הרצאות מקבילים

מושב ו' אולם א' יו"ר א. קשאי

- 08.00 - 08.30 - ארקין י. - עדויות חדשות על שדה מאמצים פעיל לאורך בקע ים-המלח.
 08.30 - 09.00 - רווד ר. - הערות לבדידת הקמוט לאורך מכנים גאולוגיים.
 09.00 - 09.30 - בגין ב.ז. - הערכת הפעילות הסיסמית של העתק, בהתבסס על ההעתקה השנתית הממוצעת שלו.

מושב ז' אולם ב' יו"ר ג. גבירצמן

- 08.00 - 08.30 - מרט י., סימפסון א.ס.ג. - המבנה של אגן ארכונה וסביבותיו במרכז מפרץ אילת.
 08.30 - 09.00 - פרת א. חופים טקטוניים בדרום מפרץ אילת - גלישות סהרוניות רצנטיות?

17.00 - 16.30 - עצמון ע. - מארגי החרסיות ואופן הופעתן כאבן החול הנובית מתצורת אמיר.

הפסקת קפה

מושב ב' - המשך - יו"ר א. כפרי

18 00 - 17 30 - בגין ב.ז., עינבר מ. - חזוי של ספיקות ושכיחותן בנחלי הנגב, באמצעות הגיאומטריה ההידרולית והתפלגות גודל הסדימנטים בגרופת.

18.30 - 18.00 - קרונפלד י., גבירצמן ג., בוכבינדר ב. - הגילים (לפי שיטת תוריום-אורניום) וההתפתחות של שוניות האלמוגים הדביעוניות בדרום סיני.

19.00 - 18 30 - פובר ה., גל א., זהר א. - סקר ראשוני של זהום עופרת באדמות וצמחיה לאורך דרכים בישראל.

19.00 - 20.00 - ארוחת ערב.

מושב ג' - אולם א' יו"ר י. דרוקמן

21.30 - 20.00 - חלוקת פרס החברה הגיאולוגית ע"ש רפאל פרוינד ז"ל לפרופ' איתן שש.

חלוקת הפרס ע"ש פרץ גרדר ז"ל לדי"ר חיים בנימיני.

הרצאות חתני הפרס.

22.30 - 21.30 - תצוגת פוסטרים.

יום ב' 25.1.1982

06.45 - 06.15 - ארוחת בקר.

07.00 - יציאה לספורים - שני ספורים מקבילים.

ספור מס' 1 : אזור שבר תמד, בהדרכת י. ברטוב, ג. שטייניץ.

ספור מס' 2: המטמורפים באזור ואדי מגריש, בהדרכת י. אייל.

19.00 - 20.00 - ארוחת ערב.

מושב ד' אולם א' יו"ר י. דרוקמן

20.30 - 20.00 - הרצאת נשיא החברה הגיאולוגית - י. דרוקמן.

22.00 - 20.30 - אסיפה כללית של החברה הגיאולוגית הישראלית.

תכנית הכנס השנתי - אילת תשמי"ב
 בית ספר שדה אילת 27 - 24 ינואר 1982

יום א' 24.1.1982

- 07.00 - יציאה ממקומות האיטוף לאילת.
- 13.30 - 14.45 התארגנות כחדרים וארוחת צהריים.
- 14.45 - 15.00 פתיחת הכנס.
- 15.00 - 19.00 שני מושבי הרצאות מקבילים.

מושב א' - אולם א' יו"ר ר. שגם

- 15.00 - 15.30 גבר ל. - הפטרולוגיה הסטרוקטורלית של אזור ואדי קיר - ואדי בידה, דרום מזרח סיני.
- 15.30 - 16.00 ברונר א., גור א. - קומפלקס הדייק הטבעי של הקתרינה תוצאה ראשונית.
- 16.00 - 16.30 איתמר א., זילברפרב א., ביט מ. - תופעות קונטקט מטמור פיות בדרום מזרח סיני.
- 16.30 - 17.00 שמרון א. - מודל לוחות לפרקמבריום בסיני - היפותזת עבודה.

הפסקת קפה

מושב א' - המשך - יו"ר נ. שולמן

- 17.30 - 18.00 בונון ד. - הקסנוליטים של הגרנט - קלינופירוקסניט ככומל, ודרך הווצרותם.
- 18.00 - 18.30 מיטלפלדט ד. - עדות פטרוגרפית למקור הסדרה הקסנוליטית של ברכת רם.
- 18.00 - 19.00 קולטון י. - היחס בין מליחות מי תהום במניפות סחף בחופי סיני לכין שטח אגן ההיקוות שלהן.

מושב ב' - אולם הרצאות ב' יו"ר א. שש

- 15.00 - 15.30 אילני ש., שטרול א. - תופעות מינרליזציה מתכתית הקשורות עם שברים טרנסוורסליים בישראל.
- 15.30 - 16.00 גילת א. - אלטרציות פוסט דיאגנטיים, בסדרות מגיל קרטיקון - נאוגן בהרי יהודה ובמדבר יהודה.
- 16.00 - 16.30 בוכבינדר ל. - רולומיטיזציה, יצירת נקבוביות ומינרליזציה מאוחרת בתצורת זהר (קלקרניט פָּרוּר) ובתצורת שדרות באזור אשדוד-גן יבנה.



אירמה לנגרט ז"ל

1904 - 1981

אירמה לבנגרט ז"ל

אירמה לבנגרט נולדה בשנת 1904 בעירה אלדה-בוסטפליה בגרמניה המערבית. בשנות חייה הראשונות עד גיל הבגרות חיה משפחה בעיר הלה (על נהר זלה).

אביה היה מורה דת יהודי, הוא נתן לילדיו חינוך מסורתי והקנה השכלה רחבה בתחום התרבות הגרמנית. בגיל 17 נכנסה אירמה לתנועת הנוער הציונית "כרית העולים" בעיר מגוריה, זאת למורת רוחו של אביה שהתנגד ללהט הציוני שאחז בבתו. הוא טען אז כי היהודים חייבים להיות נאמנים "למולדתם" גרמניה, מבלי שהדבר יעמוד בסתירה לאמונתם הדתית.

אירמה לא הצליחה להגיע לעמק השווה עם אביה, נאלצה לברוח מבית ההורים בהיותה בת 19. היא יצאה להכשרה של התנועה בצ'כיה, אביה הזעיק אז את המשטרה כדי להחזיר את הבת הסוררת לביתה, אך עד שזו החלה לפעול, הצליחה אירמה לעבור את הגבול הצ'כי.

לאחר תקופה ההכשרה, היא עולה לארץ בשנת 1925, ועובדת כמטפלת אצל משפחה של רופא יהודי החי ביפו. כאן היא מכירה את סטפן לבנגרט והם נישאים בשנת 1926. בשנת 1927 נולד בנם הבכור שנפל במלחמת השחרור בשנת 1948.

בשנת 1929 חוזרת המשפחה לגרמניה ושוהה שם כ- 3 שנים עד לחזרתה לארץ בשנת 1933.

המשפחה מתארגנת לקבוצה של עולי גרמניה שרוכס היו חברים בתנועת הנוער הציונית, קשורים יחד בקשרי עבר ומקימים יחד את קרית ביאליק.

בשנת 1931, בעת שהותם בגרמניה, נולד בנם השני מיכה (לביא), החי עם משפחתו ושלושת ילדיו - נכדי אירמה וסטפן, בקרבת מקום, בקרית ביאליק. מיכה אף ממשיך לשאת בפיתוח המפעל התעשייתי המשפחתי.

התענינותה של אירמה בגיאולוגיה קשורה בשנים הרבות בהן ליוותה את בעלה סטפן בעבודותיו הגיאולוגיות-גיאודידרולוגיות, החל בשנות העשור השלישי למאה, עת היתה לו אף לעזר ואיפ-שרה את עבודתו המדעית ושיחררה אותו מאילוצים שהיו נחלת החיים בארץ באותה תקופה.

אצל בני המשפחה וידידים זכורה אירמה בנועם הליכותיה, בהתענינותה האנושית ובמסירותה הנאמנה כידידה, כאם וכרעיה.

מדברי בני המשפחה וידידים.



ארה עמית ז"ל

1939 - 1981

אורה עמית זייל

מעגל חייה של אורה החל לפני ארבעים ושתיים שנה (1939) באם המושבות-פתח תקוה, ונסתיים בירושלים שלושה ימים לאחר יום הולדתה הארבעים ושנים. אורה סיימה את לימודיה היסודיים והתיכוניים בפתח תקוה (1957) וכן קיבלה בה את הסמכתה כאחות בבית החולים בלינסון (1960). מכאן ואילך חייתה ופעלה בירושלים, כאן ילדה את שלושת ילדיה לאריק, וכאן החליטה ללמוד גיאולוגיה. כאשר לא מצאה עוד די אתגרים במקצוע האחות.

אורה סיימה את לימודיה בגיאולוגיה לתואר ראשון (1964), שני (1966), ושלישי (1975) באוניברסיטה העברית בירושלים. קו האופי המאפיין ביותר של אורה היה בחפוש אתגרים. תכונה זו מצאה את בטויה הכולט ביותר בדרכה המדעית. היא עסקה במגוון נושאים ובכולם הגיעה לחזית ההתמודדות: בעבודת הגמר עסקה בחקר הדיאגנזה של חרסיות בים המלח, תוך התמודדות עם המערכת הסבוכה של הגאוכימיה של ים המלח. בעבודת הדוקטור התמודדה בהצלחה בבעיות של סלעים מטמורפיים והיתה בין חלוצי המחקר המטמורפי בארץ כאשר הפעילה שיטות מחקר חדשניות לפתרון הבעיות. למרות שהגיע להשגים מרשימים בתחום חקר הסלעים המטמורפיים לא היססה להסיט את התעניינותה כאשר ניצב בדרכה אתגר חדש. כך מצאה את עצמה מקימה מעבדה לחקר סלעי מקור לנפט במכון הגיאולוגי. ולא ארך הזמן והמאמץ נשא פרי. תוצאות החלו לזרום ועמן שנויים מהפכניים בתפיסה אודות מקור הנפט בשדה חלץ.

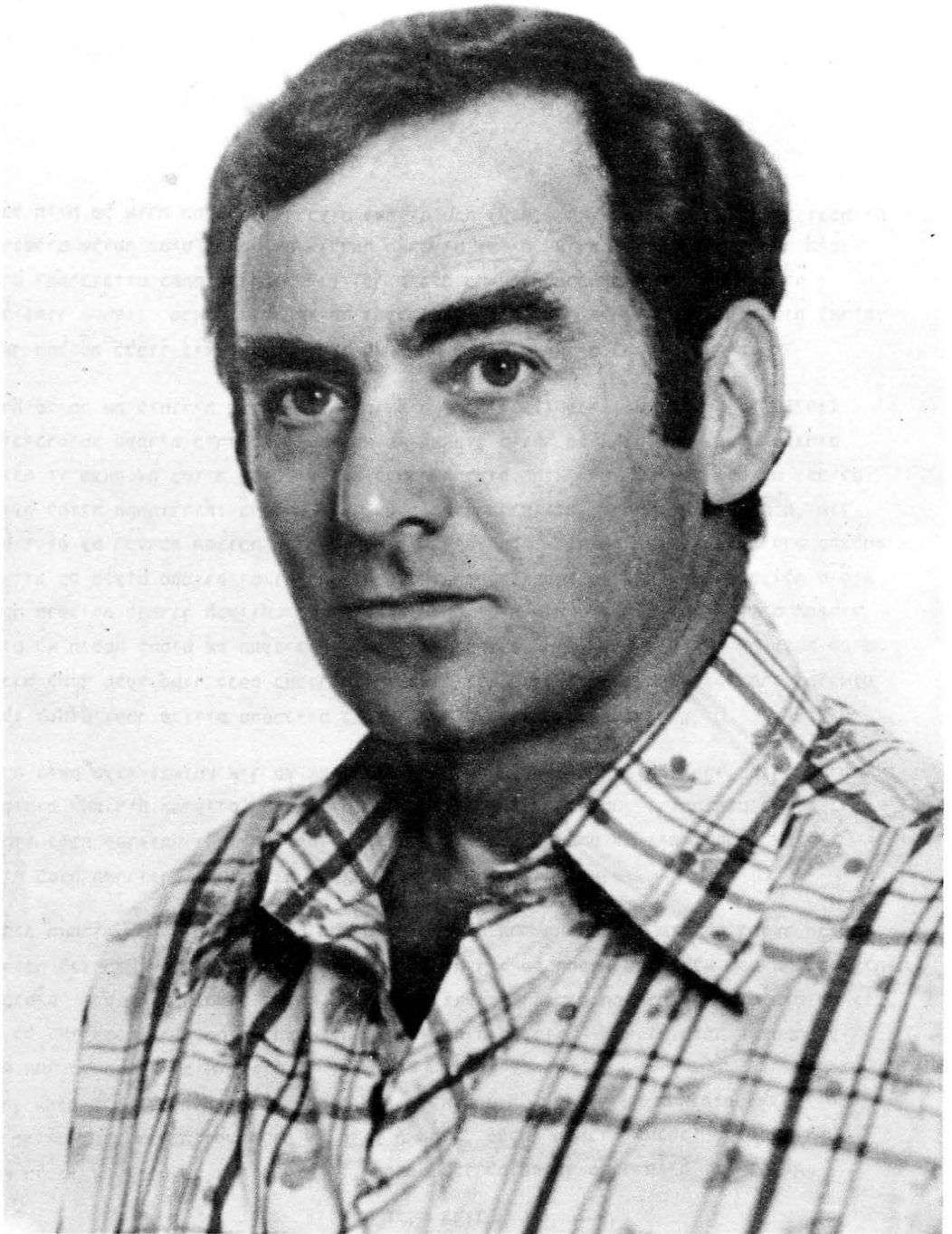
אורה נשאה בעוז ובאומץ אין קץ את ודאות הסוף הקרב, ללא מורא וללא פחד, תוך התמדה ומסירות לאתגרים המדעיים, החברתיים והמשפחתיים שהציבה לעצמה. ודומה שגם המוות נרתע לאחור נוכח שקדנותה וחרצותה לעסוק בבעיות החיים, שכן אחרת לא ניתן להבין את פשר חייה בשנה האחרונה, כאשר מצבה הרפואי העובדתי היה לאחר יאוש.

באביב האחרון, כאשר היתה כבר מותשת מאוד ממחלתה הממארת ואפילו מנגבלת בכנשר תנועתה, אירגנה לנו כנשיאת החברה הגיאולוגית את כנס קצרין של החברה שהיה ללא ספק אחד המוצלחים שכנסו. כנס זה היה חשוב לאורה מאוד, היא ידעה שזהו כנס הפרידה שלה מעמיתיה למקצוע, לא כל באי הכנס ידעו מה מתרחש אצלה, אך לאורה היה ברור - היא לא תזכה להשתתף בעוד כנס אחד של החברה הגיאולוגית.

וכן, אמנם היה, זה היה הכנס האחרון שלה. ללא הכנות, ללא יציאה הדרגתית ממעגלי העשייה של החיים, תוך עבודה ומעורבות עד הרגע האחרון, נלקחה מעמנו. ואנחנו שנותרנו אחריה נשא בלבנו את זכרה של אשה נפלאה זו, שהיתה לנו למופת הן בדרך חייה והן במותה.

יהי זכרה ברוך.

י. דרוקמן.



אליעזר גביש ז"ל

1937 - 1981

דברים לזכרו של אלי גביש ז"ל

אלי איננו עוד איתנו! זו עובדה שקשה לעכלה. כמי שמורגל היה לראותו יום יום במשך שנים, בעבודה, בהתוית תכניות לימודים ומחקר, עלי להודות שהסתלקותו קשה לי.

למרות זאת שאני יושב במרחקים, כרגע, בזמן כתיבת שורות אלה, ועל אף שידעתי על המחלה מיד עם גלויה ולווייתי את אלי בכל שלביה, ושוחחתי עמו על חרדותיו, על הסיכויים, על אף שעליתי שלש פעמים אל קברו אינני יכול לדבר עליו בלשון עבר. אני רואה אותו תמיד מול עיני במלוא פעילותו, במרץ הרב שאפיין אותו, ביזמתו לפתח דברים חדשים, וביכולת ההתמדה שלו לפתור כל בעיה מדעית, טכנית או אדמיניסטרטיבית שנקרתה בדרכו.

דומני ששני דברים אפיינו אותו ביותר - המסירות לתלמידים והגישה הרצינית למחקר. מאושר היה מי שהיה תלמידו. הוא נהג לשבת עם תלמידי המוסמך לילות כימים, הוא האריך במעבדות ובסדורים מעבר לכל זמן פורמלי, רק על מנת שכל שאלה תזכה בתשובה. אך עם זאת, אמון על האסכולה האמריקאית, הוא דרש הרבה מהסטודנטים, נתן להם מאמרים רבים לקריאה, ואח"כ שאל וחקר ולא ויתר לסטודנטים, אם כי תוך חיוך בנועם ובקטק רב.

אלי נולד באוקרינה ב- 11.8.37, עלה ארצה ב- 1950 וסיים בה את למודיו התיכוניים בכפר סבא. את שרותי הצבאי (1956-1959) עשה בנחל המוצנח.

את למודיו האקדמאיים בגאולוגיה עשה בארה"ב - תואר ראשון באוניברסיטת טולין בניו-אורליאנס (1963), תואר שני דרטמות, ניו-המפשייר ואת הדוקטורט קיבל ב- R, P, I, טרוי ניו-יורק. מאז 1973 היה אלי איש סגל אוניברסיטת תל-אביב בדרגת מרצה בכיר.

התענינותו המדעית נסבה סביב סלעי משקע - קרבונטים קלסטים, ואופוריטים, ואף פרסם מאמרים רבים בנושאים אלה. תהליכי הסדימנטציה הרצנטית ריתקו אותו ביותר. מירב מאמציו כשנים האחרונות הוקדשו לחקר חופי מפרץ אילת וחופי הים התיכון. היה פעיל מאוד בקהיליה המקצועית המקומית והבינלאומית - מילא תפקיד סגן נשיא האגודה הסדימנטולוגית הבינלאומית.

אלי זכה להכרה ולהוקרה רבה בין עמיתיו בארץ ובעולם. הוא קיבל את פרס החברה הגיאולוגית ע"ש פרץ גרדר, וכן הוזמן והשתתף בכנסים גיאולוגיים רבים בחו"ל.

יהי זכרו ברוך.

ע. פלכטר

עמוד

48

.....שולמן נ. - על התפתחות בקע הירדן - ים המלח.....

מסלולי סיורים - (אנגלית).

תקצירים - (אנגלית).

עמוד

- 25 הורוביץ א. - ההתפתחות הסטרוקטורלית של הלכנט מאז הקרטיקון המאוחר...
- 26 הילדברנד-מיטלפלדט נ. - שדה מעורותם בבודינז' בנסיון בחרסית.....
זילברפרב א., אילני ש., איתמר א. - אופי הדיספרסיה של מוליבדן ונחושת
בסחף ואדיות המנקזים את אזור המינרליזציה חתמיה-
27 סמרה (דרום סיני).....
- 28 מיטלפלדט ד. - עדות פטרוגרפית למקור הסדרה הקסנווליטית של ברכת רם...
מרט י., סימפסון א.ס.ו. - המבנה של אגן ארנונה וסניבוח'ור במרכז מפרץ
30 אילת.....
- 31 עגנון א. - שבירים פוסט ליסאן במצוק ההעחקים.....
- 33 עגנון א., גילת א. - תנועות רצנטיות בנחל חוה.....
- 34 עצמון ע. - מארגי החרסיות ואופן הרפתם באבן החול הנובית מתצורת אמיר
ערן ג. - לינאמנט חצרה - עדות אפשרית לפעילות קמוט פוסט פליוקנית
36 במבנה חצרה.....
- פונר ה., גל א., זהר א. - סקר ראשוני של זיהום עופרת באדמות וצמחיה
38 לאורך דרכים בישראל.....
- 39 פרת א. - חופים טקטוניים בדרום מפרץ אילת: גלישות סהרוניות רצנטיות ?
קולטון י. - היחס בין מליכות מי תהום במניפות סחף בחופי סיני לבין
43 שטח אגן היקרות שלהן.....
- קרונפלד י., גבירצמן ג., בוכבינדר ב. - הגילים (לפי שיטת תוריום -
אורניום) וההתפתחות של שוניות האלמוגים הרביעוניות
44 בדרום סיני.....
- 46 רודד ר. - הערות לנדידת הקמוט לאורך מבנים גיאולוגיים.....
- 47 שגב ע. - המפה הגיאולוגית של מכחש רמון וסביבתו (קומפילציה).....

עמוד

- בגין ז.ב., ענבר מ. - חיזוי של ספיקות ושכיחותן כנחלי הנגב באמצעות
הגיאומטריה ההדראולית והתפלגות גודל הסדימנטים
בגרופת..... 7
- בוכבינדר ל.ג. - דולומיטיזציה, יצירת נקבוביות ומינרליזציה מאוחרת
בחצורת זוהר (קלקרניט ברור) ובחצורת שדרות באזור
אשדוד - גן יבנה..... 9
- בלדרידג' ו.ס., קרון א., כרטוב י. - הטקטוניקה של ליניאמנטים באזור
הריפט של הריו גרנדה, דר' מע' ארה"ב - מחקר
בשיטות חישה מרחוק ומפרי שדה..... 11
- ברונר א., גור א. - קומפלקס הדייק הטבעתי של הקתרינה: תוצאות ראשוניות
בנירצמן ג. - התנועות הטקטוניות של היורה התחתון בישראל כחלק מההתפשטות
והתנועה הטרונספורמית של רצפת הטחיס באגן המזרחי
של הים - התיכון..... 13
- בבר ל. - הפטרולוגיה הסטרוקטורלית של אזור ואדי קיד - ואדי בידה, בדר'
מזרח סיני..... 14
- גולדברי ר., בייט מ. - לטריטיזציה ותופעות אלטרציה של מי תהום בחצורת
בודרה, בדרום מערב סיני..... 15
- גיל ד., שילה י. - המערכות החת קרקעיות לאספקת המים בעיא דוד: ניצול
מערכת קרטטית טבעית..... 16
- גילת א. - אלטרציות פוסט-דיאגנטיים בסדרות מגיל קרחיקון-ניאוגן בהרי
יהודה ומדבר יהודה..... 19
- גרפונקל צ. - סקירה על מבני הקשת הסורית בישראל..... 22
- דרוקמן י. - קונגלומרט ארז: אינדיקציה לשבירה בזמן הטריאס התיכון
המוקדם במישור החוף, ישראל..... 24

חוכן העניניםעמוד

ה דברים לזכרו של אלי גביש ז"ל
ז דברים לזכרה של אורה עמית ז"ל
ט דברים לזכרה של אירמה לבנגרט ז"ל
יא הכניח הכנס השנתי - אילת תשמ"ב
טו דו"ח פעילות החברה לשנת תשמ"א 1981
יז חקנון וחוקי עזר של החברה הגאולוגית הישראלית
כא הוראות עזר לתקנון
כד נספחים להוראות העזר ולתקנון
כז הצעות לשינוי התקנון והוראות העזר
כח קרן ע"ש דר' פרץ גרדר ז"ל - חקנון
לב רשימת חתני פרס פרץ גרדר ז"ל
לג רשימת חתני פרס החברה הגאולוגית הישראלית ע"ש פרופ' רפי פרוינד ז"ל
לג רשימת חברי הכבוד של החברה הגאולוגית הישראלית
לד רשימת נשיאי החברה הגאולוגית
לו קרן ע"ש דר' פרץ גרדר ז"ל - דו"ח כספי

תקצירים

	אילני ש., שטרול א. - תופעות מינרליזציה מתכתית הקשורות עם שברים
1 טרנסברסליים בישראל
2 ארקין י. - עדויות חדשות על שדה מאמצים פעיל לאורך בקע ים המלח
	איחמר א., זילברפרב א., בייט מ. - תופעות קונטקט-מטמורפיות בדרום -
3 מזרח סיני
	בגין ז.ב. - הערכת הפעילות הסיסמית של העתק, בהתבסס על ההעקה השנתית
6 הממוצעת שלו

החברה הגיאולוגית מודה

למשרד האנרגיה והתשתית

לחברת הנפט הלאומית (חנ"ל)

לחברת פז - חפושי נפט

למכון למחקרי נפט וגיאופיזיקה

עבור תמיכתם הכספית בכנס החברה

למכון הגיאולוגי עבור עזרתו בארגון הכנס

לביה"ס שדה אילת עבור שתוף הפעולה בארוח הכנס

1. The first part of the document is a list of the names of the members of the committee who have been appointed to study the problem of the distribution of the public debt.

2. The second part of the document is a list of the names of the members of the committee who have been appointed to study the problem of the distribution of the public debt.

3. The third part of the document is a list of the names of the members of the committee who have been appointed to study the problem of the distribution of the public debt.

4. The fourth part of the document is a list of the names of the members of the committee who have been appointed to study the problem of the distribution of the public debt.

5. The fifth part of the document is a list of the names of the members of the committee who have been appointed to study the problem of the distribution of the public debt.

6. The sixth part of the document is a list of the names of the members of the committee who have been appointed to study the problem of the distribution of the public debt.



החברה הגיאולוגית הישראלית

ISRAEL GEOLOGICAL SOCIETY

ירושלים · ת.ד. 1239 · P.O.B. JERUSALEM

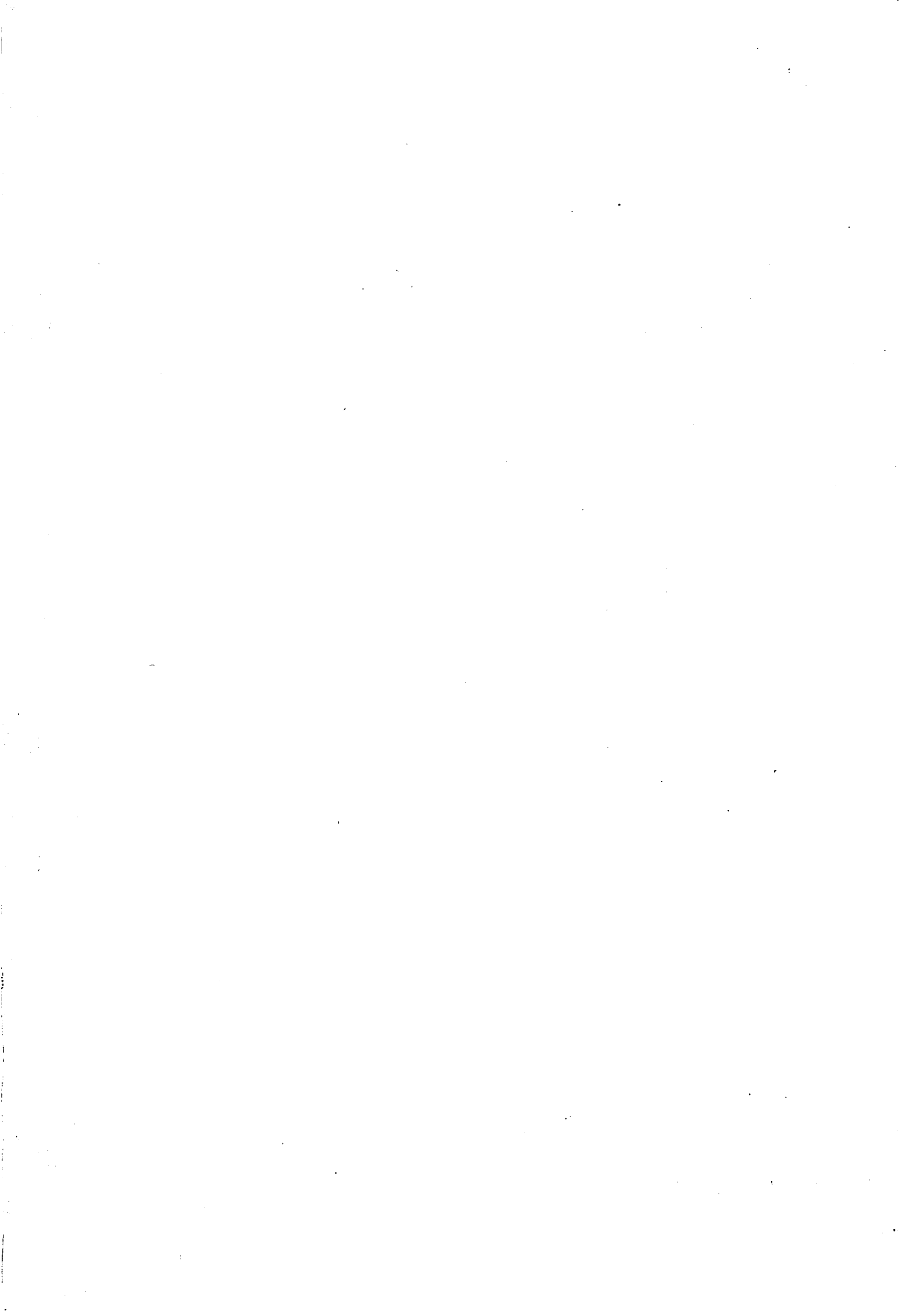
הכנס השנתי

1982

איכלת ומזרח סיני

א י ל ת

כ"ט טבת - ג' בשבט תשמ"ב ... 24-27 ינואר, 1982





החברה הגיאולוגית הישראלית
ISRAEL GEOLOGICAL SOCIETY

הכנס השנתי 1982

אילת ומזרח סיני

אילת

כ"ט טבת - ג' בשבט תשמ"ב ... 27-24 ינואר, 1982