

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA
TOIMETISED

ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

PROCEEDINGS

OF THE ACADEMY OF SCIENCES OF THE ESTONIAN SSR

GEOLOGIA

ГЕОЛОГИЯ

GEOLOGY

38 | 3

1989

Научно-теоретический журнал Академии наук Эстонии. Выходит один раз в квартал. Статьи публикуются на эстонском, русском, английском, немецком или французском языках.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: академики АН Эстонии Д. Кальо (зам. председателя), А. Раукас (председатель), доктор географических наук Я.-М. Пуннинг, доктор геолого-минералогических наук А. Рымусокс, кандидаты геолого-минералогических наук Л. Валлнер, А. Мийдел, Э. Пиррус, В. Пуура

Главный редактор М. Раудсепп

Редакторы Л. Шейн и К. Адамсон, технический редактор В. Холтсманн, корректор Л. Контавейт

Редакция: 200105 Таллинн, бульв. Эстония 7. Тел. 605-792

Издательство «Периодика»: 200001 Таллинн, Пярнуское шоссе 8

Eesti Teaduste Akadeemia Toimetised

Ilmub 1956. aastast

Eesti Teaduste Akadeemia teaduslik-teoreetiline ajakiri. Ilmub kord kvartalis. Artiklid on eesti, vene, inglise, saksa või prantsuse keeles.

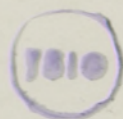
TOIMETUSKOLLEGIUM: Eesti TA akadeemikud D. Kaljo (aseesimees), A. Raukas (esimees), geograafiadoktor J.-M. Punning, geoloogiamineraloogiadoktor A. Rõõmusoks, geologia-mineraloogiakandidaadid A. Miidel, E. Pürus, V. Puura, L. Vallner

Peatoimetaja M. Raudsepp

Toimetajad L. Šein ja K. Adamson, tehniline toimetaja V. Holtsmann, korrektor L. Kontaveit

Toimetus: 200 105 Tallinn, Estonia pst. 7. Tel. 60 57 92

Kirjastus «Perioodika»: 200 001 Tallinn, Pärnu mnt. 8



VDK 551.733.11(474.2)

D. KALJO, Viive VIIRA

CO-OCCURRENCES OF CONODONTS AND GRAPTOLITES IN THE ESTONIAN EARLY TREMADOC

The Cambrian-Ordovician Boundary Working Group has agreed to define the boundary by conodonts and to place the actual level below the appearance of the first nematophorous graptolites. Recent publications (Geol. Mag., 1988, 125, N 4) show that in several sections, including Dayangcha, China and Naersnes, Norway, the level of graptolite appearance falls into *Cordylodus lindstromi* Zone. Only the East Baltic data are different as are the data from the Newfoundland sections, but the latter are doubtful (compare the papers by Erdtmann (1988) and Barnes (1988) in Geol. Mag. mentioned). We accept that here on the occasion of both consensus and differences the concept of *C. lindstromi* has been of consequence. In this paper we shall only present the data obtained in the North-Estonian sections.

To the Estonian early Tremadoc are related the essential mineral resources of our republic — Obolus phosphorite and Dictyonema shale. In the course of their investigation an abundant borehole material has been obtained which can be applied to the study of different problems. Space limitations of this communication do not allow us to present all the sections studied and we shall give only a few examples characteristic of certain areas in North Estonia. The location of the borehole sections to be discussed below is shown in a sketch map (Fig. 1) and their faunal logs in Fig. 2.

Starting from the west we shall give some comments.

Borehole D-10. Dictyonema Shale (= Türisalu Formation, 7 m thick, here we retain the traditional name as the rockname) lies between two large hiatuses (underlying is Tiskre Formation and overlying is Volkhov Stage). Its upper part abounds in graptolites, especially in splendid specimens of *Rhabdinopora flabelliformis norvegica*. Among the first graptolites there occurs *R. f. cf. socialis* and the last *R. flabelliformis* was presented by a *flabelliformis/anglica* transient. Conodont data show that the whole assemblage belongs to the *Cordylodus rotundatus*—*C. angulatus* Zone.

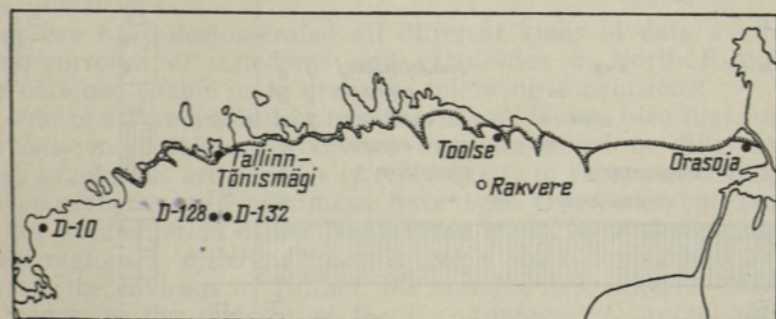


Fig. 1. Sketch map showing location of the sections discussed in this study.

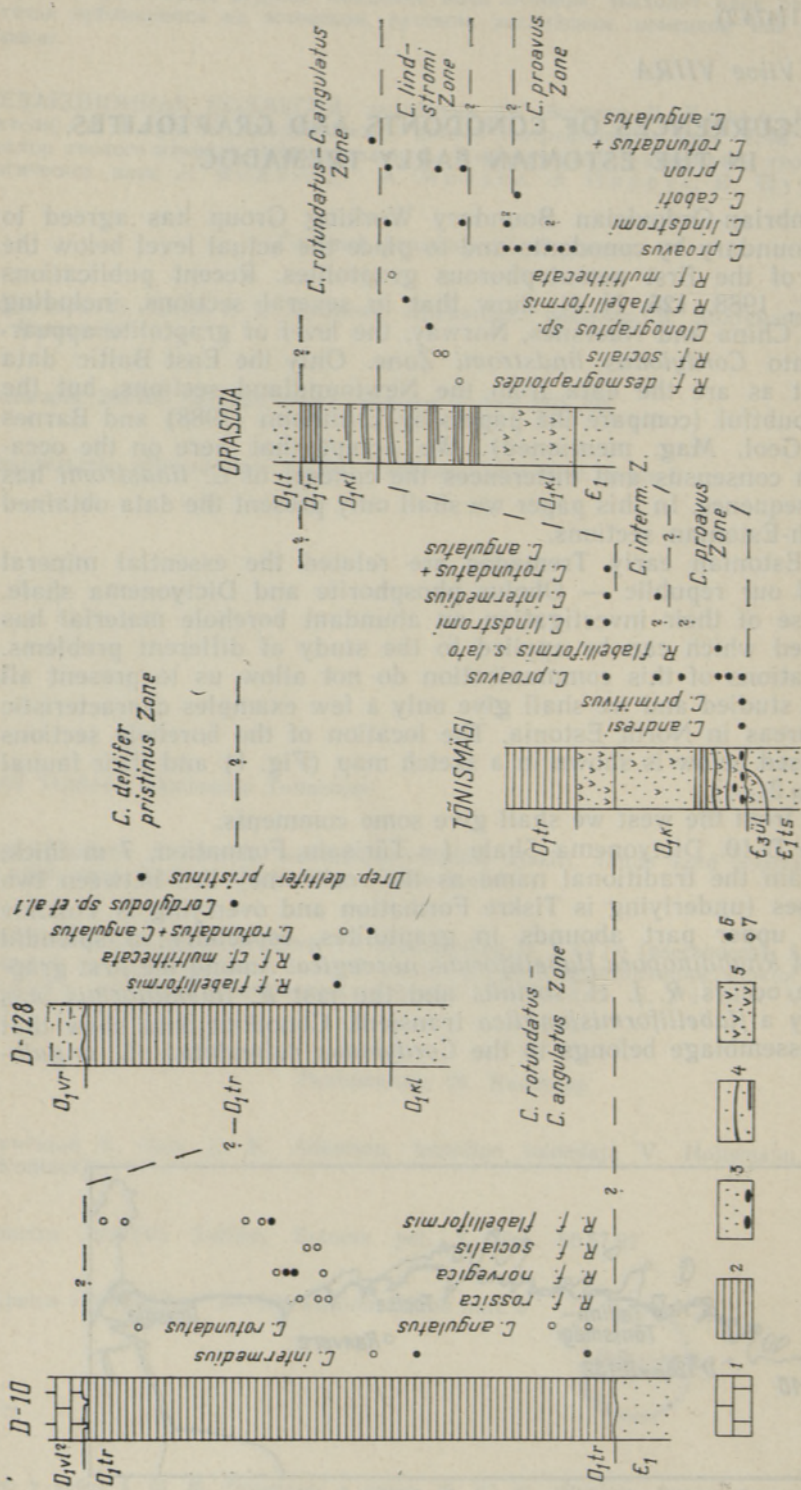


Fig. 2. Correlation of the sections showing the ranges of graptolites and conodonts. 1 — limestone, 2 — argillite (Dictyonema shale), 3 — sandstone with pebbles, 4 — sandstone with shale intercalations, 5 — sandstone with brachiopod detritus, 6 — exact identification, 7 — identification on cf. level.

Stratigraphic indices: vr — Türisalu, vr — Varangu, kl — Kallavere, ul — Ülgase, ts — Tiskre, It — Leetse.

1. Intermediate assemblage contains *Cordylodus* ? sp., *Acodus* sp.

Borehole D-128. Dictyonema Shale (4 m thick) lies between the Varrangu and the Kallavere Formations. In the lower part of the Shale there occurs among the others *R. f. cf. multithecata* characteristic of the top of *R. flabelliformis* Zone. Below these graptolites there were found conodonts of the *C. rotundatus*—*C. angulatus* Zone. The upper part of the Shale is characterized by *Drepanoistodus deltiifer pristinus*, the intermediate assemblage (*Cordylodus* sp. etc.) cannot be interpreted unambiguously.

It should be mentioned that ten kilometers to the east, in the borehole D-132 (Fig. 1) in the Dictyonema Shale *Kiaerograptus* sp., a member of upper Tremadoc assemblage, is found only 75 cm higher than *R. flabelliformis* aff. *multithecata*. Unfortunately, conodonts have not been studied in this borehole so far. However, the correlation of the near-lying borehole sections is reliable enough.

The *Rhabdinopora flabelliformis* group occurred in the abovementioned West-Estonian boreholes together with relatively high conodont assemblage, belonging to the *C. rotundatus*—*C. angulatus* Zone, which lies at the boundary of the early and late Tremadoc. We can also see that the graptolites are often represented by the higher-occurring subspecies — *multithecata*, *anglica* etc.

In the sections located in Tallinn and east of it, the picture is more complicated and it is of importance that the graptolites have been found in the intercalations of the Dictyonema Shale in the lower part of the Kallavere Formation.

Tõnismägi section (Figs 1, 2) from an excavation made for a new building of the National Library. The *R. flabelliformis* group, including cf. *socialis* together with *C. proavus* etc., has been found above the *Obolus* conglomerate. This has enabled us to interpret this level as the upper part of the *C. proavus* Zone (see Kaljo et al., 1988).

The Mäekalda section (eastern part of Tallinn) offers almost the same picture. The *Rhabdinopora flabelliformis* group appears in one the first shale intercalations — a bit higher of the last *C. andresi* specimens and occurs together with the first elements of *C. intermedius*. Unlike the Tõnismägi section the *C. lindstromi* Zone is well-developed in the upper part.

In the Toolse section (Fig. 1, described by Kaljo et al., 1986) attention should be paid to the circumstance that the *Rhabdinopora flabelliformis* group, represented here by aff. *multithecata*, occurs together with *C. lindstromi* in the Kallavere Formation, just higher the *C. angulatus*—*C. rotundatus* assemblage makes its appearance and in the Tõrisalu Formation there appear *Clonograptus* and «*Didymograptus*» together with the well-known *Drepanoistodus deltiifer pristinus* Zone assemblage.

Analogical picture is observed in the sections up to the Syass River (Kaljo et al., 1986), it is especially prominent in the Orasoja outcrop (Fig. 2) where the rather diverse graptolite assemblage occurs together with *C. lindstromi*.

Thus, we have demonstrated all different kinds of data available on the co-occurrence of conodonts and graptolites in North Estonia. The results obtained enable us to draw the following conclusions:

- 1) first of all we would like to repeat a well-known idea that conodonts are facially more tolerant, therefore they are found in different rocks, whereas graptolites are practically related only to Dictyonema Shale; only single poorly preserved specimens have been recorded from sandstone;

- 2) the accumulation of the Dictyonema muds (now shales) started in different regions at different times; it took place at the earliest (as interlayers) in the environs of Tallinn, the massive deposition of Dictyonema muds began at the interval of the *C. angulatus*—*C. rotundatus* Zone, however, even then diachronously, and we can see now that the age of the bottom of the Dictyonema Shale became younger from the west to the east;

3) the *Rhabdinopora flabelliformis* group makes its first appearance also at different levels. In the vicinity of Tallinn it took place in the top of the *C. proavus* Zone or in the *C. intermedius* Zone, to the east of Tallinn it is fixed at the level of the *C. lindstromi* Zone, and to the west at the level of the *C. angulatus*—*C. rotundatus* Zone. We have to think about the paleogeographical sense of this diachroneity, especially when we consider that from the lower half of the Shale in the borehole D-10 and in some other boreholes we have not found any graptolites until now;

4) the material obtained from the East Baltic shows that the co-occurrence of conodonts and graptolites differs considerably from area to area due to facies conditions and for some unknown reasons (D-10). Therefore, while defining the Cambrian-Ordovician boundary, we have to look for a level which may be easily defined by some fossils, say conodonts, as decided by the working group, and not to link it closely with the level where nematophorous graptolites made their first appearance.

At least in North Estonia the distribution of the *R. flabelliformis* group is not easy to interpret unequivocally for that purpose.

REFERENCES

- Barnes, C. R. The proposed Cambrian-Ordovician global boundary stratotype and point (GSSP) in western Newfoundland, Canada // *Geol. Mag.*, 1988, 125, N 4, 381—414.
- Erdtmann, B. D. The earliest Ordovician nematophorid graptolites: taxonomy and correlation // *Geol. Mag.*, 1988, 125, N 4, 327—348.
- ✓ Kaljo, D., Borovko, N., Heinsalu, H., Khazanovich, K., Mens, K., Popov, L., Sergeyeva, S., Sobolevskaya, R., Viira, V. The Cambrian-Ordovician boundary in the Baltic-Ladoga clint area (North Estonia and Leningrad Region, USSR) // *Proc. Acad. Sci. ESSR. Geol.*, 1986, 35, N 3, 97—108.
- ✓ Kaljo, D., Heinsalu, H., Mens, K., Puura, I., Viira, V. Cambrian-Ordovician boundary beds at Tõnismägi, Tallinn, North Estonia // *Geol. Mag.*, 1988, 125, N 4, 457—463.

Academy of Sciences of the Estonian SSR,
Institute of Geology

Received
Jan. 18, 1989

D. KALJO, Viive VIIRA

KONODONTIDE JA GRAPTOLIITIDE KOOSINEMISEST EESTI VARA-TREMADOCIS

Tallinna piirkonnas on esimesed graptoliidid leitud koos *Cordylodus proavus*'e ja *C. intermedius*'ega, sellest alast ida pool koos *C. lindstromi*'ga ja lääne pool *C. rotundatus*'e ja *C. angulatus*'ega.

Д. КАЛЬО, Ви́вее ВИ́ИРА

СОВМЕСТНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОНОДОНТОВ И ГРАПТОЛИТОВ В РАННЕМ ТРЕМАДОКЕ ЭСТОНИИ

В районе Tallinna самые ранние граптолиты найдены совместно с конодонтами *Cordylodus proavus* и *C. intermedius*, восточнее города — с *C. lindstromi*, а западнее с *C. rotundatus* и *C. angulatus*.

VJIK 551.732/733(474.2)

Kaisa MENS, Viive VIIRA, I. PAALITS, I. PUURA

CAMBRIAN-ORDOVICIAN BOUNDARY BEDS AT MÄEKALDA, TALLINN, NORTH ESTONIA

The Mäekalda section, named by the street in the eastern margin of the Kadriorg Park, Tallinn, is exposed in a fresh roadcut for the construction of a new motorway since 1986. The section of Lower Palaeozoic rocks, from the siltstones of the Lower Cambrian Tiskre Formation to the Middle Ordovician Lasnamägi Stage was introduced to the majority of the Ordovician researchers of Baltoscandia during the WOGOGO field excursion on July 14, 1988. The authors of the present paper introduce the results of the mineralogical and palaeontological (conodont, acritarch and brachiopod) studies of the Cambrian-Ordovician boundary beds represented by the Ülgase and Kallavere Formations (Fig. 1).

The Ülgase Formation

The Upper Cambrian Ülgase Formation (thickness 3.20 m) covers the underlying greenish grey argillaceous siltstones of the Lower Cambrian Tiskre Formation (Table 1) containing the lenses of light grey coarse-grained siltstones.

The lower boundary of the Ülgase Formation is sharp, marked by the colour change and the appearance of the phosphatic pebbles and debris of inarticulate brachiopods. The upper surface of the Tiskre Formation is dissected by up to 20 cm deep pockets and up to 5 mm wide vertical burrows, filled with sandy material containing debris of inarticulate brachiopods and small flat phosphatized pebbles. The base of the Ülgase Formation contains in some places lenses of conglomerates up to 2 m in diameter with the thickness reaching 10 cm, mostly depending on the pebble size. The conglomerates contain more than 50 per cent of pebbles of various size, cemented with clay-silty matrix. The source rocks of the pebbles have been of sedimentary origin, most frequently coarse-grained siltstones and fine-grained sandstones, some of them yielding valves of inarticulates.

Except the lenses of conglomerates at the base, the rocks of the Ülgase Formation lack gravel material, consisting mainly of sandy siltstones with minor amounts of clay particles. The pelitic fraction exceeds 5 per cent only in the intercalations of argillaceous rocks and near the boundaries of the formation. By the rock types and structures, the section of the Ülgase Formation can be divided into four beds, starting from below.

Bed 1. Light-grey coarse-grained siltstones, intercalated by grey clays or argillaceous siltstones. The coarse-grained siltstones prevail, forming up to 30 cm thick layers which cover 70 per cent of the interval. The structure of this interval is generally horizontally-bedded, in places lenticular. The bedding plains of siltstones are surfaced with submillimeter clay rinds and contain brachiopod valves in higher concentrations. The uppermost 10 cm of this interval is represented by the thickest and most resistant layer of clay in this section. Thickness 1.20 m.

Bed 2 is lithologically similar to Bed 1, differing from the latter in irregular stratifications of mosaic bedding of sand- and claystones: the mixed rock-types are not formed. Thickness 0.40 m.

Bed 3. Cross-bedded, coarse-grained and sandy siltstones. The bedding planes marked by clayey films and phosphatic brachiopod fragments. Thickness 1.00 m.

Bed 4. Fine-grained sandstones and coarse-grained siltstones containing sparse pelitic material and thin clayey films on bedding planes, where the best preserved valves of phosphatic inarticulate brachiopods *Ungula inornata* and *Oepikites* sp., and the fragments of the problematic *Torelrella* sp. occur. Thickness 0.60 m.

The Kallavere Formation

The overlying Kallavere Formation is divided into the Maardu (lower) and Suurjõgi (upper) Members, based on the lithological features, such as grain size, structure, distribution and roundness of brachiopod fragments (Хейнсалу, 1987).

The Maardu Member

The Maardu Member has a lower boundary, distinctly marked by various petrological characteristics. Most frequently, the base of the Maardu Member begins with up to 0.20 m thick brachiopod coquina (the so-called *Obolus* conglomerate), containing densely packed valves of *Ungula ingrlica*. In some places the lower boundary is marked by a thin layer of kerogenous argillite, or lenses of unsorted sandstone, containing phosphatic valves and debris of inarticulate brachiopods.

Table 1

Content of debris and grain size of terrigenous clastic material

Sample	Formation	Content of debris, %	Grain size, %				Total, % >0.05 mm
			>1 mm	1.0—0.1 mm	0.1—0.01 mm	<0.01 mm	
Mä-86-20	Kallavere	28.7	0.4	95.3	1.9	2.4	96.8
Mä-86-19	Kallavere	34.7	0.3	96.3	1.2	2.2	97.5
Mä-86-18	Kallavere	9.9	—	89.6	9.0	1.4	94.6
Mä-86-17	Kallavere	10.1	—	83.0	17.0	—	99.2
Mä-86-16	Kallavere	6.0	—	43.0	50.2	6.8	91.5
Mä-86-15	Kallavere	16.6	—	54.5	43.6	1.9	98.0
Mä-86-14	Kallavere	12.1	—	—	83.2	16.8	79.0
Mä-86-13	Kallavere	32.5	34.5*	16.7	37.7	11.1	85.7
Mä-86-12	Ülgase	8.1	—	37.9	27.5	34.6	64.4
Mä-86-11	Ülgase	9.4	—	50.9	42.0	7.1	88.6
Mä-86-10	Ülgase	16.9	—	28.9	65.1	6.0	93.2
Mä-86-9	Ülgase	6.3	—	28.7	67.2	4.1	94.8
Mä-86-8	Ülgase	9.3	—	37.0	60.0	30.0	95.8
Mä-86-7	Ülgase	1.5	—	0.6	21.8	77.6	0.6
Mä-86-6	Ülgase	9.5	—	16.5	83.4	0.1	96.5
Mä-86-5	Ülgase	3.3	—	14.1	43.0	42.9	53.5
Mä-86-4	Ülgase	5.7	—	12.9	82.8	4.3	94.5
Mä-86-3	Ülgase	1.1	—	21.9	74.1	4.0	95.2
Mä-86-2**	Ülgase	0.7	—	13.4	60.0	26.6	68.2
Mä-86-2A**	Ülgase	n.d.	58.0*	6.4	24.0	11.6	81.4
Mä-86-1	Tiskre	—	—	5.7	58.3	36.0	28.8

* Including 28.7 and 52 per cent coarse clasts Mä-86-13 and Mä-86-2A, respectively.
 ** Sample Mä-86-2 is taken from the base of the Ülgase Formation without coarse clasts and Mä-86-2A from the lense of conglomerate.

The light-yellow quartzose sandstones and siltstones of the Maardu Member contain numerous thin intercalations or films of dark-brown kerogenous argillites (the so-called Dictyonema shales). The thickness of these intercalations varies from some millimetres to 10 cm and they form less than 10 per cent of total thickness of the Maardu Member.

The grain size of the sandstones and siltstones of the Maardu Member increases upwards: in the lower part, silt particles prevail or occur in the equal concentrations with sand grains which explicitly prevail in the upper part of the member (Table 1). The content of the pelitic particles, represented mostly by the fraction 0.01—0.02 mm is minute, except some argillaceous intercalations with higher pelite content.

Macrofossils are represented by a phosphatic inarticulate brachiopod *Ungula ingraca* and a graptolite *Rhabdinopora* ex. gr. *labelliformis*, found in an argillite interbed, 30 cm below the upper boundary of the Maardu Member. The total thickness of the Maardu Member is 1.5 m.

The Suurjõgi Member

Because of the stairlike roadcut, the upper part of the Kallavere Formation — the Suurjõgi Member is only partly exposed at Mäekalda. Therefore, apart from the description of this section, the Suurjõgi Member was sampled and studied in the Hundikuristik section 1 km northwards.

The lower boundary of the Suurjõgi Member is distinct: light grey fine-grained horizontally-bedded sandstones of the Maardu Member are covered by brownish-grey cross-bedded fine- to medium-grained sandstones, containing rounded brachiopod debris in remarkable concentrations. The cross-bedding is expressed in the alternation of the layers with different debris content. In the lower part of the Suurjõgi Member, about 1 cm thick sharply angular pieces of kerogenous argillite occur. They are most typical of the Hundikuristik and, to a lesser extent, in the Mäekalda section. In both sections, the uppermost, 4—10 cm thick layer is cemented with pyrite, forming the so-called pyrite layer. The thickness of the Suurjõgi Member, both in the Hundikuristik and Mäekalda sections, is 0.90 m.

The upper boundary is distinct: the sandstones of the Suurjõgi Member are covered by the dark-brown kerogenous argillites («Dictyonema shales») of the Türisalu Formation.

The textural (Table 1) and mineral features (Table 2) of the rocks have been studied throughout the whole terrigenous part of the section, except the interlayers of kerogenous argillites.

The both boundary units (the Ülgase and Kallavere Formations) are similar: (1) in high mineralogical maturity expressed by prevalence of quartz in the group of light minerals as well as by zircon—tourmaline—rutile association in the group of nonopaque allothigenous heavy minerals; (2) in features of the authigenic mineralization from which especially typical are secondary overgrowths and phosphatic pellicles on some detrital minerals, despite that they differ by intensity in the vertical range. Thus secondary overgrowths on detrital feldspar grains are more common in the deposits of the Kallavere Formation, especially in the rocks of the Suurjõgi Member, whereas the Ülgase ones have less than 5 per cent of grains with limped overgrowths. Phosphatic pellicles on detrital minerals (commonly on quartz, zircon, ilmenite and rutile) are more typical of the deposits of the Kallavere Formation yielding always more than 10 per cent of this kind of grains.

In addition, all the lithostratigraphical units have some special characteristics in the texture and in the group of nonopaque allothigenous heavy minerals:

Mineral composition of the boundary beds in the coarse silt fraction (0.1—0.05 mm), %

Minerals or their groups	Mäekalda-86																			
	Samples																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Quartz	58.5	94.0	89.4	97.7	91.7	98.7	94.3	97.3	97.0	97.3	96.7	93.0	89.6	94.0	97.3	96.7	95.7	86.1	88.3	
Feldspars	38.4	4.0	8.3	0.7	8.3	1.3	5.7	2.7	3.0	2.7	2.0	5.3	7.1	4.9	2.7	3.3	4.3	13.3	11.7	
Micas	1.5	0.7	2.3	1.3	—	—	—	—	—	—	—	1.0	1.8	0.9	—	—	—	0.6	—	
Authigenous	1.6	1.3	—	0.3	—	—	—	—	—	—	1.3	0.7	1.5	0.2	—	—	—	—	—	
	The content of light minerals (sp. gr. <2.89)																			
Ilmenite	11.7	6.9	28.7	4.7	9.4	2.4	8.2	19.2	15.2	17.2	19.2	23.3	10.4	20.7	41.7	36.4	36.0	8.4	1.0	
Leucoxene	25.9	22.7	25.0	12.6	9.8	4.5	9.9	9.1	14.3	11.9	8.3	27.3	9.5	7.9	6.1	14.0	5.9	1.2	0.4	
Non-opaque aliothigenous	14.5	39.1	17.4	10.9	17.9	5.9	12.2	43.2	19.8	43.2	54.5	45.0	26.9	48.4	38.3	45.3	58.8	6.6	1.6	
Micas	5.2	0.5	—	1.1	—	—	0.5	0.5	0.4	—	0.8	1.1	0.2	2.2	2.3	—	—	—	—	
Authigenous	42.7	30.8	18.9	70.7	63.2	87.2	69.2	28.0	50.3	27.7	17.2	3.3	53.0	20.8	11.6	16.2	4.0	84.0	97.0	
	The content of non-opaque aliothigenous heavy minerals in group																			
Zircon	25.1	47.4	15.5	23.6	21.9	12.7	14.7	44.5	42.6	55.4	69.0	46.1	59.5	78.4	69.3	63.4	80.5	68.2	52.9	
Tourmaline	58.3	44.1	67.0	46.2	51.1	57.3	55.4	11.7	29.6	19.7	8.3	38.6	23.4	17.4	9.9	16.4	8.8	3.4	11.8	
Titano-minerals (rutile, titanite etc.)	15.6	5.2	16.5	29.2	25.3	28.2	29.9	40.9	25.9	24.0	18.6	9.3	12.6	0.8	16.8	15.9	10.8	21.6	29.4	
Garnet	0.6	0.9	1.0	0.9	1.2	0.9	—	1.6	—	0.9	3.1	4.2	4.5	2.9	1.0	2.2	9.2	1.6	—	
Apatite	—	—	—	—	—	—	—	—	0.9	—	—	—	—	—	1.5	—	—	—	—	
Disthen	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.3	—	—	—	—	0.5	—	—	—	
Unstable (pyroxene, amphibole, epidote)	0.4	2.4	—	0.1	0.5	—	—	1.3	0.1	—	0.7	1.8	—	0.5	1.5	1.6	0.4	0.8	5.9	
	The content of authigenous heavy minerals in group																			
Anatase	34.7	43.7	65.1	1.0	4.1	1.3	11.4	3.7	5.7	12.0	1.1	20.9	3.1	6.6	—	1.1	9.1	—	—	
Pyrite	54.7	52.9	31.2	93.9	94.9	96.9	86.1	76.8	82.2	78.6	84.0	71.9	77.3	60.8	—	60.3	12.1	28.2	—	
Iron oxide and hydroxide	7.1	0.5	—	3.6	0.1	0.7	1.4	12.5	0.2	—	2.1	3.4	12.6	13.5	80.3	1.1	27.3	16.0	18.3	
Glaucanite	2.9	2.9	3.7	—	—	—	—	0.1	—	—	—	0.3	—	1.1	0.1	—	—	—	3.6	
Carbonates	0.6	—	—	—	—	0.7	0.4	2.5	3.6	—	8.5	1.2	5.2	0.8	—	21.6	—	—	78.1	
Phosphates («collophane»)	—	—	—	1.5	—	0.4	0.7	4.4	8.3	9.4	4.3	2.3	1.8	17.2	19.6	15.9	51.5	84.0	—	

(1) the Ülgase and Maardu rocks are moderately sorted whereas the Suurjõgi ones are well sorted;

(2) the allothigenous grains of the Ülgase silt- and sandstones are subrounded and rounded as the grains of the Kallavere Formation are well-rounded and (seldom) rounded;

(3) in the triplet zircon—tourmaline—rutile of the Kallavere Formation the former prevail always whereas in the rocks of the Ülgase Formation tourmaline has prevalence, particularly in its lower part (up to sample 8).

Thus, the lithostratigraphical units (the Ülgase Formation, the Maardu and Suurjõgi Members) can be recognized on the basis of the textural and mineral characteristics of their rocks. Additionally, twofold subdivision on the ground of the mineralogical composition of the Ülgase Formation is turned to be more important, than it has been known previously (Менс, 1984).

Acritarchs. From the ten samples studied on acritarchs (Fig. 1), the lower three taken from the Tiskre Formation are barren. The samples from the Ülgase and Kallavere Formations contained quite well-preserved acritarchs in different quantities. By taxonomic composition two acritarch assemblages can be distinguished, one representing the Ülgase Formation, and the other — the lowermost Maardu Member.

The acritarch assemblage of the Ülgase Formation is rich both in the number of specimens and species diversity; the highest number of species was observed in samples A-0493 and A-0495. This assemblage contains mostly new species of the genera *Timojeevia*, *Stelliferidium*, *Cymatiogalea*, *Impluviculus*, *Leiofusa*, *Cristallinium*, *Vulcanisphaera* and *Veryhachium*. The formerly described forms *Stelliferidium cortinulum* (Deunff), Deunff Gorka et Raischer, ? *S. glabva* Martin, *Vulcanisphaera turbata* Martin, *Leiofusa stoumonensis* Vang., *Cristallinium cambriense* (Slavikova) Vang., *C. randomense* Martin and *Veryhachium dumontii* Vang. have been reported on Upper Cambrian sections in some places (Martin, Dean, 1981; Vanguetaine, 1973). The acritarch assemblage of the Ülgase Formation of the Mäekalda section is similar to the assemblages observed in the Ülgase, Turjekelder and Suhkrumägi sections and can be correlated to the *Olenus* Zone (Волкова, 1982; Волкова, Менс, 1988).

The acritarch assemblage of the lowermost part of the Maardu Member differs from that of the Ülgase Member in an abrupt disappearance of most species of the genera *Timojeevia*, *Cristallinium*, *Vulcanisphaera*, *Leiofusa*, *Veryhachium* and *Impluviculus*, and the appearance of diacrodidiids, among which *Acanthodiacrodium angustum* (Downie) Combaz, *A. comptulum* Rasul and *Dasydiacrodium ornatum* Combaz are known only from the Tremadocian rocks (Martin, 1982; Rasul, 1979; Волкова, Менс, 1988). Among the transient genera, mostly new species appear: *S. aff. fimbria*, *C. cuvillieri* (Deunff) Deunff and *C. cristata* (Downie).

Conodonts were studied from twenty one samples through the section of the Ülgase and Kallavere Formations (Fig. 1). Conodonts are extremely rare in the Ülgase Formation except sample 6 containing *Phakelodus tenuis*, and sample 10 with two specimens of ?*Proconodontus*. Samples 13—20 from the sandstones of the Kallavere Formation contained numerous conodonts, prevailing species of the genus *Cordylodus* (Fig. 2).

Samples 13 and 14 from the base of the Maardu Member contained few poorly preserved specimens of *Cordylodus proavus*, represented mostly by alpha morph and also by specimens with the typical outline and a high basal cavity, but having secondary tips (Viira et al., 1987).

In sample 15, and upwards, the genus *Cordylodus* is represented by an increasing number of specimens, and by higher variability and diversity of species. By the shape of basal cavity two types of *Cordylodus* rounded

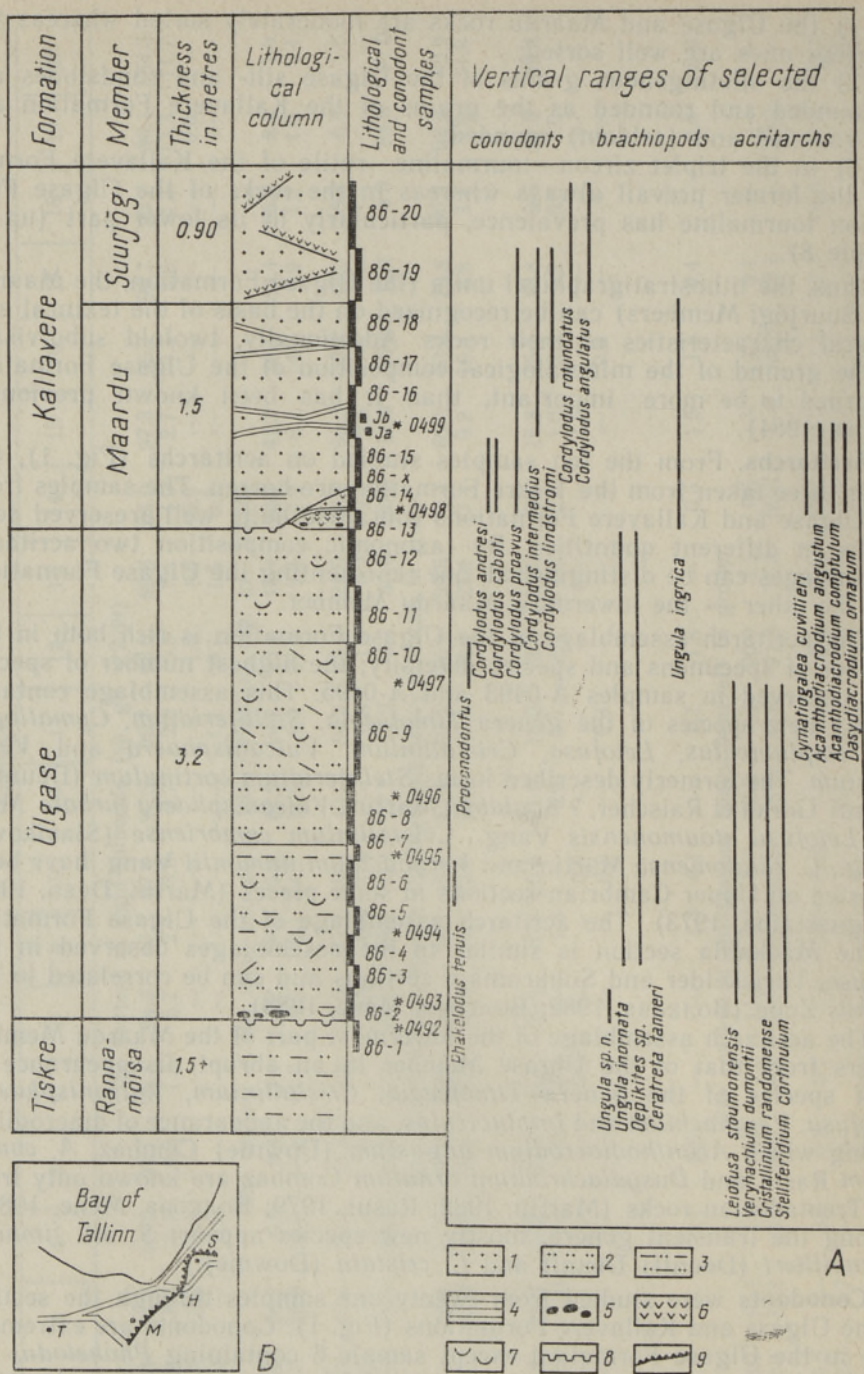
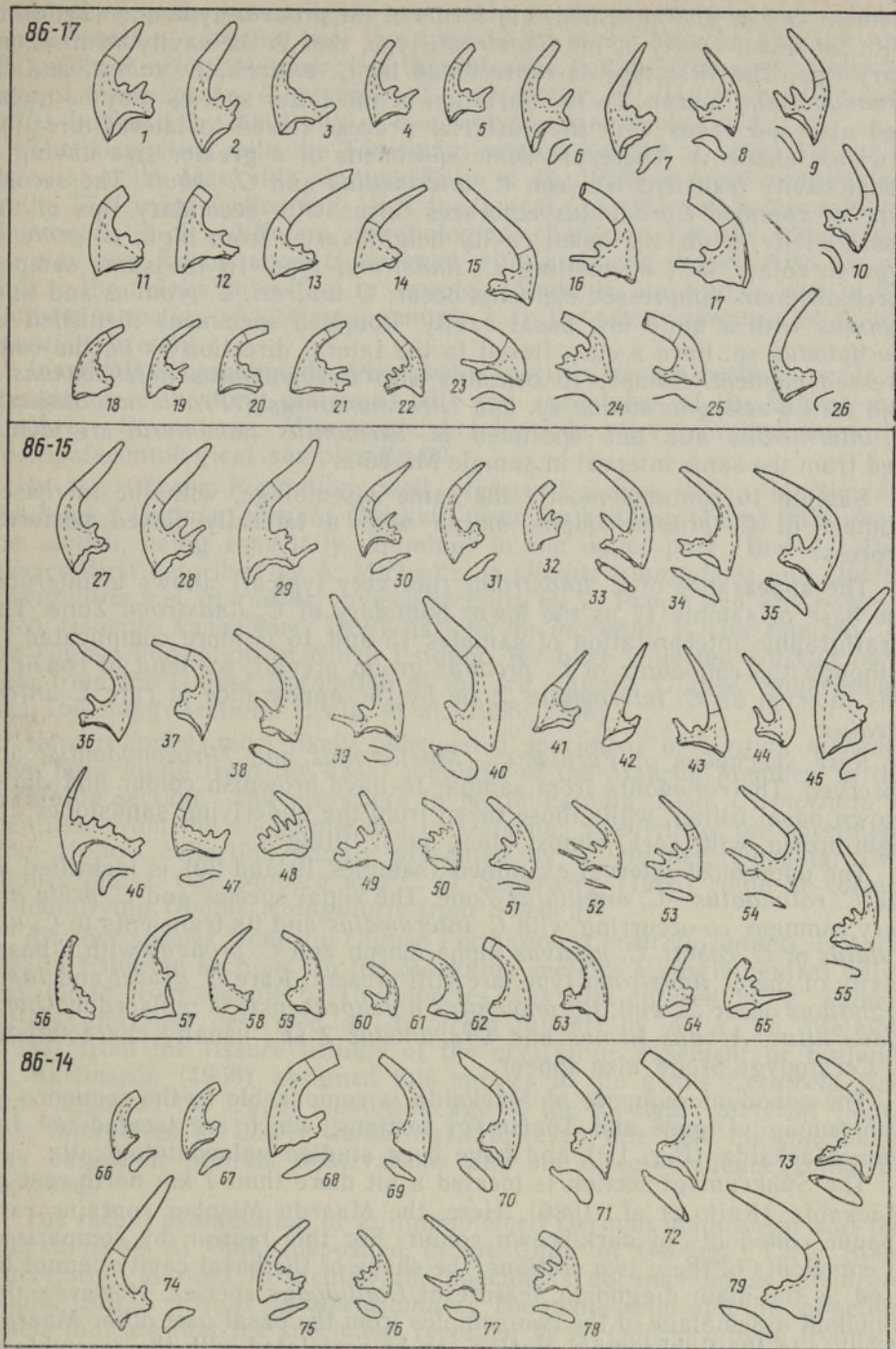


Fig. 1. A. The Mäekalda section of the Cambrian-Ordovician boundary beds. In the graph of samples the asterisk indicates the location of acritarch samples. B. Location of stratigraphic sections discussed in the text: T — Tõnismägi, M — Mäekalda, H — Hundikuristik, S — Suhkrumägi. Legend: 1 — sandstone, 2 — siltstone, 3 — argillaceous rock, 4 — kerogenous argillite («Dictyonema shale»), 5 — phosphatic pebbles, 6 — brachiopod coquina («Obolus conglomerate»), 7 — valves and detritus of inarticulate brachiopods, 8 — discontinuity surface, 9 — clint.

Fig. 2. Rounded specimens of *Cordylodus* from samples 86-14, 86-15 and 86-17 of Mäekalda section.



1—10. *Cordylodus lindstromi* Druce et Jones, specimens Cn1230—Cn1239. 11—17, 26. *Cordylodus intermedius* Furnish, Cn1240—Cn1247. Some specimens with basal cavity transitional to *C. caboti* or *C. angulatus*. 18—22, 46—55, 75—78. *Cordylodus proavus* Müller alpha morph, Cn1248—Cn1267. 23—25. *Cordylodus* aff. *drucei* Miller, Cn1268—Cn1270. 27—40, 66—74. *Cordylodus proavus* Müller with basal cavity of *lindstromi*-type, Cn1271—Cn1293. 41—44. *Cordylodus* sp., Cn1294—Cn1297. 45, 79. *Cordylodus intermedius* Furnish with basal cavity of *caboti*-type, Cn1298, Cn1299. 56—59. *Cordylodus andresi* Viira et Sergeyeva, Cn1300—Cn1303. 60—63. *Cordylodus primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens, Cn1304—Cn1307. 64, 65. *Cordylodus caboti* Bagnoli, Barnes et Stevens, Cn1308, Cn1309.

element can be distinguished: (1) forms of the *proavus* type and (2) forms with the basal cavity of the *lindstromi* type, that is the cavity with secondary tips. The first type is represented by *C. andresi*, *C. caboti*, and *C. proavus* alpha morph. To the variation of the latter species may be included also specimens with the posterior process flexed to lateral direction (twisted element). There are some specimens of a greater size having a basal cavity transient between *C. intermedius* and *C. caboti*. The second type of rounded *Cordylodus* embraces forms with secondary tips of the basal cavity, while the basal cavity height varies from high, *C. proavus* type to rather low, resembling *C. lindstromi* type. In the same sample, three different compressed elements occur: *C. andresi*, *C. proavus* and *Cordylodus* with a quite low basal cavity. Rounded specimens identified as *Cordylodus* sp. have a cusp flexed to the lateral direction as on the compressed element. Sample 15 contains also *Eoconodontus notchpeakensis*, and rare *Westergaardodina* sp. and ?*Proconodontus* (?*Problematoconites*). *C. intermedius* and one specimen of *Teridontus nakamurai* are identified from the same interval in sample Mä-86-x.

Sample 16 contains mostly the same assemblage, with the increased number of *C. proavus* alpha morph with a laterally flexed posterior process.

The appearance of *C. lindstromi* (not very typical) allows to interpret the base of sample 17 as the lower boundary of *C. lindstromi* Zone. The stratigraphic interpretation of samples 15 and 16 is more complicated — although the conodonts of *C. proavus* group prevail, we tend to consider this interval as *C. intermedius* Zone by the appearance of rare *C. intermedius*.

Rare specimens of *Furnishina*, *Muellerodus* and ?*Proconodontus* are observed. The conodonts from sample 18 have brownish colour and dark-brown basal filling, while those taken from the underlying sandstones are light-brown, with dark, almost black basal filling.

The uppermost interval examined (samples 19 and 20) is identified as the *C. rotundatus*—*C. angulatus* Zone. The zonal species and *C. prion* are very common, co-occurring with *C. intermedius* and its transients to *C. angulatus* or *C. caboti*. *C. proavus* alpha morph and *C. proavus* with a basal cavity of the *C. lindstromi* type, are still present. Rare *C. drucei* and *Iapetognathus* occur as well. *Eoconodontus notchpeakensis* is replaced by *Oneotodus altus*. *Acodus firmus* and *Drepanodus* ? sp., usually characteristic of Ceratopyge Stage, also appear.

The conodont sequence of Mäekalda is comparable to the sequence in Suhkrumägi, Ülgase and Tõnismägi sections, which are located not far from Mäekalda (Fig. 1B) and have been studied palaeontologically.

The Suhkrumägi section is located a bit more than 1 km north-east of Mäekalda (Kaljo et al., 1986). Here, the Maardu Member contains rare opaque conodonts of dark-brown colour. For this reason, by comparison of conodonts of these two sections, the shape of the basal cavity cannot be used as the main diagnostic feature of *Cordylodus* species. However, the conodont assemblage of the two samples from the basal part of the Maardu Member in the Suhkrumägi section can be correlated with the assemblage in samples 13—16 of the Mäekalda section. The occurrence of *Teridontus nakamurai* at this level in both sections is important. In other regions of the world, this species is rather common in the interval *C. proavus* Zone — Fauna F (Miller, 1980), but in the East Baltic *T. nakamurai* is known only from these two sections. The Suurjõgi Member is in both sections characterized by the conodonts of the *C. rotundatus*—*C. angulatus* Zone.

The conodont sequence in the Ülgase section, located at about 15 km east of Mäekalda, seems to be most similar to that of the Mäekalda section (Хейнсалу et al., 1987).

However, this similarity is seen only in the *Cordylodus*-part of the Ülgase section, covering here the upper third of the Maardu Member and the whole Suurjõgi Member. For this interval, not only the similar succession of index-species *C. proavus*, *C. intermedius*, *C. lindstromi*, *C. rotundatus*, but also the similarity of morphotypes can be observed.

The correlation with the Tõnismägi section located at about 1.5 km to the west of the Mäekalda section (Kaljo et al., 1988) is more complicated. In the Tõnismägi section Fig. 1B, T the typical *C. lindstromi* is missing and *C. proavus* is of a different morphological character. For the comparison we may use, for instance, *C. proavus* with a zig-zag-shaped cusp, occurring in the Mäekalda section in samples 15 and 16 and higher, and in the Tõnismägi section appearing in sample 7. In the same samples also *C. aff. drucei* is present.

Inarticulate brachiopods. Phosphatic inarticulate brachiopods occur in abundance on bedding planes of silt- and sandstones of the Ülgase and Kallavere Formations. Microscopic brachiopods were searched from the micropalaeontological samples 2—20.

In the Ülgase Formation, well preserved valves of an inarticulate brachiopod *Ungula inornata* (Mickw.) occur on bedding planes throughout the section, being especially abundant in the upper part (Bed 4). This species, first described by A. Mickwitz as *Obolus triangularis* and *Obolus triangularis* var. *inornatus*, revised recently by L. Popov and K. Khazanovitch (Попов, Хазанович, 1989) as *Ungula inornata*, is characteristic of the Ülgase Formation in North Estonia. We have collected *Ungula inornata* from the Ülgase Formation of the Iru, Jägala, Ülgase, Suhkrumägi and Tõnismägi sections (Kaljo et al., 1986, 1988).

Rare rounded, most likely redeposited specimens of *Ungula inornata* have been found from the basal coquinas of the Maardu Member, in the Mäekalda section, and elsewhere in North Estonia. Also, *U. inornata* is identified from the conglomerates of Dalarna, Sweden, by the specimens from Holm's collection, kindly presented by L. Holmer, Uppsala. This implies that J. Chr. Moberg and C. O. Segerberg (1906) could be correct in identifying *Obolus triangularis* from Sweden.

Another species from the Ülgase Formation, *Ceratreta tanneri*, is quite rare in Estonian sections. In the Mäekalda section, a single ventral valve was found from sample 6. This species was first figured by V. Tanner (1911) and first described as *Acrotreta tanneri* by A. A. Th. Metzger (1922) from the fissure fillings of the crystalline basement of Finland. A. Martinsson (1968) assigned this species to the genus *Ceratreta* Bell and suggested the Upper Cambrian age of the topotypic material (since then interpreted as Lower Cambrian). However, this time his conclusion was based on indirect observations and no direct evidence could be provided.

The recent examination of an unpublished German manuscript and the collections of A. Öpik (deposited in the Chair of Geology, Tartu State University) allowed to identify the specimens documented as *Acrotreta* (Öpik, 1929, S. 13), as *Ceratreta tanneri*. The manuscript and the collection labels indicate that the specimens recorded by A. Öpik originate from the temporary excavation near the Hundikuristik section, i. e. only 1 km north of the present Mäekalda roadcut, where the siltstones of the Ülgase Formation were exposed in 1930s.

L. Popov reports *Ceratreta tanneri* from the base of the Ladoga Formation in Syas River (Kaljo et al., 1986, Fig. 3) and from the Ülgase Formation of some sections in North Estonia (pers. comm.). During the WOGOGOB meeting in July 1988, L. Holmer (pers. comm.) provided interesting data about the Västanå section near Borensberg, Sweden, where *Ceratreta tanneri* is found in association with *Phakelodus tenuis*, *Wester-*

gaardodina, and other Upper Cambrian conodonts from the interval with *Peltura scarabeoides* (Bed 3 in Westergård, 1922, Fig. 17), while the overlying beds contain *Cordylodus proavus* and, upwards, *Rhabdinopora flabelliformis*. At the same time, sample 6 from Mäekalda, is referred to the *Olenus* Zone by acritarch correlation. Thus, by this quite incomplete evidence *Ceratreta tanneri* occurs in the Upper Cambrian, ranging from the *Olenus* to the *Peltura scarabeoides* Zone.

Rare specimens of *Oepikites* sp., found on bedding planes, were too poorly preserved for specific identifications. However, L. Popov (pers. comm.) has reported *Oepikites fragilis* from the Ülgase Formation of the Mäekalda section.

The pebbles at the base of the Ülgase Formation contain the fragments of an unidentifiable obolid species. Similar fragments have been recorded from the base of the Ülgase Formation of the Ülgase and Jägala sections. A single, almost complete brachial valve found in the Jägala section represents a new species, probably of the Middle Cambrian origin.

The basal coquina of the Maardu Member consists almost exclusively of the valves of *Ungula ingrca* (Eichwald). This species was first described by E. Eichwald (1829, S. 274) and later mixed up with *Obolus apollinis* (Eichw.) by A. Mickwitz (1896). The comprehensive explanation of this mix-up is given elsewhere (see Хейнсалу и др., 1987, 161—163).

It is noticeable that the coquina does not contain the valves of *Schmidtites celatus* (Vern.), usually present in «*Obolus conglomerate*». Such a monospecific accumulation of thick *Ungula* valves may indicate facial distribution of brachiopods and/or hydrodynamic conditions of the basin. In the upper part of the Maardu Member, the specimens of *Ungula ingrca* are sparsely distributed. L. Holmer (pers. comm.) has provided the latex casts of the brachiopods from 12 Swedish localities, identified as *Ungula ingrca*. In Sweden, *Ungula ingrca* occurs in the basal conglomerates of the lowermost Ordovician.

The sandstones of the Suurjõgi Member contain rounded brachiopod shell fragments and debris of phosphatic inarticulates, mostly unidentifiable in species level. The rock structure and the roundness of the brachiopod shell fragments indicate significant redeposition of the bioclastic material in hydrodynamically active environment. Therefore, some rare identifications of poorly preserved *Ungula ingrca* and *Schmidtites celatus* are of a low stratigraphic value.

Thus, the presence of disconformity within the studied boundary interval, makes the definition of the Cambrian-Ordovician boundary impossible. However, the Mäekalda section is an important sequence for the co-occurrence of acritarchs, conodonts and inarticulate brachiopods, adding valuable information to the correlation of terrigenous sections.

REFERENCES

- Eichwald, E. *Zoologia specialis. Pars prior.* Vilnae, 1829.
- ✓ Kaljo, D., Borovko, N., Heinsalu, H., Khazanovich, K., Mens, K., Popov, L., Sergejeva, S., Sobolevskaya, R., Viira, V. The Cambrian-Ordovician boundary in the Baltic-Ladoga clint area (North Estonia and Leningrad Region, USSR) // *Proc. Acad. Sci. ESSR. Geol.*, 1986, 35, N 3, 97—108.
- ✓ Kaljo, D., Heinsalu, H., Mens, K., Puura, I., Viira, V. Cambrian-Ordovician boundary beds at Tõnismägi, Tallinn, North Estonia // *Geol. Mag.*, 1988, 125, N 4, 457—463.
- Martin, F. Some aspects of Late Cambrian and Early Ordovician acritarchs // M. G. Bassett, W. T. Dean (eds). *The Cambrian-Ordovician Boundary: Sections, Fossil Distributions and Correlations.* Nat. Mus. Wales, Geol. Ser., 1982, N 3, 29—40.
- Martin, F., Dean, W. T. Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician acritarchs from Random Island, eastern Newfoundland // *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1981, N 343.

- Martinsson, A. Cambrian palaeontology of Fennoscandian basement fissures // *Lethaia*, 1968, 1, N 2, 137—155.
- Metzger, A. A. Th. Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silures im Ålandsgebiet // *Bull. Comm. Géol. Finl.*, 1922, 56.
- Mickwitz, A. Über die Brachiopodengattung *Obolus* Eichwald // *Mém. Acad. Sci. St. Pétersbourg*, 1896, Sér. 8, 4, N 2.
- Miller, J. F. Taxonomic revisions of some Upper Cambrian and Lower Ordovician conodonts with comments on their evolution // *Univ. Kansas Paleontol. Contrib.*, 1980, 99.
- Moberg, J. Chr., Segerberg, C. O. Bidrag till känedomen om Ceratopygeregionen med särskild hänsyn till dess utveckling i Fogelsångstrakten. Lund, 1906. Meddelande från Lunds Geologiska Fältklubb, Ser. B, N 2.
- Opik, A. Der Estländische Obolenphosphorit. Tallinn, 1929.
- Razul, S. M. Acritarch Zonation of the Tremadoc Series of the Schneton Shales, Wrekin, Shropshire, England // *Palynology*, 1979, 3, 53—72.
- Tanner, V. Über eine Gangformation von fossilienführenden Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln // *Bull. Comm. Géol. Finl.*, 1911, 25.
- Vanguetaine, M. New acritarchs from the Upper Cambrian of Belgium // *Microfossils of the Oldest Deposits. Proc. 3rd Int. Palynol. Conf. Moscow*, 1973, 28—30.
- Westergård, A. H. Sveriges Olenidskiffer // *Sveriges Geologiska Undersökning*, 1922, Ser. Ga, N 18.
- Viira, V., Sergejeva, S., Popov, L. Earliest representatives of the genus *Cordylodus* (Conodonts) from Cambro-Ordovician boundary beds of North Estonia and Leningrad Region // *Proc. Acad. Sci. ESSR. Geol.*, 1987, 36, N 4, 145—153.
- Волкова Н. А. О возрасте юлгазеской пачки на границе кембрия и ордовика в Эстонии // *Сов. геол.*, 1982, № 9, 85—88.
- Волкова Н., Менс К. Распределение акритарх в пограничных слоях кембрия и ордовика разреза Сухкрумяги (Северная Эстония) // *Изв. АН ЭССР. Геол.*, 1988, 36, № 3, 97—102.
- Менс К. Минералогическая характеристика юлгазеских отложений окрестности Маарду // *Изв. АН ЭССР. Геол.*, 1984, 33, № 3/4, 96—103.
- Попов Л. Е., Хазанович К. К. Лингулаты (беззамковые брахиоподы с фосфатнокальциевой раковинной) // *Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритносной оболочкой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.*, 1989.
- Хейнсалу Х. Литостратиграфическое расчленение тремадокских отложений Северной Эстонии // *Изв. АН ЭССР. Геол.*, 1987, 36, № 2, 66—78.
- Хейнсалу Х., Вийра В., Менс К., Оя Т., Пуура И. Кембрийско-ордовикские пограничные отложения разреза Юлгазе, Северная Эстония // *Изв. АН ЭССР. Геол.*, 1987, 36, № 4, 154—165.

Academy of Sciences of the Estonian SSR,
Institute of Geology

Received
March 27, 1989

Tartu State University

Kaisa MENS, Viive VIIRA, I. PAALITS, I. PUURA

KAMBRIUMI JA ORDOVIITSIUMI PIIRIKIHID MÄEKALDA LÄBILÖIKES (TALLINN)

Kiirtramitee rajamisel tekkinud Mäekalda läbilõike alumises, terrigeenses osas paljanduvad liivakihid, aleuroliidid ja savid kuuluvad Tiskre, Ulgase ning Kallavere kihistusse. On esitatud nende settekehade mineraloogilise ja paleontoloogilise (akritarhide, konodontide, lukuta brahhiopoodide) uurimise tulemused.

Кайса МЕНС, Вийве ВИИРА, И. ПААЛИТС, И. ПУУРА

КЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИЕ ПОГРАНИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЗРЕЗА МЯЭКАЛДА (ТАЛЛИНН)

Дана минералогическая и палеонтологическая (акритархи, конодонты, беззамковые брахиоподы) характеристика нижней — терригенной части разреза Мяэкалда, начиная с алевролитов тискреской свиты нижнего кембрия и завершая разномерными песчаниками суурйыгской пачки каллавереской свиты нижнего ордовика.

УДК 564.8 : 551.733 (474)

A. RÕOMUSOKS

ÜBER DIE DIVERGENZ DER LEPTAENIDAE (BRACHIOPODA) IN DER VIRU- UND HARJU-ZEIT IN BALTOSKANDIA

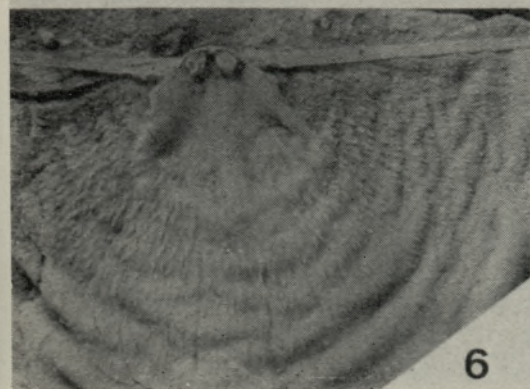
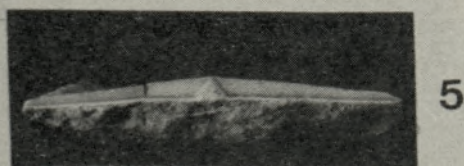
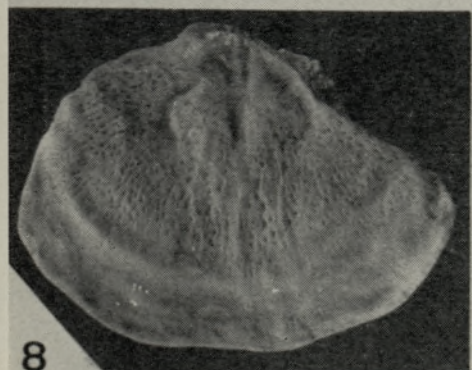
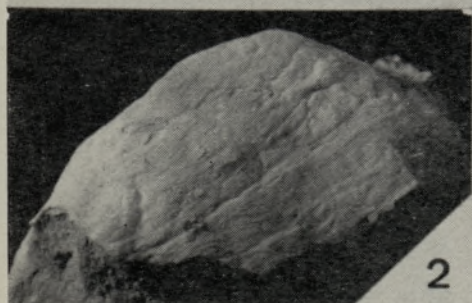
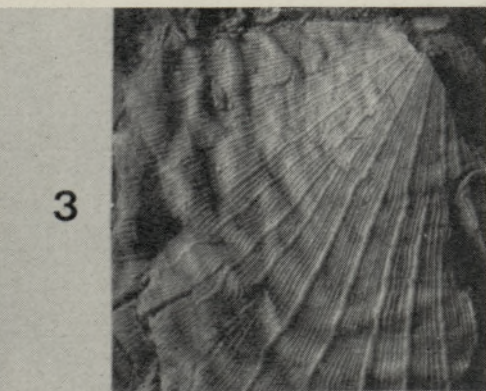
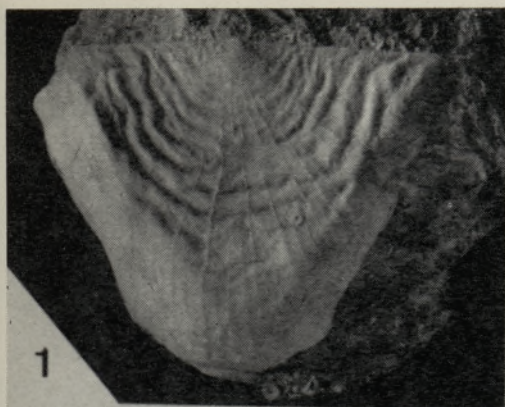
In den letzten Faunenlisten des estnischen Ordoviziums, die in unseren Arbeiten (Ры́мусокс, 1963; 1970) abgedruckt sind, figurieren von den *Leptaenidae* nur drei Gattungen — *Leptaena* Dalman 1828, *Kiaeromena* Spjeldnaes 1957 und *Bekkeromena* Rõõmusoks 1963. Inzwischen haben wir festgestellt, daß in der Viru- und Harju-Serie Estlands eigentlich mehrere neue Gattungen vorkommen. Deshalb wollen wir annehmen, daß das paleobaltische Bassin die eine Urheimat der Leptaeniden sein könnte. Überhaupt aber spricht das für eine bedeutende Radiation oder Divergenz der Leptaeniden während der Viru-Zeit in der ganzen baltoskandischen Provinz. Eine andere Frage ist aber, welche Rolle hier die Immigrationen spielten. Die Vertreter dieser neuen Gattungen wurden früher nur zur Gattung *Leptaena* gezählt. Neben den wenigen schon bekannten Arten (s. Bekker, 1921; Öpik, 1930; Ораспыльд, 1956) gibt es in diesen Gattungen auch viele neue Arten, die alle in unserer bald erscheinenden Monographie näher beschrieben werden. Bemerkenswert ist noch, daß die wahre *Leptaena* in den estnischen ordovizischen Schichten eigentlich nicht vorkommt, da von der *Leptaena rugosa* Dalman, dem Generotyp, ausgehend (s. Spjeldnaes, 1957; Bergström, 1968) unsere *Leptaena*-artigen Formen in die neue Gattung *Similoleptaena* (s. unten) gehören. Für einen Vergleich mit den letzteren sind hier die Fotos von *L. rugosa* aus den Dalmanitina-Schichten Västergötlands beigefügt (Taf. IV, Fig. 1—3). Entsprechende Exemplare hatte Prof. V. Jaanusson (Stockholm) dem Verfasser liebenswürdigerweise zugesandt.

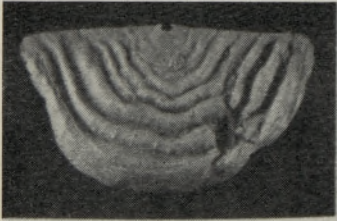
TAFEL I

- Fig. 1—6. *Estonomena estonensis* (Bekker) aus der Kukruse-Stufe, Viivikonna-Formation, Kiviõli-Formationsglied. 1, 2 — Ventralklappe (Br 1315), Küttejõu; $\times 1$. 3 — ein Fragment der Ventralklappe (Br 1316), Küttejõu; $\times 3$. 4 — Ventralklappe (Br 218; Öpik, 1930, Taf. XIII, Fig. 152), Käva; $\times 2$. 5 — Area (Br 216; Öpik, 1930, Taf. XIII, Fig. 150), Kohtla; $\times 1$. 6 — Brachialklappe (Br 219; Öpik, 1930, Taf. XIII, Fig. 153), Vanamõisa; $\times 2$.
- Fig. 7. *Estonomena linda* sp. n. (Holotyp, Br 1317) aus der Uhaku-Stufe, Kõrgekallas-Formation, Tallinn, Lasnamägi; $\times 2$.
- Fig. 8. *Astamena flexuosa* sp. n. (Abdruck, Br 1343) aus der Jõhvi-Stufe, Spitham; $\times 2,2$.

TAFEL II

- Fig. 1—3. *Septomena juvenilis* (Öpik) aus der Kukruse-Stufe, Viivikonna-Formation. 1 — Ventralklappe (Holotyp, Br 207; Öpik, 1930, Taf. XI, Fig. 140), Käva. 2 — Brachialklappe (Br 1319), Küttejõu. 3 — Ventralklappe (Br 212; Öpik, 1930, Taf. XII, Fig. 145), Kohtla. Alle $\times 2$.
- Fig. 4, 5. *Septomena crypta* (Öpik) aus der Kukruse-Stufe, Viivikonna-Formation, Peetri-Formationsglied. 4 — Ventralklappe (Holotyp, Br 221; Öpik, 1930, Taf. XVI, Fig. 182), Adra; $\times 1,5$. 5 — Brachialklappe (Br 1322), Humala; $\times 1,3$.
- Fig. 6—8. *Astamena inaequalis* sp. n. 6 — Ventralklappe (Holotyp, Br 1346), Jõhvi-Stufe, Anija; $\times 2$. 7, 8 — Idavere-Stufe, Vasavere-Formation. 7 — Brachialklappe (Br 1344), Aluvere; $\times 3,6$. 8 — Ventralklappe (Br 1345), Sõjamägi; $\times 2$.
- Fig. 9. *Astamena flexuosa* sp. n. Ventralklappe (Holotyp, Br 1330), Jõhvi-Stufe, Oandu-Fluß, Aru; $\times 1$.

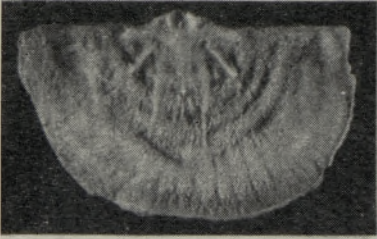




1



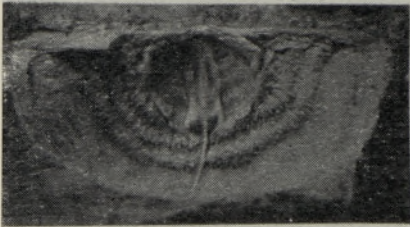
4



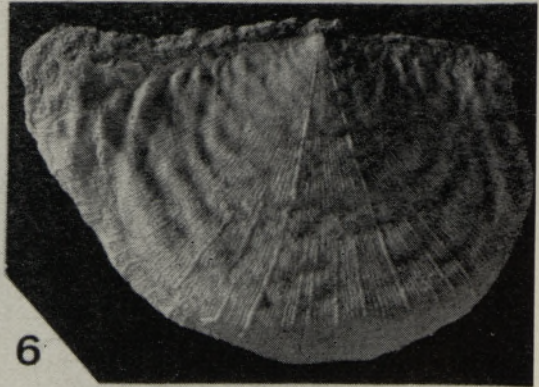
2



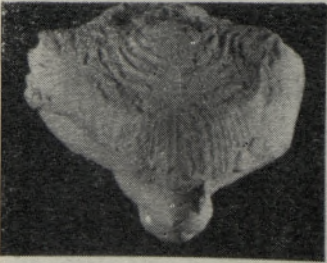
5



3



6



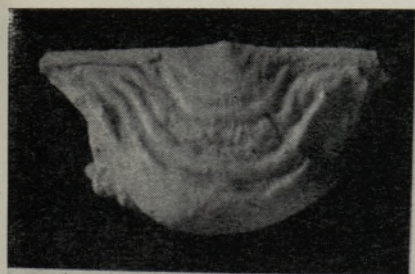
9



8



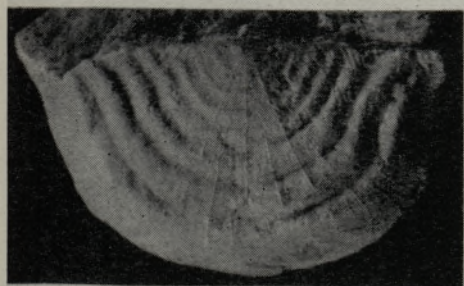
7



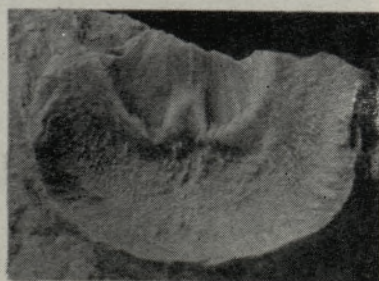
1



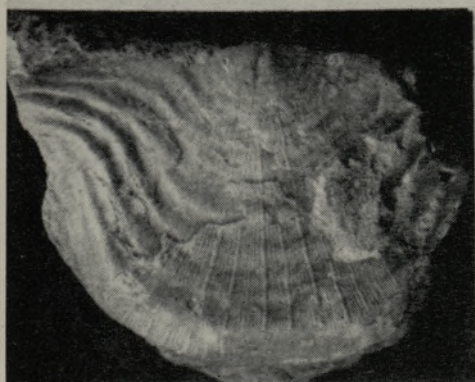
3



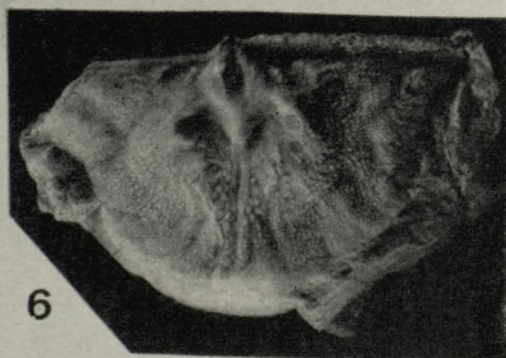
2



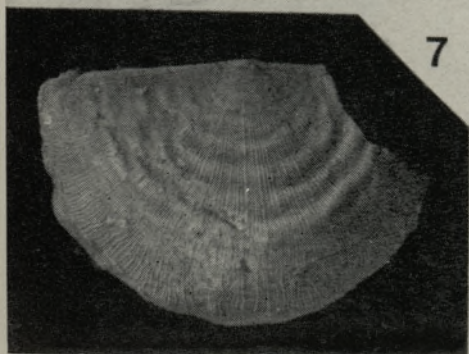
4



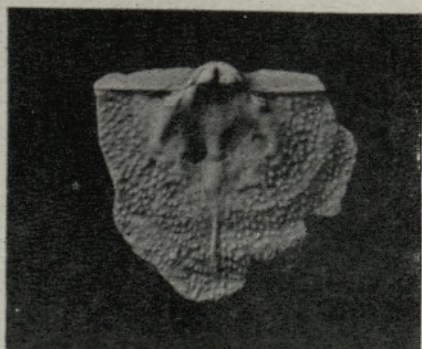
5



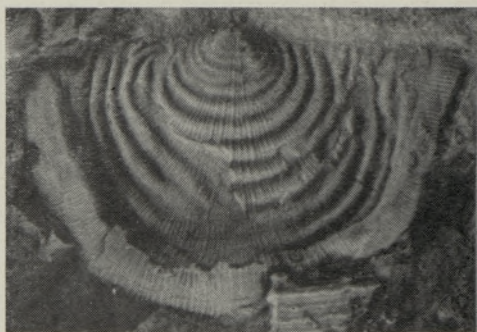
6



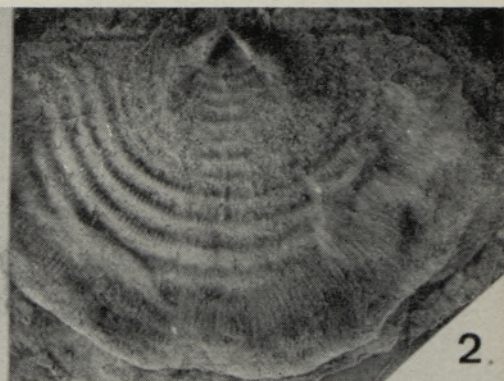
7



8



1



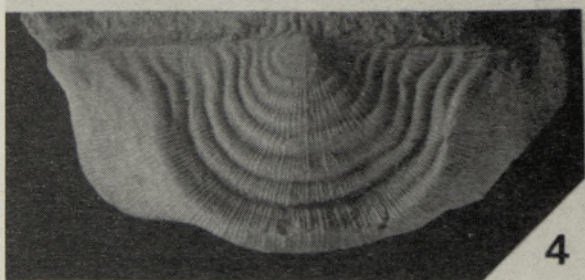
2



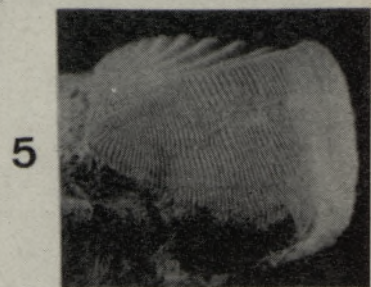
3



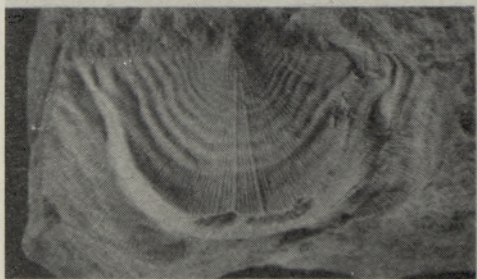
6



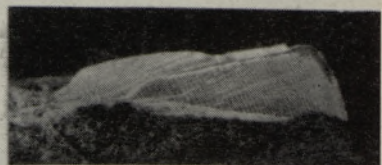
4



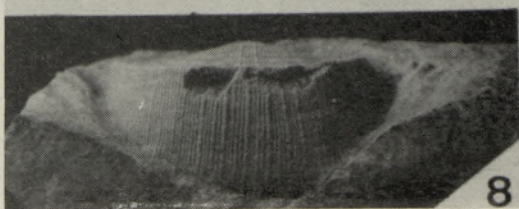
5



7



9



8



10

Das norwegische ordovizische Material der Leptaeniden hat der Autor leider nicht gesehen. Glücklicherweise besitzen wir die bekannten Monographien von O. Holtedahl (1916) und N. Spjeldnaes (1957). Einen großen Teil des schwedischen, leider fast vollkommen unpublizierten Materials, konnte der Verfasser aber im Jahre 1966 in wenigen Tagen in Stockholms Riksmuseet unter der Leitung von V. Jaanusson durchsehen. Das Kennenlernen des deutschen Geschiebematerials im Naturkunde-Museum in Berlin im Jahre 1975 verdanken wir Dr. H. Jaeger.

Wir haben die Leptaeniden des baltoskandischen Ordoviziums in zwei Gruppen eingeteilt — die erste mit mehr oder weniger scharf genikulater Ventralklappe (*Estonomena* gen. n., *Astamena* gen. n., *Kurnamena* gen. n., *Similoleptaena* gen. n., *Schmidtomena* gen. n.,) und die zweite — mit konvexer Ventralklappe (*Septomena* gen. n., *Kiaeromena* Spjeldnaes, *Oandumena* gen. n., *Bekkeromena* Rõõmusoks). Diese zwei Gruppen stellen für uns phylogenetisch selbständige Entwicklungsreihen dar.

Die Leptaeniden der **ersten Gruppe** sind in Nordestland erstmalig in der Uhaku-Zeit (Früh-Llandeilo) erschienen und zwar mit *Estonomena linda* sp. n. (Taf. I, Fig. 7). Vielleicht hatten sie ihren Anfang in sehr ähnlichen Formen, die wahrscheinlich doch zu *Plectambonitacea* gehören und in der Aseri- und Lasnamägi-Stufe (Ober-Llanvirn) gefunden worden sind. Leider kennen wir ihren inneren Bau nicht.

Die Gattung *Estonomena* gen. n. hat den Generotyp *Leptaena estonensis* Bekker (Taf. I, Fig. 1—6), der bei A. Öpik (1930, S. 176) als *L. trigonalis* Schmidt (eigentlich *nomen nudum*) angeführt ist. In diese Gattung gehören einige Formen mit mittleren bis großen dreieckigen Schalen, die ein deutliches Knie haben. Die ventrale Scheibe ist flach. Die radiale Skulptur ist scharf ungleichartig parvikostellat. Pseudodeltidium breit und hoch, Chilidium mit breiter Einkerbung. Die stark entwickelten Runzeln sind irregulär, seitlich etwas stärker als im Mittelsektor der Scheibe. Die Runzelung ist auch auf inneren Seiten der Klappen gut entwickelt. Das große ovale ventrale Muskelfeld ist hoch umrandet. Die hintere Plattform der Dorsalklappe ist breit, aber niedrig. Die Zweige des Schloßfortsatzes sind klein, kurz und etwas nach vorne geneigt. Keine Septen. Die Innenseite der Scheiben ist dicht mit konzentrisch angeordneten, groben, spitzen, nach vorne geneigten großen Pseudopunkten besät. Vorkommen: Llandëilo, Uhaku- und Kukruse-Stufe, Nordestland.

TAFEL III

- Fig. 1—4. *Kurnamena taxilla* (Oraspöld). 1 — Ventralklappe (Holotyp, Br 3102), Jõhvi-Stufe, Alliku; $\times 1,8$. 2 — Ventralklappe (Br 1328), Idavere-Stufe, Tatruse-Formationsglied, Idavere; $\times 2$. 3 — Dorsalklappe (Br 3057), Jõhvi-Stufe, Alliku; $\times 3$. 4 — Ventralklappe (Br 1329), Jõhvi-Stufe, Alliku; $\times 2$.
 Fig. 5, 6. *Kurnamena laterorugata* sp. n. aus der Keila-Stufe. 5 — Ventralklappe (Holotyp, Br 1331), Sõmeru; $\times 2$. 6 — Dorsalklappe (Br 1333), Pääsküla; $\times 2$.
 Fig. 7, 8. *Oandumena fluviatilis* (Oraspöld) aus der Oandu-Stufe, Hirmuse-Formation. 7 — Ventralklappe (Br 1347), Rakvere; $\times 2$. 8 — Dorsalklappe (Br 1348), Rakvere; $\times 4$.

TAFEL IV

- Fig. 1—3. *Leptaena rugosa* Dalman, Ashgill, aus dem Dalmanitinalager, Västergötland, Älleberg, Schweden (Lätex-Abgüssen, Naturh. Riksmus. Paleozool. Sekt. Stockholm). 1 — Ventralklappe (Br 10422). 2 — Brachialklappe (Br 10425). 3 — Ventralklappe (Br 10438). Alle $\times 2$.
 Fig. 4—6. *Similoleptaena paucirugata* sp. n., Ashgill, Vormsi-Stufe. 4, 5 — Ventralklappe (Holotyp, Br 1349), Kõrgessaare. 6 — Brachialklappe (Br 1350), Pääpa. Alle $\times 2$.
 Fig. 7—10. *Schmidtomena acuteplicata* (Schmidt), Ashgill, Porkuni-Stufe. 7—9 — Ventralklappe (Lektotyp, Br 1334), Porkuni; $\times 2$. 10 — Ventralklappe (Br 1335), Soonurme; $\times 1,7$.

Von der Idavere-Zeit (Früh-Caradoc) an folgte der direkte Abkömmling der *Estonomena* — unsere zweite neue Gattung *Astamena* gen. n. (nach Dozentin für Geologie Asta Oraspöld genannt). Der Generotyp ist *A. inaequalis* sp. n. (Taf. II, Fig. 6—8). Die wichtigsten Gattungsmerkmale: Der Umriß der mittleren bis großen Schale ist halb-oval, nicht dreieckig. Die Scheibe ist im allgemeinen flach. Die lange Schleppe hat in der Mitte eine breite, mehr oder weniger entwickelte Falte (*A. flexuosa* sp. n., Taf. II, Fig. 9). Die Skulptur ist ungleichartig parvikostellat, insbesondere in der Mitte der Scheiben. Die Runzeln sind irregulär, sehr variabel entwickelt, aber gewöhnlich nicht stark und im Inneren nicht gut ausgebildet. Pseudodeltidium sehr klein oder fehlt sogar. Chilidium groß, mit Einkerbung. Das ovale große ventrale Muskelfeld von den Seiten schwach umrandet. Die hintere Plattform der Dorsalklappe schmal, hat die Form eines Ankers. Die Zweige des Schloßfortsatzes länglich und parallel. Keine Septen. Vorkommen: Unter-Caradoc, Idavere- und Jöhvi-Stufe. Während der Keila- und Oandu-Zeit migrierte *Astamena* vielleicht nach Norwegen (*A. (?) indigena* Spjeldnaes aus den Coelosphaeridium-Schichten des Oslo-Gebiets).

Von der *Estonomena* nahm wahrscheinlich unsere dritte neue Gattung *Kurnamena* gen. n. den Anfang (nach dem Vorkommen in der ehemaligen Kurna-Unterserie genannt). Ihr Generotyp ist *Leptaena taxilla* Oraspöld (Taf. III, Fig. 1—4). Als Ergänzung bringen wir noch die Fotos einer neuen Art — *K. laterorugata* sp. n. (Taf. III, Fig. 5, 6). Für diese Gattung sind folgende Merkmale kennzeichnend. Der Umriß der mittelgroßen Schale ist rundlich dreieckig. Die Scheibe hat lange, sehr spitze Ecken. Die Schleppe ist länger als die Scheibe und hat gewöhnlich eine breite, niedrige, etwas irreguläre Falte in der Mitte. Die radiale Skulptur ungleichartig parvikostellat. Wenige gut entwickelte, grobe Runzeln, insbesondere an den Seiten der Scheiben. Pseudodeltidium klein, Chilidium hoch und mit Einkerbung. Das sehr lange ventrale Muskelfeld ist hoch umrandet und hat einen vorderen Einschnitt. Die hintere Plattform der Dorsalklappe hat die Form eines Ankers. Die Lochplatten tragen kleine Dentikeln. Keine dorsalen Septen. Die rundlichen Pseudopunkte sind sehr fein. Die Zweige des Schloßfortsatzes wie bei *Astamena*. Vorkommen: Unter-Caradoc, Idavere-, Jöhvi- und Keila-Stufe. Während der Idavere- oder Jöhvi-Zeit konnte die *Kurnamena* nach Skandinavien («*L. rhomboidalis*» sensu O. Høltedahl, 1916, Taf. XII, Fig. 6 aus den 4ba-Schichten des Oslo-Gebiets) und später auch nach Wales (*Leptaena ventricosa* Williams aus Longvillian) migrieren.

In der Oandu-Zeit erschien im paleobaltischen Bassin eine neue Leptaenidengruppe. Die Arten dieser Gruppe, die überwiegend in der Harju-Serie vorkommen, sind bis jetzt noch nicht beschrieben worden. Die älteste bekannte baltoskandische Form dieser Gruppe kann *Leptaena ennessbe* Spjeldnaes aus den oberen 4ba-Schichten des Oslo-Gebiets (die Analogien der Jöhvi-Stufe Estlands) sein. Leider kennen wir den dorsalen inneren Bau dieser Art nicht. Wir nehmen an, daß die Arten der erwähnten Gruppe zu unserer vierten neuen Gattung *Similoleptaena* gen. n. gehören. Als Generotyp wird *Similoleptaena paucirugata* sp. n. aus der Vormsi-Stufe Nordestlands vorgeschlagen (Taf. IV, Fig. 4—6). Die wichtigsten Kennzeichen dieser neuen Gattung: Die kleinen bis mittelgroßen breitgestreckten Schalen mit langer Schleppe. Keine scharfe Kante am Knie. Die Skulptur ist multikostellat. Die Runzeln sind mehr oder weniger regulär, im Inneren der Klappen nicht gut ausgebildet. Pseudodeltidium sehr klein, Chilidium hoch mit Einkerbung. Rundliches oder längliches ventrales Muskelfeld seitlich schwach umrandet. Die hintere Plattform der Dorsalklappe hat die Form eines Ankers, ist breit, relativ niedrig und hat ein sehr dünnes Brevisseptum. Die Zweige des Schloßfortsatzes länglich,

hoch und parallel. Die dorsalen Muskelnarben sehr klein und länglich. Keine dorsalen Septen und kein marginales Diaphragma. Die spärlichen rundlichen Pseudopunkte sind sehr fein. Vorkommen: Ober-Caradoc, Oandu-, Rakvere- und Nabala-Stufe; Ashgill, Vormsi- und Pirgu-Stufe. Die ähnliche Gattung *Leptaena* unterscheidet sich von der *Similoleptaena* durch Fehlen der hinteren Plattform der Dorsalklappe, durch einen anderen Bau des Schloßfortsatzes und durch eine scharfe Kante am Knie der ventralen Klappe. Besonders weit von der *Similoleptaena* stehen aber die vielen silurischen Arten der *Leptaena* (vgl. Cocks, 1968; Bassett, 1973). *L. valentia mullochensis* Cocks aus dem Unter-Llandovery von Girvan (Cocks, 1968) scheint aber unserer neuen Gattung nahe zu stehen. Vielleicht gehört *L. salopiensis* Williams aus der Acton-Stufe vom Bala-Gebiet (Williams, 1963) auch zu *Similoleptaena*. Wo und wann *Similoleptaena* entstanden ist und welche Formen ihre Vorgänger waren, wissen wir noch nicht genau.

Im Spät-Ashgill, in der Porkuni-Zeit, erschien in Nordestland unsere fünfte neue Gattung *Schmidtomena* gen. n., Generotyp *Leptagonia acuteplicata* Schmidt (Taf. IV, Fig. 7—10). Ihr Hauptmerkmal ist ein breiter Limbus rings um die Schale. Deshalb hat dieser eigentümliche Leptaenid eigentlich eine zweifache Genikulation. Der allgemeine Habitus der Scheibe ist aber den *Similoleptaena* sehr ähnlich. So stammt die *Schmidtomena* wahrscheinlich von der *Similoleptaena* ab. Leider kennen wir ihren dorsalen inneren Bau nicht. Eine jüngere neue *Schmidtomena*-Art kommt noch im basalen Llandovery Nordestlands vor.

Der älteste Vertreter der zweiten, nichtgenikulaten Gruppe der *Leptaenidae* im Ordovizium Nordestlands ist unsere sechste neue Gattung *Septomena* gen. n. mit Generotyp *Leptaena juvenilis* Öpik (Taf. II, Fig. 1—3). Diese Gattung erscheint in der Lasnamägi-Stufe (Ober-Llanvirn) und läßt sich bis in die Keila-Stufe verfolgen. Hierher gehören einige bekannte Arten von A. Öpik (1930) und A. Oraspöld (Orаспыльд, 1956). Die wesentlichen Kennzeichen der Gattung: Die Schalen sind klein bis mittelgroß, mit halbovalem Umriß. Die ventrale Klappe ist mäßig und gleichförmig konvex, ohne ein scharfes Knie. Die Schleppe ist im Längsschnitt mehr oder weniger konvex und länger als die Scheibe. Die radiale Skulptur ist ungleichartig parvikostellat. An der Scheibe zählt man 5—8 grobe, mehr oder weniger schlängelnde Runzeln. Pseudodeltidium breit und hoch, Chilidium breit und mit schmaler Einkerbung. Fast rundliches ventrales Muskelfeld relativ groß, hoch umrandet. Die hintere Plattform der Dorsalklappe niedrig und kurz. Die Zweige des Schloßfortsatzes dick und niedrig. Die Muskelnarben sind kurz. Hintere und vordere dorsale Septen mehr oder weniger entwickelt (davon auch der Name der Gattung). Sehr feine rundliche Pseudopunkte sind dicht angeordnet. Vorkommen: Llanvirn, Lasnamägi-Stufe; Llandeilo, Uhaku- und Kukruse-Stufe; Unter-Caradoc, Idavere-, Jöhvi- und Keila-Stufe. Die Vorgänger der Gattung *Septomena* sind noch nicht bekannt. Von der Gattung *Septomena*, insbesondere von *S. crypta* (Öpik) (Taf. II, Fig. 4, 5) aus dem oberen Teil der Kukruse-Stufe Nordwestestlands, mag auch die Gattung *Bekkeromena* Rõõmusoks (Рыымусокс, 1963) ihren Anfang genommen haben, aber sie kann auch ein Immigrant sein. In dieser Gattung gibt es nach unseren neuesten Angaben wenigstens vier neue Arten aus der Oandu- bis Pirgu-Stufe. Die *Bekkeromena* kommt auch im Oslo-Gebiet — in den 5a-Schichten (Holtedahl, 1916) und im Boda-Kalkstein Schwedens vor.

In den Ablagerungen der Viru-Serie Nordestlands kommen zwei Arten der Gattung *Kiaeromena* Spjeldnaes vor. Es sind *K. alliku* Oraspöld und *K. sp. n.*, entsprechend aus der Idavere- bis Jöhvi-Stufe und Keila-Stufe. *Kiaeromena* scheint mit *Septomena* eng verbunden zu sein und könnte von *S. juvenilis* (Öpik) divergieren. Während der Idavere- oder Jöhvi-Zeit

migrierte *Kiaerömena* ins Oslo-Gebiet. Nach N. Spjeldnaes (1957) kommt dort *Kiaerömena kjerulfi* Spjeldnaes in den 4b β -Schichten vor, d. h. in den Analogien der Keila-Stufe Nordöstlands.

Unsere siebente neue Gattung *Oandumena* gen. n. mit Genérotyp *Leptaena fluviatilis* Oraspöld (Taf. III, Fig. 7, 8) ist wahrscheinlich ein Immigrant aus Nordamerika, denn aus den europäischen ordovizischen Ablagerungen kennen wir ähnliche Formen nicht. Die *Oandumena fluviatilis* ist ein sehr eigentümlicher Leptaenid mit kleiner konvexer Schale und sehr feiner parvikostellater Skulptur. Die Runzeln sind schwach entwickelt. Pseudodeltidium klein, Chilidium groß und mit Einkerbung. Ventrales Muskelfeld klein, rundlich und fast ohne Umrandung. Dorsale hintere Plattform hoch, mit dünnem langem Brevisseptum. Die feinen, rundlichen Pseudopunkte sind dicht angeordnet. Vorkommen: Ober-Caradoc, Oandu-Stufe Nordöstlands.

Zum Schluß muß man betonen, daß die obenangeführte neue Anordnung der *Leptaenidae* des hauptsächlich estnischen Ordoviziums schon vom Altmeister Friedrich Schmidt angedeutet worden ist. Von ihm wurde eine Reihe neuer Formen, obwohl nicht Gattungen, vorgeschlagen. Seine kurze Abhandlung (Schmidt, 1908) hat aber dem Verfasser des vorliegenden Aufsatzes Anregungen und Leitgedanken gegeben und die Absicht entstehen lassen, die *Strophomenacea* des estnischen Ordoviziums näher zu untersuchen.

LITERATUR

- Bassett, M. G. The articulate brachiopods from the Wenlock Series of the Welsh Borderland and South Wales // *Palaeontogr. Soc. Monogr.*, 1973, 3, 79—122.
- Bekker, H. The Kuckers stage of the Ordovician Rocks of NE Estonia // *Acta et Comm. Univ. Dorpatensis. A II. 1. Tartu*, 1921, 1—92.
- Bergström, J. Upper Ordovician Brachiopods from Västergötland, Sweden // *Geol. et Palaeont.*, 1968, 2, 1—35.
- Cocks, L. R. M. Some Strophomenacean brachiopods from the British Lower Silurian // *Brit. Mus. Nat. Hist. Bull. (Geol.)*, 1968, 15, N 6, 285—324.
- Holledahl, O. The Strophomenidae of the Kristiania Region // *Vidensk. Selsk. Skrifter. I Mat.-Naturvidensk. Kl. Kristiania*, 1916.
- Spjeldnaes, N. Brachiopods of the Suborder Strophomenida // *Nor. Geol. Tidsskr.*, 1957, 37.
- Schmidt, Fr. Beitrag zur Kenntnis der ostbaltischen, vorzüglich untersilurischen Brachiopoden der Gattungen *Plectambonites* Pand., *Leptaena* Dalm. und *Strophomena* Blainv. // *Bull. Acad. Imp. Sci. St. Petersburg*, 1908, 717—726.
- Williams, A. The Caradocian brachiopod faunas of the Bala district, Merionethshire // *Brit. Mus. Nat. Hist. Bull. (Geol.)*, 1963, 8, N 7, 329—471.
- Opik, A. Brachiopoda Protremata der estländischen ordovizischen Kukruse-Stufe // *Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A XVII. 1. Tartu*, 1930, 1—238.
- Ораспыльд А. Новые брахиоподы йыхвиского, кейлаского и вазалеммаского горизонтов // *Тр. Ин-та геол. АН ЭССР*. 1956, I, 41—65.
- Рымыусокс А. *Strophomenoidea* ордовика и силура Эстонии II. Новые роды и виды из харьюской серии // *Изв. АН ЭССР. Биол.*, 1963, 12, № 3, 231—241.
- Рымыусокс А. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Таллинн, 1970.

Tartuer Staatliche Universität

Eingegangen
am 4. Jan. 1989

LEPTAENIDAE (BRACHIOPODA) DIVERGENTSIST VIRU JA HARJU
AJASTIKUL BALTOSKANDIAS

Baltoskandia ordoviitsiumibassein oli nähtavasti paljude sugukonna *Leptaenidae* perekondade kujunemise piirkond. Viru ajastiku vältel tekkisid siin lähedased uued perekonnad *Estonomena*, *Astamena*, *Kurnamena*, *Similoleptaena*, *Schmidtomena* ja *Septomena*. Toimus ka mitu migratsiooni. Oandu eal ilmus Põhja-Eestisse uus perekond *Oandumena*.

A. РЫИМУСОК

О ДИВЕРГЕНЦИИ LEPTAENIDAE (BRACHIOPODA)
В ВИРУСКОЙ И ХАРЬЮСКОЙ ЭПОХАХ В БАЛТОСКАНДИИ

Балтоскандийский ордовикский бассейн был, по-видимому, районом происхождения многих родов семейства *Leptaenidae*. В течение вирусской эпохи здесь формировались близкие новые роды *Estonomena*, *Astamena*, *Kurnamena*, *Similoleptaena*, *Schmidtomena* и *Septomena*. Имелись места миграции — в оандуское время появился в Северной Эстонии новый род *Oandumena*.

УДК 550.832(474.2) : 681.3

А. ШОГЕНОВА

ОЦЕНКА НАРУШЕННОСТИ ОРДОВИКСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ НА РАКВЕРЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ФОСФОРИТОВ ПО ДАННЫМ СКВАЖИННОЙ ГЕОФИЗИКИ

Вопрос о влиянии тектонической нарушенности, эндогенных и экзогенных изменений горных пород на результаты геофизических измерений в скважинах на месторождениях фосфоритов Эстонии до настоящего времени практически не рассматривался. Известен целый ряд методов геофизических исследований скважин (ГИС), позволяющих выделять кавернозные и трещиноватые интервалы горных пород в разрезах скважин (Газизов, 1971; Геофизические методы..., 1983; Гершанович, 1975; Дебранд, 1968; Исаев и др., 1984). Эти методы широко применяются в промысловой геофизике, а также при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. В Прибалтийском сланцевом бассейне для решения подобных задач используется метод микроселективного гамма-гамма каротажа (МГГК-С) и метод скользящих контактов (МСК).

На Раквереском месторождении фосфоритов для изучения карбонатной толщи, перекрывающей промпласт фосфоритов и включающей промпласт кукерситов, применяют методы гамма-каротажа (ГК), электрокаротажа методом кажущегося сопротивления (КС) и кавернометрии (КВ).

Используя данные, полученные другими авторами и собственные исследования, автору удалось установить закономерности изменения диаграмм ГИС в зонах нарушений в районе Раквереского месторождения фосфоритов. Известно, что тектоническим нарушениям в карбонатной толще сопутствуют следующие вторичные изменения пород: доломитизация известняков и связанная с ней кавернозность, обогащение пород сульфидными минералами, обусловленные выщелачиванием кавернозность и закарстованность пород, а также заполнение каверн и трещин в горных породах остаточной глиной, обогащение пород гидроокислами железа, местами повышение содержания радиоактивных элементов (Газизов, 1971; Геология и..., 1987). Большая часть разведочных скважин, пробуренных на участке Кабала-Западный Раквереского месторождения фосфоритов, не попадает в зоны тектонических нарушений. По керну скважин наблюдается постоянный разрез, который представлен плотными карбонатными породами. Диаграммы геофизических методов исследований в этих скважинах также повторяют друг друга и принимаются нормальными или фоновыми. Например, геолого-геофизический разрез по скв. Р-2279 и Р-2284 (Шогенова, 1989) условно можно назвать нормальным — породы в основном плотные, почти не затронутые вторичными изменениями. При проведении геофизических исследований скважин, пробуренных в зоне нарушения, каротажные кривые меняют свою форму по сравнению с фоновыми следующим образом:

1. Трещиноватым, кавернозным породам соответствуют более изрезанные диаграммы КС, плотным нормальным породам менее изрезанные (Гершанович, 1975). Как отмечено вышеуказанным автором, а также подтверждается данными, полученными на Раквереском месторождении фосфоритов, степень изрезанности кривых КС зависит от

степени нарушенности пород, наиболее низкие значения КС наблюдаются в осевых частях зон нарушений.

2. Гамма-каротаж, по наблюдениям автора, также реагирует на вторичные процессы, происходящие в зонах нарушений и карста, большей изрезанностью кривых. При этом следует отделять флуктуации, связанные с величиной интегрирующей ячейки при записи ГК, от изрезанности, связанной с нарушенностью пород. Изрезанность может отражать неравномерное ожелезнение и доломитизацию пород, а также трещины и каверны, заполненные глиной или обогащенные радиоактивными элементами.

Ожелезненным сильнодоломитизированным породам, трещинам, заполненным остаточной глиной или имеющим следы сульфидной минерализации, соответствуют дополнительные аномалии радиоактивности на диаграммах ГК. Интенсивность аномалий, связанных с вторичными изменениями горных пород, зависит от степени изменений пород, а также от степени обогащения их радиоактивными элементами. Аномалии ГК, отражающие нарушенность пород, могут быть сравнимы по амплитуде с аномалиями, создаваемыми такими геолого-геофизическими реперами, как например, метаботониты O_2kl или O_2id .

3. В закарстованных скважинах становится трудно или вообще невозможно провести стратиграфическое и литологическое расчленение разреза по указанной выше причине. Если скважина пробурена через карстовую полость, размеры которой превышают радиус чувствительности геофизических исследований, на кривых, вероятно, не наблюдаются аномалии, имеющие место в нормальном разрезе.

4. Кавернометрия скважин позволяет выделить трещиноватые и кавернозные породы по изменению диаметра скважины (Шогенова, 1989). Однако при этом следует иметь в виду, что и в нормальном геолого-геофизическом разрезе мергелям, слоям метаботонитов и глауконитовым песчаникам соответствуют довольно значительные увеличения диаметра скважины (например, мергелям O_2hr). Поэтому необходимо учитывать это обстоятельство при оценке нарушенности пород, выраженной трещиноватостью и кавернозностью.

С учетом вышеуказанных закономерностей, для характеристики нарушенности горного массива были использованы все три метода ГИС, произведенные на Раквереском месторождении: ГК, КС, КВ. Однако в связи с отсутствием технических возможностей полной обработки геофизических кривых на ЭВМ, для оценки нарушенности горных пород была введена упрощенная трехбалльная система оценок (0, 1, 2). Кривые метода КС при этом сравниваются только по форме и изрезанности, так как большое влияние на абсолютные значения КС оказывает диаметр скважины и другие факторы. Приведенная схема оценок кривых ГИС дает возможность оперативно оценить нарушенность пород без отбора керна при учете нормального геолого-геофизического разреза (таблица). При изучении гидрогеологических скважин принятую схему оценок можно дополнить оценками по данным расходометрических исследований, которые позволяют разделить выделенные зоны трещиноватости на «сухие» и обводненные.

Предложенная схема оценки нарушенности пород по данным ГИС была опробована по профилю из 6 скважин, пробуренных через аномалию низкого сопротивления (см. Шогенова, 1989 рис. 1, 2). Каротажные кривые оценивались по основным литологическим уровням. Полученные оценки отнесены к середине соответствующих свит и горизонтов. По каждому методу каротажа и сумме методов при помощи персонального компьютера построены разрезы в изолиниях степени нарушенности карбонатной толщи (рис. 1, $a-g$) и их объемные изображения (рис. 2, $a-g$). Изображения нарушенности разреза в графическом виде позволяют

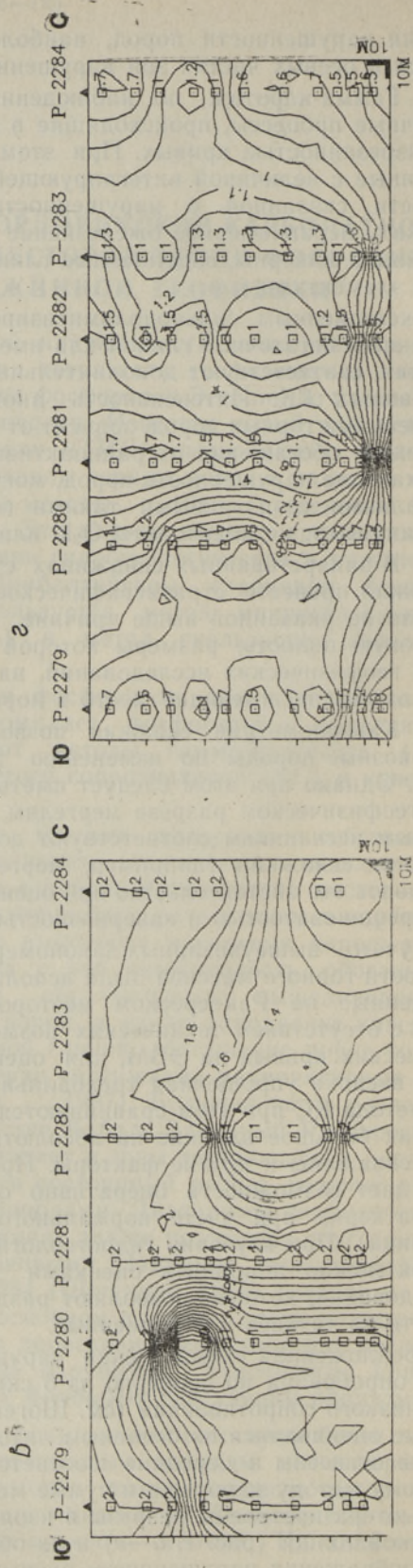
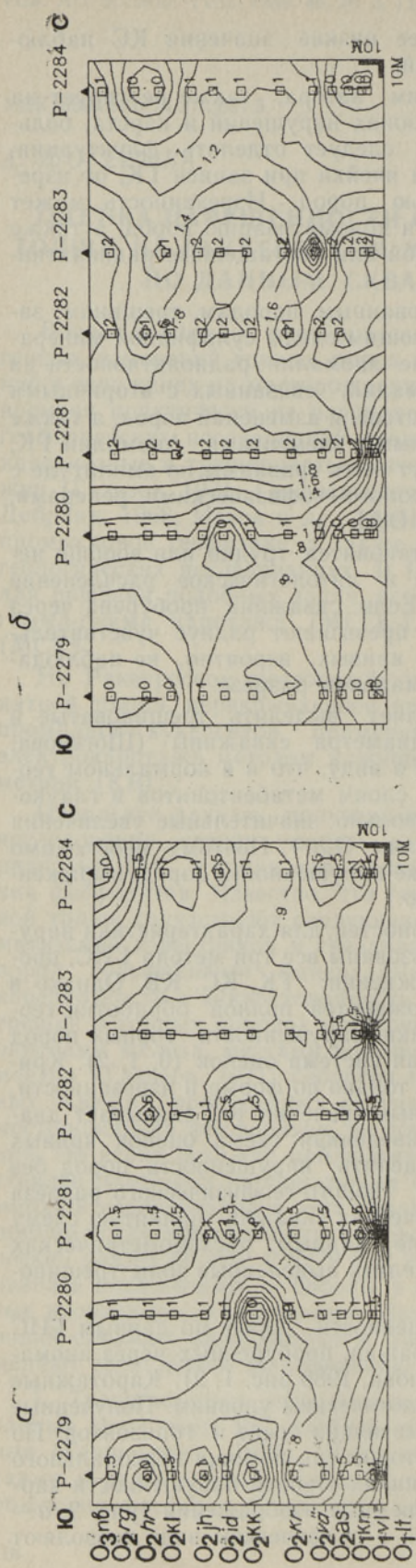


Рис. 1. Характеристика нарушения толщи в трехбалльной системе (см. таблицу). *a* — по кривым ГК (усредненная сумма первой и второй оценок); *б* — по кривым КС (А2МО, 5N) (третья оценка); *в* — по кривым КВ (четвертая оценка); *г* — по комплексу методов (усредненная сумма 1—4 оценок).

**Схема оценок диаграмм ГИС для характеристики
нарушенности горных пород**

Номер оценки	Степень изменения кривой	Баллы
Гамма-каротаж (ГК)		
1	Фоновая кривая	0
	Незначительное повышение радиоактивности	1
	Сильное повышение радиоактивности (до уровня реперных аномалий)	2
*		
2	Фоновая кривая — изрезанность кривой создают флуктуации, связанные с величиной интегрирующей ячейки	0
	Дополнительная незначительная изрезанность кривой ГК	1
	Дополнительная сильная изрезанность кривой ГК	2
Электрокаротаж методом КС (А2МО, 5N)		
3	Фоновая кривая	0
	Незначительные отклонения формы кривой от фоновой или незначительная дополнительная изрезанность	1
	Сильная изрезанность (пилообразная форма кривой) или значительные изменения формы кривой	2
Кавернометрия (КВ)		
4	Диаметр скважины равен диаметру бурения	0
	Отклонения от диаметра бурения до 5 мм	1
	Отклонения от диаметра бурения более 5 мм	2

оценить информативность отдельных методов ГИС для анализа нарушенности пород каждого уровня, а также эффективность представленной методики.

Например, нарушенность пород O_2rg и O_3pb хорошо отражается на кривых КВ, вызывает дополнительную изрезанность на кривых КС, но почти не отражена на диаграммах ГК. Это может быть связано с тем, что нарушенность верхних горизонтов, вызванная гипергенными факторами, имеет широкое распространение не только в зонах нарушений, но и в нормальном поле, где на раздробленность и трещиноватость пород накладываются другие вторичные процессы (доломитизация, ожелезнение, повышение глинистости), повышающие радиоактивность пород. В скв. Р-2281, пробуренной в центре аномалии низкого сопротивления (см. Шогенова, 1989 рис. 1, 2), нарушенность этой части разреза отражается и на кривых ГК. Дополнительные аномалии ГК, оцененные в 2 балла, наблюдаются в осевой части зоны нарушения (скв. Р-2281) и соответствуют ожелезненным известнякам O_2kr и трещиноватым кавернозным доломитам $O_2v\ddot{a}$. Там же, на уровне O_1kp , наиболее сильная изрезанность кривой вызвана вторичными ожелезненными доломитами. Кажущиеся сопротивления пород в скв. Р-2281 наиболее низкие, кривая КС изрезана, корреляция пластов затруднена. На кривой (А2МО, 5N) наблюдаются дополнительные минимумы и максимумы, связанные с трещиноватостью и кавернозностью пород. Довольно сильно изрезаны кривые КС в скв. Р-2282 и Р-2283, частично в скв. Р-2280. Незначительная дополнительная изрезанность кривых КС в скв. Р-2279 и Р-2284 соответствует небольшим интервалам (не более 0,5 м) трещиноватых пород, отражающихся и на кривых КВ.

Сумму баллов по каждому горизонту (свите) можно использовать для сравнения нарушенности горизонтов между собой. Так, в данном

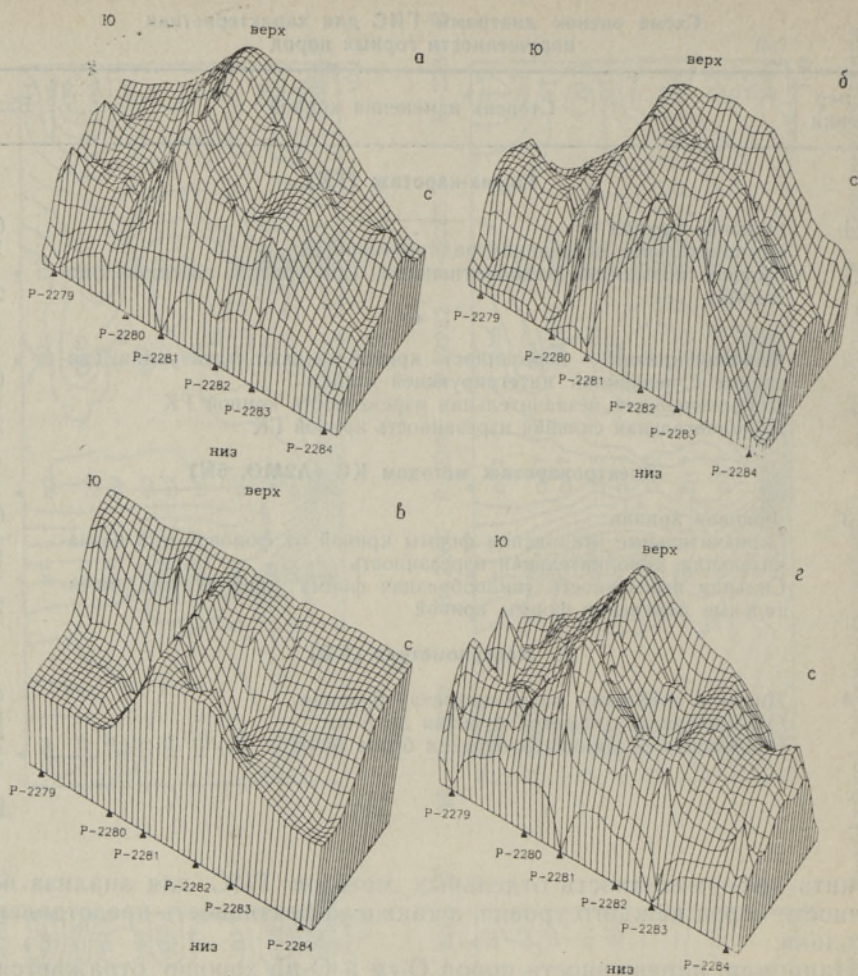


Рис. 2. Характеристика нарушенности разреза карбонатной толщи в объемном виде. а — по кривым ГК; б — по кривым КС; в — по кривым KB; г — по комплексу методов.

разрезе (скв. P-2279—P-2284) наиболее нарушены породы $O_3pb + O_2rg$, O_2kl , O_2jh и O_2kr около 7 баллов). Почти не отмечено по кривым ГИС нарушенности пород O_1lt (2,2 балла). Примерно 6 баллами оценены в сумме породы O_2hr , O_2id , $O_2v\ddot{a}$, O_1kn . Немного меньше нарушены по кривым ГИС породы O_2kk и O_2as (около 5 баллов).

В заключение можно сделать вывод о том, что приведенная схема оценки кривых ГИС для характеристики нарушенности пород позволяет судить о трещиноватости и кавернозности пород по КС и KB, об интенсивности процессов доломитизации и ожелезнения, замещения пород остаточной глиной по ГК, о суммарной нарушенности пород (трещиноватость плюс вторичные процессы) на основании суммы оценок по всем перечисленным методам.

Используя предложенную методику в комплексе с анализом мощностей и структурным анализом, можно оценить устойчивость горного массива по данным ГИС с привлечением или без привлечения описаний керна скважин, очертить зоны нарушений, прогнозировать наличие карстовых полостей.

ЛИТЕРАТУРА

- Газизов М. С. Карст и его влияние на горные работы. М., 1971.
- Геология и полезные ископаемые Раквереского фосфоритоносного района. Таллинн, 1987.
- Геофизические методы исследования скважин. Справочник геофизика. М., 1983.
- Гершанович И. М. Разведка месторождений подземных вод в трещиноватых породах геофизическими методами. М., 1975, 61—109.
- Дебранд Р. Теория и интерпретация результатов геофизических методов исследования скважин. М., 1972, 143—144.
- Исаев Ю. С., Вишняков Э. Х., Левин А. С. Геофизические методы исследований в горных выработках // Методы и критерии промышленной оценки минерально-сырьевой базы сланцедобывающих предприятий. Л., 1984, 111—125.
- Шогенова А. Расчленение ордовикской карбонатной толщи на Раквереском месторождении фосфоритов по данным скважинной геофизики // Изв. АН ЭССР. Геол., 1989, 38, № 1, 10—13.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

Поступила в редакцию
14/VI 1988

A. SOGENOVA

ORDOVIITSIUMI KARBONAATSE KIHTKONNA RIKUTUSASTME HINDAMINE KAROTAAZI ANDMETEL RAKVERE FOSFORIIDIMAARDLA PIIRES

Karbonaatkivimite rikutusastet hinnatakse kolme palli süsteemis: lõhelisust ja kavernoossust — elektrokarotaaži (näiveritakistuse meetodil) ja kavernomeetria andmetel; dolomitatsioon, rauaühenditega rikastumise ja saviga asendumise protsesside intensiivsust aga gammakarotaaži andmetel. Lõhevööndite veerohkust hinnatakse puurauku läbiva veehulga mõõtmise alusel. Personaalarvutite abil on tulemused kujutatud isoojontena või ruumilise diagrammina niihästi iga karotaažimeetodi puhul eraldi kui ka summaarselt.

A. SHOGENOVA

FRACTURING ESTIMATION OF THE ORDOVICIAN CARBONATE BEDS ON THE RAKVERE PHOSPHORITE DEPOSIT BY GEOPHYSICAL LOGGING

The influence of the tectonic fracturing and secondary alterations of rocks to the well logs in the Rakvere phosphorite deposit is considered for the first time. Method for fracturing estimation of the carbonate rocks based on the three-number scale is described. Degree of various features is estimated: fracturing and cavern porosity of the rocks using electric log (method of the apparent resistivity) and cavern logging method, intensity of the dolomitization and ironshoting, substitution of rocks by residual clay — using gamma-ray log, summary dislocations of the rocks (fracturing and secondary processes) — using the sum of the different wireline logs marks, water content of the distinguished fracture zones — using yield logging method. Fracturing intensity pictures of the studied section showing by the contour lines and in three-dimensional view for each logging method and for sum of methods are compiled on the personal computer (Figs 1, 2).

УДК 622.271.14; 550.8

Р. ПЯЗОК, К. ТЕННО

О КОНДИЦИОННОСТИ ФОСФОРИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТООЛСЕ

Прибалтийские ракушечные фосфориты относятся к категории бедного сырья. Их переработка в фосфорсодержащие минеральные удобрения невозможна без предварительного флотационного или еще более сложного обогащения. К полученному при обогащении концентрату предъявляются очень жесткие требования в части содержания полезного компонента и вредных примесей — соединений окислов магния и железа (ТУ-113-12-96-82).

Технические условия на концентрат диктуют соответствующие требования к исходному обогащаемому сырью. Последние должны гарантировать возможность получения из него концентрата нужного качества. На основе кондиций на сырье производится оконтуривание месторождений и подсчет их промышленных запасов.

Месторождение Тоолсе предполагалось эксплуатировать открытым способом. Кондиции на его сырье были разработаны в 1971 г. ВНИИ галургии и включали следующие показатели по содержанию компонентов в массиве: минимальное содержание P_2O_5 в пробе (бортовое содержание) 4%; минимальное среднее содержание P_2O_5 по подсчетному блоку (промминимум) 8,5%; максимальное среднее содержание MgO по подсчетному блоку 0,6%; максимальное отношение Fe_2O_3/P_2O_5 (железистый модуль) 0,19. На основе этих кондиций были определены промышленные запасы месторождения 263 млн. т руды при средних содержаниях P_2O_5 — 10,36%, MgO — 0,49% и Fe_2O_3 — 1,59% (модуль 0,15). Запасы были оценены как пригодные для переработки в качественный концентрат и приняты на государственный баланс. Сырье характеризовалось в целом как низкомагнезиальное, но местами имеющее повышенное содержание Fe_2O_3 .

Разработанные кондиции представлены некоторыми усредненными показателями, распространяющимися на весьма крупные части месторождения — подсчетные блоки. Средняя величина запасов одного блока составляет около 26 млн. т руды, что превышает объем 4-летней добычи предприятия по проекту. Внутри каждого блока возможны большие колебания показателей качества сырья, что чрезвычайно затрудняет обеспечение обогатительной фабрики сырьем стабильного состава. Кондиционным же требованиям должен в первую очередь отвечать поток поступающего с горнодобывающего предприятия сырья, а не запасы какого-то блока или месторождения в целом. Кстати, это требование оговорено в пункте 2.6 действующей инструкции по кондициям (Инструкция..., 1983).

Для оценки кондиционности сырья с учетом изменчивости его качества по площади месторождения нами были выполнены статистические исследования сети разведочных скважин по данным химических анализов керновых проб. В каждой скважине мощность промпласта определялась по минимальному содержанию P_2O_5 в пробе 4% (бортовое содержание). В пределах этой мощности определялись средние значения P_2O_5 , MgO , Fe_2O_3 и Fe_2O_3/P_2O_5 . Единую статистическую совокупность составляли 399 буровых скважин в контурах промышленных запасов месторождения. Каждая из них характеризовалась своими показателями

**Статистические показатели качества сырья в контурах
промышленных запасов месторождения**

Наименование параметра	Закон распределения	Вариационный размах	Среднее значение	Стандартное отклонение	Уровень кондиционности
P ₂ O ₅ , %	норм.	4,1 — 19,5	10,9	2,47	0,83
MgO, %	лог.-норм.	0,07 — 3,9	0,54	0,4	0,68
Fe ₂ O ₃ /P ₂ O ₅	лог.-норм.	0,05 — 0,92	0,16	0,072	0,75
Совокупность параметров	—	—	—	—	0,48

содержания компонентов и представляла определенную часть этих запасов. В среднем на одну скважину приходилось около 660 тыс. т руды.

В обработке данных участвовали А. Маамяги и С. Малыгин. Был использован пакет программ Института кибернетики АН ЭССР по статистическому анализу, применялся также персональный компьютер КАУПРО (типа IBM PC). Результаты исследований приведены в таблице.

Средние значения содержаний компонентов в сырье и их молекул близки к данным, полученным геологами при подсчете запасов месторождения. Содержание P₂O₅ является довольно стабильным, содержания же вредных примесей колеблются в широких пределах. Наибольшая колеблемость характерна для MgO.

Неожиданностью оказалась наименьшая кондиционность сырья по содержанию окиси магния (таблица). До сих пор считалось, что проблема магнезиальности на месторождении Тоолсе не может возникнуть. По совокупности всех трех параметров уровень кондиционности сырья составляет 48%, значит, примерно половина утвержденных балансовых запасов месторождения являются некондиционным сырьем.

Кондиционность определяется не только технологическими возможностями, но и экономической целесообразностью использования сырья, что должно отражаться на величине устанавливаемого промминимума P₂O₅ в блоке. Этот параметр требует корректировки в соответствии с имеющимися на сегодняшний день экономическими показателями и оценками. В материалах Госгорхимпроекта по месторождению Тоолсе себестоимость тонны P₂O₅ в концентрате определена 138 руб., или на тонну исходного сырья (при товарном выходе продукта 0,066) 9,1 руб. Действующая оптовая цена на прибалтийский фосконцентрат составляет в расчете на тонну P₂O₅ 153 руб.

Подставив эти величины в известное аналитическое выражение промминимума, получим

$$\alpha_{\min} = \frac{100C_p \cdot a}{C \cdot K_{\text{обог}}(1 - K_{\text{раз}})} = \frac{100 \cdot 9,1 \cdot 1,1}{153 \cdot 0,692(1 - 0,06)} = 10\%,$$

где C_p = 9,1 руб. — затраты на добычу и обогащение тонны руды; a = 1,1 — коэффициент роста затрат; C = 153 руб. — действующая оптовая цена концентрата (за тонну P₂O₅); K_{обог} = 0,692 — извлечение P₂O₅ из сырой руды при обогащении; K_{раз} = 0,06 — коэффициент разубоживания.

Таким образом промминимум 8,5% P₂O₅ не обеспечивает рентабельной отработки блока. Пересчет на требуемые 10% приведет к существенному уменьшению извлекаемых запасов. По совокупности рассматриваемых параметров уровень кондиционности запасов месторождения уменьшается до 39%.

Эксплуатация месторождения представляет в таких условиях чрезвычайно сложную задачу.

По проекту месторождение намечалось эксплуатировать бестранспортной системой открытых горных работ с экскаваторной перевалкой вскрышных пород во внутренний отвал. Эта система характеризуется высоким уровнем концентрации горных работ и минимальным количеством занятой вскрышной и добычной техники. В одновременной работе по проекту находятся всего три добычных забоя, перемещение которых подчинено общему ритму и принятому направлению продвижения фронта горных работ. Поэтому возможности управления качеством сырья в общекарьерном рудопотоке путем перераспределения объемов добычи между экскаваторами здесь ограничены.

Эмпирические зависимости теории усреднения (Бастан и др., 1979) показывают, что при отсутствии регулирования частных потоков предельный коэффициент усреднения в таком случае составляет

$$\eta_{\max} = 1 - \frac{1}{\sqrt{3}} = 0,42.$$

В некоторой степени стабилизировать качество сырья можно путем создания буферных усреднительных складов между карьером и обогащительной фабрикой. Это сложные и дорогие сооружения, стоимость которых пропорциональна их емкости. К тому же, как показывают расчеты по формулам упомянутой теории усреднения, в условиях карьера Тоолсе они способны повысить коэффициент усреднения всего на 25%.

Возможных способов усреднения может оказаться недостаточно для обеспечения обогащительной фабрики сырьем требуемого качества. В таком случае придется оставлять в целиках участки некондиционных запасов при эксплуатации месторождения, как это делается сейчас на Кингисеппском карьере (Загураев, Ларичкин, 1979). При сравнительно большой глубине горных работ в центральной и южной частях месторождения Тоолсе это весьма непростое дело, учитывая ограниченность резерва линейных параметров драглайнов.

Объективная оценка кондиционности сырья месторождения Тоолсе должна быть логично завершена. Необходим пересчет принятых на баланс запасов с учетом реальных возможностей получения из него сырья требуемого качества и отбраковкой некондиционных участков. В противном случае сырье будет пригодно лишь для использования в качестве фосфоритной муки — практически бесполезного по своим агрохимическим свойствам минерального удобрения.

ЛИТЕРАТУРА

Бастан П. П., Азбель Е. И., Ключкин Е. И. Теория и практика усреднения руд. М., 1979.

Загураев В. Г., Ларичкин Ф. Д. Эффективность выявления и оконтуривания срединных песчаников при отработке Кингисеппского месторождения // Промышленность горнохимического сырья. Вып. 6. М., 1979, 4—6.

Инструкция о содержании, оформлении и порядке представления ТЭО кондиций на минеральное сырье. ГКЗ СССР. М., 1983.

Институт экономики
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
3/III 1989

TOOLSE LEIUKOHA FOSFORIIDI KÕNDITSIOONILISUSEST

Toolse leiukoha fosforiit on keemilise koostise poolest väga suurtes piirides muutuv, samal ajal aga antakse tooraine konditsioon keskmiste parameetrite alusel arvestuslikus plokis. Tekib küsimus, kui suur osa toorainest on reaalses tootmistingimustes konditsiooniline. Nagu näitab Toolse leiukoha puuraukudest võetud proovide keemilise koostise statistiline analüüs, pole konditsioonile vastav kuni pool selle leiukoha varudest. Seoses sellega tuleb ümber hinnata kogu bilansiliste varude suurus.

ON THE CONDITIONALITY OF THE PHOSPHORITE OF THE TOOLSE DEPOSIT

The chemical composition of the phosphorites of the Toolse deposit varies greatly. As the conditions set to the raw material are presented on the basis of average parameters in the accounting block, the question arises how much of the raw material meets these conditions in case of real production. As statistical analyses of the chemical composition of the samples taken at the Toolse deposit show, about a half of the reserves do not meet the conditions. Therefore, it is necessary to recalculate the amount of all the recoverable reserves.

УДК 551.8(261.24)

J. DONNER, A. RAUKAS

ON THE GEOLOGICAL HISTORY OF THE BALTIC ICE LAKE

Background

In G. De Geer's monograph (1896) the whole of the pre-Ancylus Baltic Sea stage was called the Lateglacial Ice-Sea, although actually it was a fresh-water basin. It was supposed that this sea is represented by the highest shoreline, the «upper marine limit».

H. Munthe (1910) was the first to demonstrate the existence in the history of the Baltic after the last glaciation of an initial big ice-dammed fresh-water lake. This he did by comparing the highest shorelines on the west coast of Sweden with those on the east coast, i. e. by comparing the coast of the ocean with that of the Baltic. H. Munthe named the lake the Baltic Ice Lake. The drainage of the lake was then correlated with the recession of the ice margin from the Central Swedish endmoraines that resulted in the opening of the broad Närke Sound, allowing salt water to penetrate into the Baltic from the ocean. This drainage resulting in a partly saline Baltic was later on taken to mark the beginning of the Yoldia Sea.

It should be mentioned that the whole bulk of the material accumulated in recent years tends to refute the assumption about the penetration of the salty oceanic waters into the Baltic Sea in lateglacial time. All the arguments in favour of this conclusion, including the studies on easily soluble salts from water extracts, absorbed boron and gross content of the elements serving as the environmental indicators (Блажчишин, 1982) are not convincing enough. Instead of contributing to the input of salt water into the Baltic basin, the existing channels might have served as ways along which the surplus fresh water escaped from the basin (Гуделис, 1976). Slightly saline conditions existed after the drainage of the Baltic Ice Lake only near the Swedish coast but never in the open sea or in the Gulf of Finland.

In earlier works the highest raised beaches in the Baltic area had been taken to represent a lateglacial marine sea. It was supposed that there had been a connection with the ocean through Central Sweden, but it was also concluded that there might have been an early connection north-east to the White Sea via lakes Ladoga and Onega, as seen on the maps presented by W. Ramsay (1897) and J. Sederholm (1911).

In their early works on the history of the Baltic scientists were hampered by the lack of accurate contour maps which are available now. Therefore it was difficult for them to draw maps for the Baltic area showing the distribution of land and sea at various times of the recession of the last ice sheet. Also the measurements on the updoming of the earth's crust in the formerly glaciated area and the data for the block-wise tectonic movements in the region were insufficient.

According to the maps drawn by W. Ramsay (1927) there was no outlet of the Baltic to the White Sea. On later maps of the earlier phase of the Yoldia Sea formed shortly after the recession of the ice from the Salpausselkä moraines M. Sauramo (1933, 1934) drew the ice margin across the border similarly without an outlet of the Baltic to the White Sea. The history of the Baltic was therefore, according to these interpreta-

tions, only regulated by outlets to the west, first through Central Sweden at the time of the Yoldia Sea, and later further south. However, E. Hyypä (1936) in his studies of the raised beaches in north-eastern Finland, foremost in Kuusamo and Salla, connected the shorelines reaching altitudes of 250 m with the shorelines of the Baltic Ice Lake. According to Hyypä's map of the Baltic Ice Lake it extended along the ice margin with narrow sounds up to north-eastern Finland, where it had an outlet east to the White Sea through Aapajärvi over a threshold at 211 m, and earlier possibly also through the present Kitkajärvi and Paanajärvi basins. Later E. Hyypä (1943) concluded that the Baltic Ice Lake was preceded by a marine stage in the Baltic which he named the Karelian Ice Sea and which was connected with the White Sea east of Hyrsylä but also further south along the Svir River between lakes Onega and Ladoga. M. Sauramo also adopted this Ice Sea into his succession of stages in the development of the Baltic. On his map M. Sauramo (1958, Fig. 133) called it the Lateglacial Yoldia Sea, showing a broad connection with the White Sea in north-eastern Finland, where its shoreline altitude exceeds 400 m at its highest (see also Donner, 1965). A later map by E. Hyypä (1966) showed a more restricted Karelian Ice Sea, with the ice margin approximately along the second Salpausselkä moraine and the inner Karelian moraine further east but with a connection of the Baltic with the White Sea. At the time of the Baltic Ice Lake the ice margin followed the eastern border on Hyypä's (1966) new map, but it differed in detail from the above-mentioned maps of the Baltic Ice Lake by extending this lake only as far north as to Kuhmo and with a separate ice-dammed lake in Kuusamo.

The correlation of the moraines in eastern Finland with those east of the Finnish border is not fully established. In Finland the first and second Salpausselkä moraines SsI and SsII form two distinct arcs, with their junctions in the Lahti area and west of Vääksy, respectively. The third Salpausselkä, SsIII, can only be traced in south-western Finland. In eastern Finland, in northern Karelia east of Joensuu, the first two Salpausselkä moraines are less distinct and are difficult to connect on morphological grounds alone.

The Karelian moraines on the eastern side of the Finnish border have been traced by A. Lukashov (1982) and I. Ekman (Экман, 1987). On Ekman's map the position of SsI is more easterly and closer to the White Sea, than on the map by Lukashov. Near the Finnish border both maps, however, area identical.

On H. Rainio's scheme (1983, 1985) the two main moraines in northern Karelia would represent SsII and the younger Pielisjärvi endmoraine, and these two would link up with the two Karelian endmoraines. The consequences of this correlation of the endmoraines on the connection of the shorelines have not been analysed.

In recent Soviet publications, compiled on the basis of complex investigations and a detailed survey of the topography, the penetration of saline oceanic waters from the White Sea to the Baltic is denied and therefore the boundary between the large local ice-dammed lakes and the Baltic Ice Lake has remained transitional and disputable.

The extent of the Baltic Ice Lake and its shorelines

Up to now there has been no generally accepted view as to the beginning of the Baltic Ice Lake applicable for the whole Baltic Sea basin. V. Gudelis (Гуделис, 1976) correlates the beginning of the Baltic Ice Lake with the release of the waters from the South-Baltic proglacial lake at Tyringe, South Sweden, which, according to E. Nilsson (1968), took place

10,214 B. C. (about 12,200 B. P.). However, it did not result in a joining of all the isolated water basins in the Baltic proglacial lakes system (Квасов, 1976). According to D. Kvasov (Квасов, Краснов, 1965; Квасов, Паукас, 1970) the retreat of the ice margin from the northern part of the Pandivere Upland gave rise to the Baltic Ice Lake (during the «Estonian Billingen»), as a result of which all the basins west and east of this upland were joined. This was about 12,000 B. P. (Паукас, Кессел, 1988).

The end of the Baltic Ice Lake, on the other hand, was already by H. Munthe (1910) connected with the drainage caused by the ice recession from Billingen in Central Sweden, which was dated by E. Nilsson (1968) at 8213 B. C. or 10,163 B. P. The drainage, also traced in Finland by W. Ramsay (1917), was later estimated to have been 28 m and to have taken place when the ice margin was inside SsII (Ramsay, 1927). Ramsay separated three shorelines of the Baltic Ice Lake below the shorelines of local ice-dammed lakes on the Karelian Isthmus and in Ingria (Ramsay, 1928) and Estonia (Ramsay, 1929). The difference in altitude between the highest and the lowest of the three shorelines varied from 10 to 15 m. Ramsay named them BI, BII and BIII, of which BIII represented the water level during the final phase of the Baltic Ice Lake, before it fell as a result of the drainage of the lake. Unfortunately, quite frequently the heights presented in his works differ from those obtained through recent levellings (Пярна, 1960).

In Finland the work initiated by W. Ramsay was continued by M. Sauramo. In his scheme (1934, 1937, 1940, 1958), summarized by J. Donner (1965, 1969) and shown in Fig. 1, there was a first drainage of the Baltic Ice Lake down to sea level during the formation of SsI (BI — g), a second drainage to the level of the Yoldia Sea immediately after the formation of SsII (BIII — YI) and a final drainage, again to the level of the Yoldia Sea, after the formation of SsIII (BVI — YI), the first drainage being about 25 m and the two later about 27—28 m.

In later studies of the land/sea level changes in southern Finland it was concluded that there is no evidence for a rise of water level after the drainage of the Baltic Ice Lake immediately after the formation of SsII (Donner, 1964). The same conclusion was reached by M. Okko (1965). The shorelines BIV—BVI in Sauramo's scheme (1958) were therefore deleted. Another change to this scheme was the change in the age relationship between the BI and g shorelines. It was concluded (Donner, 1969) that the high BI shoreline, during which a number of marginal deltas and sandurdeltas of SsI were formed was preceded by the low position of

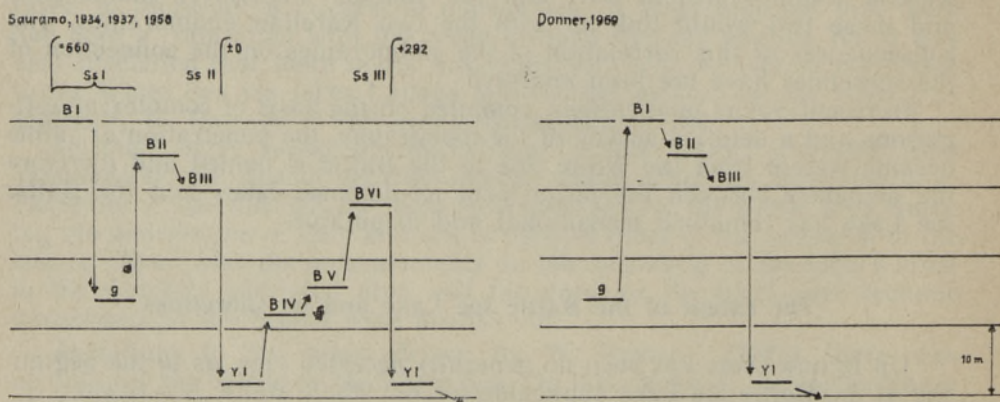


Fig. 1. Land/sea level changes during the formation of the Salpausselkä endmoraines according to M. Sauramo and J. Donner. Years refer to varve chronology for southern Finland established by M. Sauramo (after Donner, 1969).

water level represented by the *g* shoreline (Donner, 1978). According to the new scheme for Finland (Fig. 1) there was thus only one major damming of the waters of the Baltic Ice Lake during the formation of the Salpausselkä moraines before the final drainage.

In the Leningrad region the history of the development of the Baltic Ice Lake and local glacial lakes was studied in detail by S. Yakovlev (Яковлев, 1926) and K. Markov (Марков, 1931). S. Yakovlev followed on the results of G. De Geer, whereas K. Markov's studies were based on the conclusions of W. Ramsay. Following on the presentation of different viewpoints in Soviet publications in the 1930s, a compromise was reached and a palaeogeographic scheme elaborated according to which in the Older Dryas there existed the I Baltic Ice Lake with its level at an altitude of 36—38 m in the Leningrad region. In the Allerød a deep regression took place during which salt water penetrated into the Baltic depression and the I Yoldia Sea was formed. It was supposed that in the Younger Dryas a new transgression took place and that the II Baltic Ice Lake came into being. In the Leningrad region its level was at an altitude of 28 m.

However, already at the end of the 1930s there arose some doubt as to the validity of this scheme. In the vicinity of Leningrad S. Lapin (Лапин, 1939) studied the Ust-Tosno peatbog which had developed steadily since the beginning of the Allerød. The base of the peatbog lies at an absolute height of 10 m. However, this circumstance cannot be associated with the existence of large water basins with high levels in this area (Квасов, Раукас, 1970).

In recent years the age of the Allerød regression has been a matter of dispute as well. The corresponding conclusion was drawn already by K. Markov (Марков, 1931) on the basis of studies of the buried peat of Allerød age at Gorelovo. Recent palynological studies of this section (Серебрянный, Пуннинг, 1969) show that here the buried peat could not have formed until the Preboreal, and, hence, cannot serve as a basis for studying the postglacial history of the Baltic Sea.

In Estonia two levels have been established above the reference level B_{III} and three levels below it for the Baltic Ice Lake (Пярна, 1960). The highest of these levels (68—70 m) is B_I on the northwestern slope of the Pandivere Upland. A bit lower (2—4 m) there remains the level B_{II}. The level B_{IV} lies approximately 10 m below the reference level B_{III}. Still lower is the level which K. Pärna has marked with the index C (18 m below B_{III}). According to K. Pärna (Пярна, 1960, 1962) there was a deep regression prior to the level B_I whose traces are observable on Naissaar Island in the form of fluvio-glacial deltas near the present-day sea level. After the Billingen outflow near Pärnu the regression was about 25—30 m (Talviste, 1988). The level B_{III} can be correlated with the following levels (Table 1): C — by A. Tammekann (1926) in the northeastern part

Table 1

A preliminary correlation scheme of the Baltic Ice Lake stages in Eastern Baltic

SW Finland after J. Donner	Leningrad region after K. Markov, O. Znamenskaya inter alios	Estonia after K. Pärna, H. Kessel, A. Raukas inter alios	Latvia after E. Grinbergs	Lithuania after V. Gudelis
<i>g</i>	G _I —G _{II}	G _I —G _{III}	Bgl _I	
B _{I, II}	G _{III}	B _{I, II}	Bgl _{II}	BG _I
B _{III}	G _{IV}	B _{III}	Bgl _{IIIa}	BG _{II}
		B _{IV, V}	Bgl _{IIIb}	
			Bgl _{IIIc}	

of the Estonian territory, G_{IV} by K. Markov (Марков, 1931) in the north-western part of the Leningrad Region, B_V by M. Sauramo (1940) and B_{III} by M. Sauramo (1938) and J. Donner (1969) in South Finland, B_{II+III} by E. Lõökene (1961) on the northwestern slope of the Sakala Upland, Bg_{I,IIIa} by E. Grinbergs (Гринбергс, 1957) in Latvia, B₃ by K. Pärna (Пярна, 1960), B_{III} by H. Kessel and A. Raukas (1980).

In Latvia the shorelines of the Baltic Ice Lake are represented by stages Bg_I, Bg_{II} and Bg_{III} (Bg_{IIIa}, Bg_{IIIb} and Bg_{IIIc} phases). The age of the transgressive Bg_I stage has not been precisely determined. A rapid transgression of the basin followed at the end of the stage (Veinbergs, 1980). The Bg_{II} stage dates back to the Allerød and was completed in the Younger Dryas. It had a transgressive character (Гринбергс, 1957). The date of the regressive basin of the Bg_{III} stage is in close correlation with the Younger Dryas. The shoreline of the Bg_{IIIb} phase is best defined along the Latvian coast as a whole and was taken by E. Grinbergs as a basis for the diagrams of the Baltic Ice Lake shoreline in Latvia.

In Lithuania there are two Baltic Ice Lake shorelines (BGI and BGII). BGII represents most likely the oldest shore formation of the Baltic basin on the Lithuanian coast and lies at an absolute height of 11—10 m to the south of Palanga (Gudelis, 1980). The BGI terrace is cut off by the Litorina cliff. The beach ridge BGII was formed by a rapid transgression of the Baltic Ice Lake in the Younger Dryas (Gudelis, 1980), and can be correlated with the BIII level in the northern Baltic. BGI belongs to the Older Dryas and was separated from the BGII stage with the deep Allerød regression. According to V. Gudelis (Гуделис, 1976) the stage of the Baltic Ice Lake lasted from c. 12,200 up to 10,200 years B. P.

In the **Southern Baltic** (Poland, GDR, FRG) the Pleistocene shorelines are not detected and they lie under the contemporary sea level, in the Gdansk Bay at a depth of about 20—40 m (Гуделис, 1976). In **Denmark** Late Weichselian shore marks are known from Bornholm, at altitudes of up to 21 m, but they were probably formed in local ice lakes. The Baltic Ice Lake beaches are not known here, neither above nor below sea level (Krog, 1980). The complicated shore level history of the Late Weichselian in **Sweden** has been discussed in many publications (see Freden, 1980; et al.).

The palaeogeographical maps showing the extent of the Baltic Ice Lake before its drainage (Fig. 2), broadly contemporaneous with shoreline BIII, have not significantly been altered from that presented by M. Sauramo (1958). The isobases drawn for the BIII shoreline show that the gradient was greater in southern Finland than south of the Gulf of Finland. The gradient has been estimated at 6.9×10^{-4} in the former area and 3.8×10^{-4} in Estonia (Donner, 1970), and a difference in the gradients of younger shorelines between the more central area of uplift as compared with the marginal area has also been observed in the Lake Ladoga area (Saarnisto, Siiriäinen, 1970).

Further, the direction of the tilt and the gradients have been observed to differ between different phases of the Baltic Ice Lake development. Thus, according to K. Pärna (Пярна, 1960, 1962) in the Estonian territory the direction of the tilt of the Earth's crust is 326° and the gradient in the north-western part of the territory for BII is 46 cm/km, BIII 45 cm/km, BIV 44 cm/km and for BV about 42 cm/km. The directions of the greatest tilt of the levels of local glacial lakes A1 and A2 differ from the corresponding directions of the Baltic Ice Lake levels and are about 335° ($\pm 5^\circ$); the gradients are as follows: for level A1 between the isobases of Voose and Alatskivi about 40 cm/km, level A2 in the proximal part about 34 cm/km and in the central part (between the isobases of Vahastu and Mustjõe) 30—31 cm/km.

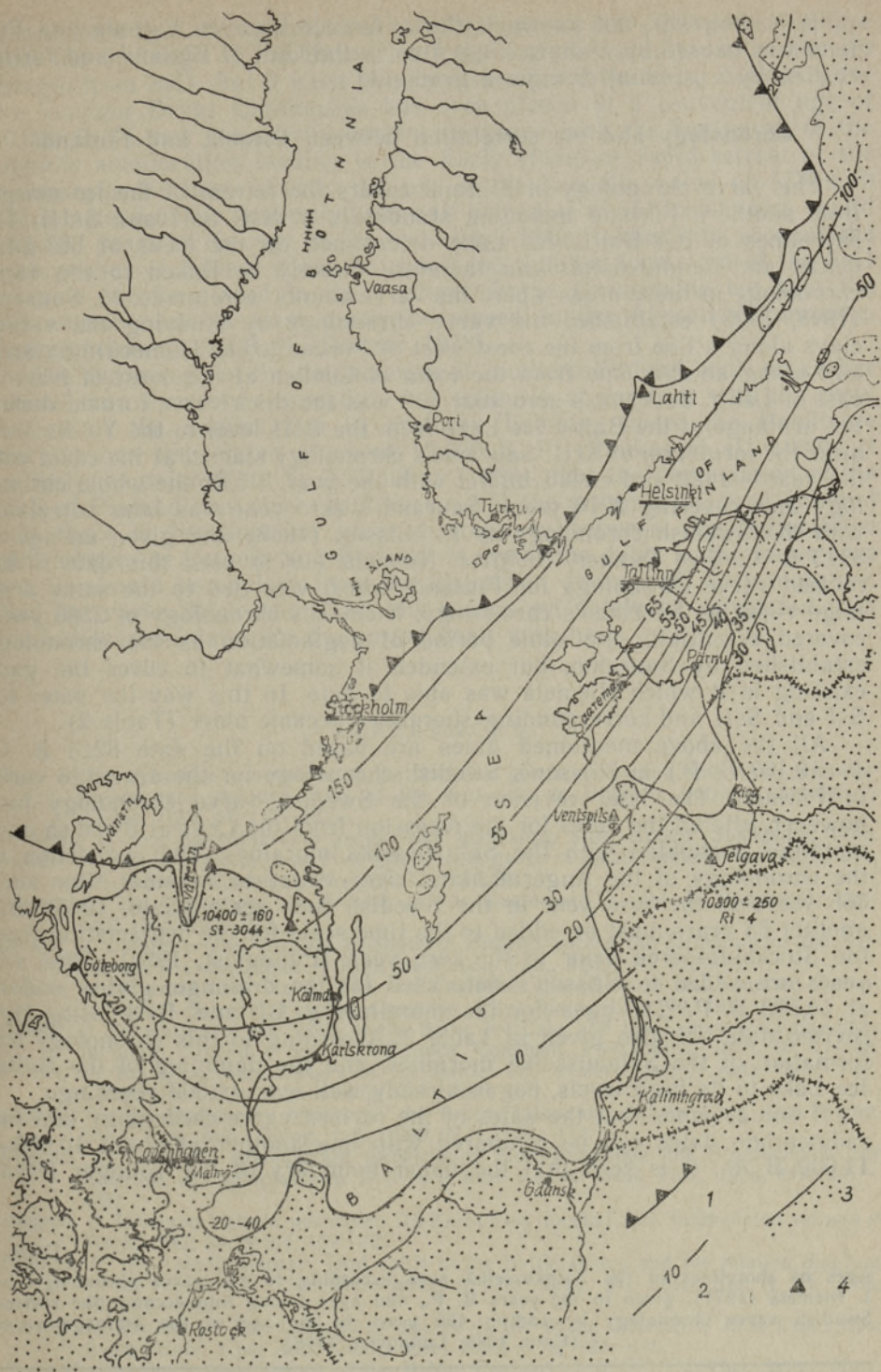


Fig. 2. Map of the Baltic Ice Lake during the formation of the Salpausselkä endmoraines about 10,800 years ago (shoreline BIII): 1 — standstill of glaciers, 2 — isobases of the crustal movements, 3 — the coast line of the Baltic Ice Lake, 4 — the location of the most important sites.

(Compiled by Helgi Kessel on the basis of various published sources.)

It is, however, not known if the difference between Estonia and Finland was caused by a sharp hinge-line in the Gulf of Finland and further east or by a gradual change in gradient.

Chronology and the correlation between Estonia and Finland

The varve chronology of Finland covers the retreat of the ice margin from southern Finland including standstills at SsI, SsII and SsIII. The shorelines of the Baltic Ice Lake determined on the basis of marginal deltas and sandur-deltas can therefore directly be linked to the varve chronology in those areas where the varve counts were made. M. Sauramo (1918, 1923) established his varve chronology by studying the varved clays along a line from the coast west of Porvoo to the Hämeenlinna area, and along another line from the town of Loviisa at the coast of Nastola east of Lahti. Sauramo's zero year ± 0 was the thick varve formed during the drainage of the Baltic Ice Lake from the BIII level to the Yoldia level after the formation of SsII. Sauramo's chronology started at the coast with the year -1480 and ended inland with the year $+730$, the whole chronology thus covering 2210 years. Sauramo's zero year was later correlated with the Swedish chronology by E. Nilsson (1968) and given an age of 8213 B. C. (see Donner, 1969). J. Niemelä (1971) used this date in his revised varve chronology for Finland, which was tied to the same drainage varve as Sauramo's chronology. Niemelä's chronology of 2500 years covered essentially the same period of deglaciation as the chronology established by Sauramo, but extended it somewhat to cover the gaps existing in it which Niemelä was able to date. In this way the dates for SsI and SsII and corresponding shorelines became older (Table 2).

All the above mentioned dates are based on the date 8213 B. C. (= 10,163 B. P.) in Nilsson's Swedish chronology for the drainage varve in Finland. The later revision of the Swedish varve chronology has, however, altered the dates for the recession from the Central Swedish end-moraines correlated with the Salpausselkä moraines. The connection of the chronology of the Ångermanland river valley to calendar time adds 365 years to the zero year in the Swedish time scale (Cato, 1985) and another 65 years must be added to the time scale for the deglaciation from the Stockholm area prior to the zero year (Lundqvist, 1986). Thus 430 years are added to Nilsson's date used for the drainage, giving a date at 10,593 B. P. The ages for the shorelines *g*, BI and BIII using this revised date are also given in Table 2. According to this chronology the formation of the Salpausselkä moraines, and the damming of the Baltic Ice Lake to its high levels, began already well over 11,000 years ago.

If one assumes that the dates of the revised varve chronology and the radiocarbon dates can be compared with one another at about 10,000—11,000 B. P., it is seen that the upper boundary of the Younger Dryas

Table 2

Ages of shorelines in the Salpausselkä zone according to the varve chronology by J. Niemelä (1971), given in the years B. P., and ages taking into account the revised Swedish varve chronology by adding 450 years to the age of the drainage varve (Cato, 1985; Lundqvist, 1986)

Shorelines	Previous ages	Revised ages
<i>g</i>	11,200—10,950	11,650—11,380
BI	10,850—(10,650)	11,280—(11,080)
BIII	10,450—10,163 (= drainage varve)	10,880—10,593 (= drainage varve)

Chronozone by J. Mangerud et al. (1974) is about 500—600 years younger than the drainage of the Baltic Ice Lake and the withdrawal of the ice margin from SsII. But it must be remembered that the upper boundary for the Younger Dryas Chronozone has been placed at a convenient age of 10,000 B. P., not necessarily contemporaneous with the beginning of the climatic amelioration leading to the Early Holocene rapid retreat of the ice margin. Further, already the use of the half life value of 5730 ± 40 years instead of the generally used half life value of 5570 ± 30 years would add 300 years to the age of the boundary. Thus, taking into account the inaccuracies of dating, it can be concluded that the formation of the SsII moraine can be placed in the Younger Dryas Chronozone but that the SsI moraine can at least partly be placed in the Allerød Chronozone, formed before 11,000 B. P. (Donner, 1978).

The chronology of the deglaciation of southern Finland, with an earlier retreat than formerly assumed, is not seriously at variance with the chronology of the deglaciation in northern Estonia, where the Pandivere moraine has been dated at about 12,000 B. P. (Raukas et al., 1969). It is likely, as pointed out by A. Raukas (1986), that the deglaciation of the Gulf of Finland was very rapid because of the presence of dead ice, and that there is therefore no great discrepancy between the deglaciation chronologies in Estonia and Finland. Many of the dates in the latter area are, as should be obvious from the discussion above, still very tentative. And the varve dates cannot by any means yet safely be correlated with the radiocarbon dates for the period dealt with here.

REFERENCES

- Cato, I.* The definitive connection of the Swedish geochronological time scale with the present, and the new data of the zero year in Dövíken, northern Sweden // *Boreas*, 1985, 14, 117—122.
- De Geer, G.* Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. Stockholm, 1896.
- Donner, J.* The Late-glacial and Post-glacial emergence of south-western Finland // *Soc. Sci. Fennica. Comment. Phys.-Math.*, 1964, 30.
- Donner, J.* The Quaternary of Finland // *The Quaternary*, 1 (ed. K. Rankama). London, 1965, 199—272.
- Donner, J.* Land/sea level changes in southern Finland during the formation of the Salpausselkä endmoraines // *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1969, 41, 135—150.
- Donner, J.* Deformed Late Weichselian and Flandrian shore-lines in south-eastern Fennoscandia // *Soc. Sci. Fennica. Comment. Phys.-Math.*, 1970, 40, 191—198.
- Donner, J.* The dating of the levels of the Baltic Ice Lake and the Salpausselkä moraines in South Finland // *Soc. Sci. Fennica. Comment. Phys.-Math.*, 1978, 48, 11—38.
- Fredén, C.* The Quaternary history of the Baltic. The western part // *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Ann. Quing. Cel.*, 1980, N 1, 127—146.
- Gudelis, V.* The Quaternary history of the Baltic. Lithuania // *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Ann. Quing. Cel.*, 1980, N 1, 159—173.
- Hyypä, E.* Über die spätquartäre Entwicklung Nord-Finnlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas // *Bull. Comm. Géol. Finl.*, 1936, 115, 401—465.
- Hyypä, E.* Itämeren historia uusimpien Itä-Karjalassa suoritetujen tutkimusten valossa // *Terra*, 1943, 55, N 3/4, 122—127.
- Hyypä, E.* The Late-Quaternary land uplift in the Baltic sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels // *Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A III*, 1966, 90, 153—168.
- Kessel, H., Raukas, A.* The Quaternary history of the Baltic. Estonia // *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Ann. Quing. Cel.*, 1980, N 1, 127—146.
- Krog, H.* The Quaternary history of the Baltic. Denmark // *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Ann. Quing. Cel.*, 1980, N 1, 207—217.
- Lukashov, A. D.* Karelia. Guidebook for Excursions A-4, C-4. INQUA XI Congress. Moscow, 1982.
- Lundqvist, J.* Late Weichselian glaciation and deglaciation in Scandinavia // *Quat. Sci. Rev.*, 1986, N 5, 269—292.
- Löökene, E.* Mandrijää servamoodustistest, fluvioglatsiaalsetest setetest ja mandrijää taandumisest Sakala kõrgustiku põhja- ja keskosas // *Geoloogiline kogumik (ENSV TA LUS)*. Tartu, 1961, 84—105.

- Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E., Donner, J. J.* Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // *Boreas*, 1974, N 3, 109—128.
- Munthe, H.* Studies in the Late-Quaternary history of southern Sweden // *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 1910, N 32, 1197—1293.
- Niemelä, J.* Die quartäre Stratigraphie von Tonablagerungen und der Rückzug des Inland-eises zwischen Helsinki und Hämeenlinna in Südfinnland // *Geol. Surv. Finl. Bull.*, 1971, 253.
- Nilsson, E.* Södra Sveriges senkvartära historia // *K. Sv. Vet.-Akad. Handl.*, 1968, 4, N 12 (1).
- Okko, M. M.* Sauramo's Baltic Ice Lake BIV—BV—BVI, a re-evaluation // *Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. AIII*, 1965, N 84.
- Rainio, H.* The Tuupovaara end moraine in North Karelia, Eastern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1983, 55, N 1, 67—76.
- Rainio, H.* Pohjois-Karjalan Salpausselkien aikaiset reunamuodostumajaksot tarvitsevat nimet // *Geologi*, 1985, 37, N 3, 48—50.
- Ramsay, W.* Finlands geologiska utveckling från istiderna intill våra dagar. Helsingfors, 1987.
- Ramsay, W.* De s.k. marina gränserna i södra Finland // *Fennia*, 1917, 40, N 7.
- Ramsay, W.* Silmäys Suomen syntyyn. Kutsu maisterin ja tohtorin-promotsooneihin. Helsinki, 1927, 5—30.
- Ramsay, W.* Eisgestaute Seen und rezession des Inlandeises in Südkarelien und in Newatal // *Fennia*, 1928, 50, N 5.
- Ramsay, W.* Niveauverschiebungen, Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland // *Fennia*, 1929, 52, N 2.
- Raukas, A.* Deglaciation of the Gulf of Finland and adjoining areas // *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1986, 58, N 2, 21—33.
- Raukas, A., Punning, J.-M., Rähni, E.* Millal taandus Eestist mandrijää? // *Eesti Loodus*, 1969, N 7, 396—401.
- Saarnisto, M., Siiriäinen, A.* Laatokan transgressioraja // *Suomen Museo*, 1970, 10—22.
- Sauramo, M.* Geochronologische Studien über spätglaziale Zeit in Südfinnland // *Fennia*, 1918, 41, N 1.
- Sauramo, M.* Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland // *Bull. Comm. Géol. Finl.*, 1923, 60; *Fennia*, 1923, 44, N 1.
- Sauramo, M.* Yoldiameri entisten ja nykyisten tutkimusten valossa // *Terra*, 1933, 45, N 1, 1—14.
- Sauramo, M.* Zur spätquartären Geschichte der Ostsee // *C. R. Soc. Géol. Finlande*, 1934, 8; *Bull. Comm. Géol. Finl.*, 1938, 104, 28—87.
- Sauramo, M.* Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finnland // *Soc. Sci. Fennica. Comment. Phys.-Math.*, 1937, 9, N 10.
- Sauramo, M.* Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. Helsinki, 1940.
- Sauramo, M.* Die Geschichte der Ostsee // *Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A III*, 1958, N 51.
- Sederholm, J. J.* VI. Extension de la mer vers la fin de l'époque glaciaire (Atlas de Finlande, Carte N:o 6a) // *Fennia*, 1911, 30, 88—106.
- Talviste, P.* Pärnu ümbruse geoloogilise arengu mudel // *Eesti geotehnika konverentsi teesid*. Tallinn, 1988, 49—50.
- Tammekann, A.* Die Oberflächengestaltung des Nordestländischen Küstentafellandes // *Acta Univ. Tartu*, 1926, A9, N 7, 1—152.
- Veinbergs, I.* The Quaternary history of the Baltic. Latvia // *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Ann. Quing. Cel.*, 1980, N 1, 147—157.
- Блажчишин А. И.* О позднеледниковом проникновении соленых вод в Балтийскую котловину // *Peribalticum*. Wrocław, 1982, N 2, 213—217.
- Гринбергс Э. Ф.* Позднеледниковая и последледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига, 1957.
- Гуделис В. К.* История развития Балтийского моря // *Геология Балтийского моря*. Вильнюс, 1976, 95—116.
- Квасов Д. Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1976.
- Квасов Д. Д., Краснов И. И.* Основные проблемы истории приледниковых озер северо-запада Европейской части СССР // *Мат-лы к симп. по истории озер северо-запада*. Л., 1965.
- Квасов Д. Д., Раукас А. В.* О позднеледниковой истории Финского залива // *Изв. Всес. геогр. о-ва*, 1970, 5, 432—438.
- Лапин С. С.* Четвертичные отложения района нижнего течения р. Тосны // *Уч. зап. Ленингр. ун-та*, 1939, 25.
- Марков К. К.* Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области // *Тр. Гл. геологоразвед. управл. ВСНХ СССР*. М.—Л., 1931, 117.
- Пярна К.* Геология Балтийского приледникового озера на территории Эстонии // *Тр. Ин-та геологии АН ЭССР*, 1960, 5, 269—278.
- Пярна К.* О геологии Балтийского приледникового озера и крупных местных приледниковых озер на территории Эстонии. Автореф. канд. дис. Таллинн, 1962.

- Раукас А. В., Кессел Х. Я. Основные проблемы палеогеографии Балтийского моря // Геол. ж., 1988, № 1, 91—98.
- Серебрянный Л. Р., Пуннинг Я.-М. К. Результаты радиометрического и палинологического изучения погребенного торфяника в районе Горелово-Койерово под Ленинградом // Голоцен. М., 1969, 101—110.
- Экман И. М. Четвертичная система // Геология Карелии. Л., 1987, 79—93.
- Яковлев С. А. Наносы и рельеф Ленинграда и его окрестностей. Л., 1926.

University of Helsinki

*Academy of Sciences of the Estonian SSR,
Institute of Geology*

Received
Feb. 6, 1989

J. DONNER, A. RAUKAS

BALTI PAISJÄRVE ARENGUST

Balti paisjärv on Läänemere esimene arenguetapp. Järve alguseks peetakse mandrijää taandumist Pandivere kõrgustikult umbes 12 000 aastat tagasi, lõpuks aga järve veepinna järsku alanemist Billingeni läbimurde tagajärjel 8213 aastat e.m.a. Artiklis on kirjeldatud Salpausselkä mandrijää servamoodustiste kujunemist ja selle seost järve veetaseme muutusega. Esitatud on ka Balti paisjärve tasemete rööbistus Ida-Baltikumis ja paisjärve juhttasemete täpsustatud vanus.

И. ДОННЕР, А. РАУКАС

К ИСТОРИИ БАЛТИЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА

Балтийское ледниковое озеро (БЛО) является первой стадией развития Балтийского моря. Впервые она была выделена шведом Х. Мунтхе в 1910 году. Нижнюю хронологическую границу БЛО разные исследователи проводят по-разному. Вслед за Д. Квасовым авторы началом зарождения БЛО считают момент соединения Южно-Балтийского приледникового озера с остатками озера Рамсея, что произошло около 12 000 лет назад после отступления ледника с Пандиверской возвышенности в Северной Эстонии. Завершение БЛО большинство авторов связывают с резким спуском озера, когда фронт ледника отступил от северных склонов горы Биллинген в Средней Швеции, что Э. Нильсоном (Nilsson, 1970) датируется 8213 лет до н. э. Классическим объектом изучения истории развития БЛО является дуга краевых ледниковых образований Сальпаусселькя в Южной Финляндии. В работе дается хронология формирования трех гряд Сальпаусселькя и их связь с изменениями уровня БЛО, а также корреляция уровней БЛО в Восточной Прибалтике. Авторы исходят из предположения, что в позднеледниковое время Балтийское море не имело соединения с океаном через Ладогу, Онегу и Белое море, а соединение с океаном с запада было весьма ограниченным.

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA ÜLDKOGU KOOSOLEK

4. jaanuaril 1989

4. jaanuaril 1989 Tallinnas toimunud Eesti NSV Teaduste Akadeemia üldkogu koosoleku päevakorras oli akadeemia uue põhikirja arutamine ja uurimisasutuste direktorite ametisse kinnitamine.

Koosoleku avas Eesti NSV Teaduste Akadeemia president Karl Rebane, kes ühtlasi informeeris eelmise üldkogu otsuste täitmisest.

Ettekande akadeemia põhikirja muutmisest ja parandustest tegi akadeemik Erast Parmasto. Kaasettekandega esines akadeemik Jaan Einasto. Läbirääkimistel võtsid sõna akadeemikud Karl Rebane, Endel Lippmaa, Jaan Rebane, Arno Kõõrna, Ilmar Öpik ja Harald Keres ning korrespondentliige Tšeslav Luštšik.

Üldkogu kinnitas ENSV TA uurimisasutuste direktoriteks järgmised teadlased: Füüsika Instituudi direktoriks füüsika-matemaatikadoktor Arvi Freiberg, Küberneetika Instituudi direktoriks korrespondentliige Ülo Jaaksoo, Geoloogia Instituudi direktoriks uueks perioodiks korrespondentliige Dimitri Kaljo, Eksperimentaalbioloogia Instituudi direktoriks uueks perioodiks bioloogiadoktor Oskar Priilinn, Tallinna Botaanikaiaia direktoriks geograafiakandidaat Andres Tarand, Majanduse Instituudi direktoriks majanduskandidaat Olev Lugas ning Keele ja Kirjanduse Instituudi direktoriks filoloogiakandidaat Tõnu

Seienthal. Ühtlasi avaldati tänu kauaaegse tulemusriikka tegevuse eest uurimisasutuse direktorina akadeemik H. Abenile, korrespondentliikmele P. Saarile, majandusdoktor R. Otsasonile, bioloogiadoktor J. Martinile ja filoloogiakandidaat M. Remmelile.

Koosolekul andis president Karl Rebane akadeemik Hillar Abenile ja Küberneetika Arvutustehnika Erikonstrueerimisbüroo direktorile Kalju Lepikule üle NSV Liidu Teaduste Akadeemia aukirjad kollektiivi «Start» töö eduka lõpetamise puhul. Mikk Titmat õnnitleti EKP Keskkomitee sekretäriks valimise puhul.

Üldkogu tegi NSV Liidu Teaduste Akadeemia Presiidiumile ettepaneku esitada NSV Liidu rahvasaadiku kandidaadiks Eesti NSV Teaduste Akadeemia president Karl Rebane ja Tallinna Keskvalimisingkonnas nr. 456 seati NSV Liidu rahvasaadiku kandidaadiks Keemilise ja Bioloogilise Füüsika Instituudi direktor Endel Lippmaa.

Koosolekust võttis osa 17 akadeemikut 26-st ja 18 korrespondentliiget 26-st. Külaliste hulgas olid EKP Keskkomitee sekretär Mikk Titma ja EKP Keskkomitee sektorijuhataja Tiit Koldits.

Koosolekul vastuvõetud otsused on avaldatud «Toimetiste» ühiskonnateaduste, bioloogia- ja füüsika-matemaatikaseeria 1989. aasta 3. numbrites.

УДК 551.733.11(474.2)

Совместное распространение конодонтов и граптолитов в раннем тремадоке Эстонии. Кальо Д., Вийра В. — Изв. АН Эстонии. Геология, 1989, т. 38, № 3, с. 97—100 (англ.; рез. эст., рус.)

В районе Таллинна самые ранние граптолиты из группы *Rhabdinopora flabelliformis* найдены совместно с конодонтами *Cordylodus proavus* и *C. intermedius*, восточнее города с *C. lindstromi*, а западнее с *C. rotundatus* и *C. angulatus*. Рис. 2. Библ. 4 назв.

УДК 551.732/733 (474.2)

Кембрийско-ордовикские пограничные отложения разреза Мяэкалда (Таллинн). Менс К., Вийра В., Паалитс И., Пуура И. — Изв. АН Эстонии. Геология, 1989, т. 38, № 3, с. 101—111 (англ.; рез. эст., рус.)

Приводится минералогическая и палеонтологическая (акритархи, конодонты, беззачатковые брахиоподы) характеристика пограничного интервала кембрия и ордовика, представленного терригенными породами юлгасекской и каллавереской свит. Рис. 2. Табл. 2. Библ. 22 назв.

УДК 564.8 : 551.733(474)

О дивергенции *Leptaenidae* (*Brachiopoda*) в вируской и харьюской эпохах в Балтоскандии. Рымусокс А. — Изв. АН Эстонии. Геология, 1989, т. 38, № 3, с. 112—117 (нем.; рез. эст., рус.)

Балтоскандийский ордовикский бассейн был, по-видимому, районом происхождения многих родов семейства *Leptaenidae*. В течение вируской эпохи здесь формировались близкие новые роды *Estonomena*, *Astamena*, *Kurnamena*, *Similoleptaena*, *Schmidtomena* и *Septomena*. Имелись места миграции — в оандуское время появился в Северной Эстонии новый род *Oandumena*. Табл. 4. Библ. 12 назв.

УДК 550.832(474.2) : 681.3

Оценка нарушенности ордовикской карбонатной толщи на Раквереском месторождении фосфоритов по данным скважинной геофизики. Шогенова А. — Изв. АН Эстонии. Геология, 1989, т. 38, № 3, с. 118—123 (рус.; рез. эст., англ.)

Впервые рассматривается вопрос о влиянии тектонической нарушенности и вторичных изменений горных пород на результаты геофизических измерений в скважинах Раквереского месторождения фосфоритов. Описывается разработанная автором методика оценки нарушенности карбонатной толщи на основе трехбалльной системы оценок каротажных диаграмм, определяющих степень нарушенности (трещиноватости и кавернозности пород по каротажу методами кажущегося сопротивления и кавернометрии, интенсивности процессов доломитизации и ожелезнения, замещения пород остаточной глиной) по гамма-каротажу; суммарной нарушенности пород (трещиноватость плюс вторичные процессы) по сумме оценок кривых всех перечисленных методов; обводненность выделенных зон трещиноватости по данным расходометрического каротажа. Показаны изображения степени нарушенности разреза в изолиниях и в объемном виде по каждому методу каротажа и по сумме методов. Рис. 2. Табл. 1. Библ. 7 назв.

УДК 622.271.14; 550.8

О кондиционности фосфоритов месторождения Тоолсе. Пязок Р., Тенно К. — Изв. АН Эстонии. Геология, 1989, т. 38, № 3, с. 124—127 (рус.; рез. эст., англ.)

При высокой изменчивости распределения содержаний компонентов в массиве месторождения и принятом способе задания кондиций на сырье в виде усредненных по блокам параметров возникает проблема обеспечения стабильности качества добываемого сырья. Как показывает статистический анализ месторождения, около половины запасов оказываются некондиционными. В связи с этим возникает необходимость пересчета балансовых запасов. Табл. 1. Библ. 3 назв.

УДК 551.8(261.24)

К истории Балтийского ледникового озера. Доннер Й., Раукас А. — Изв. АН Эстонии. Геология, 1989, т. 38, № 3, с. 128—137 (англ.; рез. эст., рус.)

Рассматривается история исследования и ход развития Балтийского ледникового озера — первой стадии Балтийского моря. Дается хронология формирования трех гряд Сальпаусселья и их связь с изменениями уровня Балтийского ледникового озера. Началом зарождения озера принимается время отступления ледника с Пандивереской возвышенности в Северной Эстонии около 12 000 л. н., завершением его — спуск озера в районе горы Биллинген в Средней Швеции 8213 л. до н. э. по Э. Нильсону. Авторы считают, что в позднеледниковое время соленые воды океана не поступали в Балтику. Рис. 2. Табл. 2. Библ. 57 назв.

SISUKORD

<i>D. Kaljo, Viive Viira.</i> Konodontide ja graptoliitide koosesinemisest Eesti vara-Tremadocis. <i>Resüme</i>	100
<i>Kaisa Mens, Viive Viira, I. Paalits, I. Puura.</i> Kambriumi ja ordoviitsiumi piirikihid Mäekalda läbilõikes (Tallinn). <i>Resüme</i>	111
<i>A. Rõõmusoks.</i> <i>Leptaenidae (Brachiopoda)</i> divergentsist Viru ja Harju ajastikul Baltoskandias. <i>Resüme</i>	117
<i>A. Sogenova.</i> Ordoviitsiumi karbonaatse kihtkonna rikutusastme hindamine karootaži andmetel Rakvere fosforiidimaardla piires. <i>Resüme</i>	123
<i>R. Päsok, K. Tenno.</i> Toolse leiukoha fosforiidi konditsioonilisusest. <i>Resüme</i>	127
<i>J. Donner, A. Raukas.</i> Balti paisjärve arengust. <i>Resüme</i>	137

EESTI TEADUSTE AKADEEMIAS

Eesti NSV Teaduste Akadeemia üldkogu koosolek 4. jaanuaril 1989	138
---------------------------------------------------------------------------	-----

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Д. Калъо, Вийве Вийра.</i> Совместное распространение конодонтов и граптолитов в раннем тремадоке Эстонии. <i>Резюме</i>	100
<i>Кайса Менс, Вийве Вийра, И. Паалитс, И. Пуура.</i> Кембрийско-ордовикские пограничные отложения разреза Мяэкалда (Таллинн). <i>Резюме</i>	111
<i>А. Рьымусокс.</i> О дивергенции <i>Leptaenidae (Brachiopoda)</i> в вирусской и харьуской эпохах в Балтоскандии. <i>Резюме</i>	117
<i>А. Шогенова.</i> Оценка нарушенности ордовикской карбонатной толщи на Раквереском месторождении фосфоритов по данным скважинной геофизики	118
<i>Р. Пязок, К. Тенно.</i> О кондиционности фосфоритов месторождения Тоолсе	124
<i>Й. Доннер, А. Раукас.</i> К истории Балтийского ледникового озера. <i>Резюме</i>	137

CONTENTS * INHALT

<i>D. Kaljo, Viive Viira.</i> Co-occurrences of conodonts and graptolites in the Estonian early Tremadoc	97
<i>Kaisa Mens, Viive Viira, I. Paalits, I. Puura.</i> Cambrian-Ordovician boundary beds at Mäekalda, Tallinn, North Estonia	101
<i>A. Shogenova.</i> Fracturing estimation of the Ordovician carbonate beds on the Rakvere phosphorite deposit by geophysical logging. <i>Summary</i>	123
<i>R. Päsok, K. Tenno.</i> On the conditionality of the phosphorite of the Toolse deposit. <i>Summary</i>	127
<i>J. Donner, A. Raukas.</i> On the geological history of the Baltic Ice Lake	128
<i>A. Rõõmusoks.</i> Über die Divergenz der <i>Leptaenidae (Brachiopoda)</i> in der Viru- und Harju-Zeit in Baltoskandia	112

Toimetuselt. 16. juunil 1989 Eesti NSV Ministrite Nõukogu määrusega kinnitatud nimetus Eesti Teaduste Akadeemia kajastub samast ajast ka meie ajakirja nimes («Eesti Teaduste Akadeemia Toimetised»), kuid trükitehnilistel põhjustel jääb varasem nimekuju ajakirja kaanele 1989. aasta lõpuni. Toimetus palub viitamisel kasutada uut nime.

От редакции. Решение Совета Министров Эстонской ССР от 16 июня 1989 г., утвердившее название Академия наук Эстонии, имеет прямое отношение и к названию нашего журнала (Известия Академии наук Эстонии), но по технико-производственным причинам прежнее название журнала останется на обложке до конца 1989 г. Редакция просит учесть это и при ссылках использовать новое название.

Editor's note. Since June 16, 1989 our journal is called The Proceedings of the Estonian Academy of Sciences but for technical reasons the former name is printed on the cover till the end of 1989. We ask you to take this into consideration when referring to our publication.

АКОВЕЦКИЙ В. И. Экологический бум. Аэрокосмос и ноосфера. М., Недра, 1989. 96 с.

БАРСУКОВ В. Л., БЕЛЯЕВ А. А., СЕРЕБРЕННИКОВ В. С. Вестник беды (о поиске средств геохимического прогноза землетрясений). М., Наука, 1989. 136 с.

БОЛЬШАКОВ В. Д., МАРКУЗЕ Ю. И., ГОЛУБЕВ В. В. Уравнивание геодезических построений. Справ. пособие. М., Недра, 1989. 413 с.

БОРОВКОВ В. С. Русловые процессы и динамика речных потоков на урбанизированных территориях. Л., Гидрометеоздат, 1989. 286 с.

Восстановление и охрана малых рек: Теория и практика / Пер. с англ. М., Агропромиздат, 1989. 317 с.

Географический атлас мира. М., ГУГК, 1988. 252 с.

Геологический справочник по сидерофильным и халькофильным редким металлам / Под ред. Н. П. Лаверова. М., Недра, 1989. 462 с.

ИВАЧЕВ Л. М. Промывка и тампонирование геологоразведочных скважин: Справ. пособие. М., Недра, 1989. 247 с.

Искусственная активизация оползней / Г. П. Постолев и др. М., Недра, 1989. 134 с.

КАБАТА-ПЕНДИАС А., ПЕНДИАС Х. Микроэлементы в почвах и растениях / Пер. с англ. М., Мир, 1989. 439 с.

КВАСОВ Н. Т. Шаровая молния: Гипотезы и факты. Минск, Университетское, 1989. 88 с.

ЛЕБЕДЕВ А. В. Оценка баланса подземных вод. М., Недра, 1989. 174 с.

Методы и средства контроля состояния и свойств горных пород в массиве / Е. С. Ватолин и др. М., Недра, 1989. 173 с.

НАУМОВ В. А. Оптическое определение компонентов осадочных пород: Справ. пособие. М., Недра, 1989. 347 с.

СКИННЕР Б. Хватит ли человечеству земных ресурсов? / Пер. с англ. М., Мир, 1989. 262 с.

СТЕПАНОВ Н. В. Моделирование и прогноз осложнений при бурении скважин. М., Недра, 1989. 252 с.

ФЕКЛИЧЕВ В. Г. Диагностические константы минералов: Справочник. М., Недра, 1989. 480 с.

ХАТТОН Л., УЭРДИНГТОН М., МЕЙКИН Д. Обработка сейсмических данных: Теория и практика / Пер. с англ. М., Мир, 1989. 215 с.

ЧЕСАЛОВ С. М., ШМАГИН Б. А. Статистические методы решения гидрогеологических задач на ЭВМ. М., Недра, 1989. 174 с.

ЧЕЧУЛИН А. И. Асбест. Свердловск, Средн.-Урал. кн. изд-во, 1989. 221 с.

ШАРМА П. Геофизические методы в региональной геологии / Пер. с англ. М., 1989. 487 с.

ЯЩЕНКО В. Р. Геодезические исследования вертикальных движений земной коры. М., Недра, 1989. 192 с.

