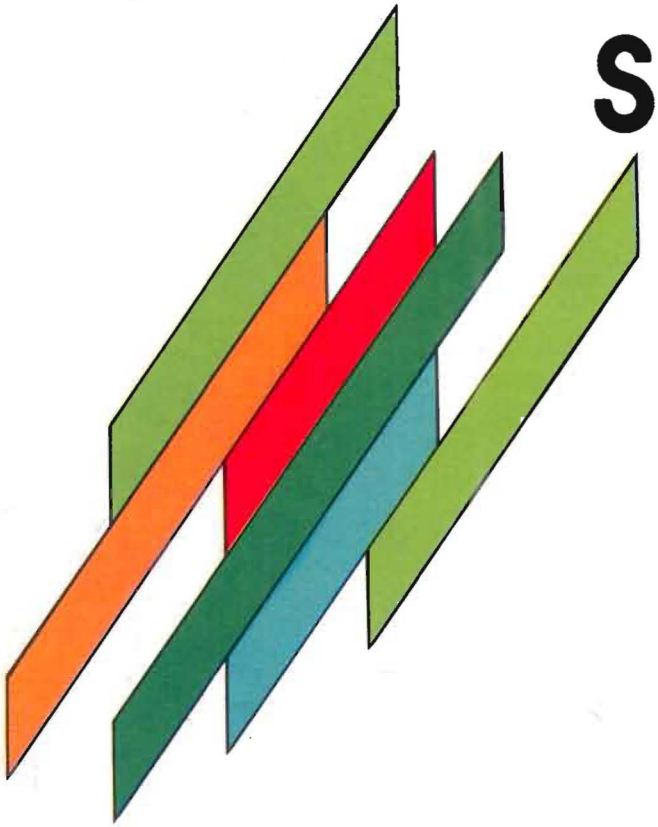
6 / 21 / 1989

Mineralia slovaca



vydavateľstvo alfa publisher

Mineralia slovaca, 21 (1989), 481—509

High sedimentation rates and thicknesses of the Neogene in the Circummediterranean area; application of results of the IGCP No. 25; part 4

JÁN SENEŠ

Geological Institute of the Centre of Geoscience Research, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Received June 2, 1989)

Abstract

In the fourth part of his series of papers, the author makes us familiar with the high sedimentation rates of the Neogene in some regions of the Mediterranean Tethys and Paratethys. The obtained data are compared with the sedimentation rates of recent seas and oceans and the assumption is confirmed that a predominant part of the Neogene formations originated in geomorphologically varied areas, in a shallower, and not bathyal environment. The author points out the risks of direct application of the data in geodynamic interpretations, since sedimentation rates can be determined only on the basis of the now existing reduced thicknesses of formations. It is therefore considered necessary to evaluate in greater detail also the time and space migration of orogenic phases including the uplift of young mountain belts in the Circummediterranean area. Some more detailed information, together with the here presented brief outline of the sedimentation rates, would then allow a more precise analysis of the development of various Neogene subsidence regions on the whole intercontinental territory.

The enormous thicknesses of the Neogene discovered in the last half-century especially by means of deep boreholes are with right an inspiration to many geologists urging them to more modern paleogeographic and geodynamic considerations. The great thickness of the sediments is undisputably also a result of them being less affected by diagenetic processes than some older formations. The circumstance that they are relatively little dynamometamorphosed provides ideal opportunities for the study by all branches of geology and, above all, it allows more realistic geodynamic and palinspastic interpretations.

In one of my papers I have indicated the areas with high sedimentation rates in the Neogene of the Tethys and Paratethys region (Seneš, 1988), but without giving a more detailed specification of the time and space.

In my opinion more detailed data will provide the basis for the reconstruction of the mobility of many regions with great subsidences and uplifts. Thus it will contribute not only to increasing the accuracy of the time of origin and development of the Neogene basins, but it will also be a key to the determination of the intensity, time and space migration of epeirogenic and orogenic movements in the whole Circummediterranean Neogene.

Similarly as in the previous papers of this series, I use in this one the basic data from the Final Report of the IGCP Project No.25 (Seneš, 1985; Steininger et al., 1985) which provides a modern evaluation of the stratigraphy of the studied extensive intercontinental area.

The latest opinions on the correlation of regional chronostratigraphic units (stages) of the Neogene as well as the map of the geographic setting and numbering of the sedimentation basins can be found in the work of Seneš (1989). The basis for the absolute dating of stage boundaries have been data published by Berggren et al. (1985), Menning (1989), relatively corresponding to the radiometric dating of regional Paratethys stages (Vass and Čech, 1983; Nevesskaya, 1984; Vass et al., 1987; Semenenko, 1987). It is clear that we cannot exclude a certain margin of error in the data, which can by itself affect the accuracy of the calculation of sedimentation rates. This fact is in the following text indicated by the symbols $\sim$ or $\pm$. The presented sedimentation rates could have been originally substantionally higher since a significant part of the formations had in the studied time units either a delayed transgressive character, they frequently show angular discordances, or they were eroded in their terminal part. Only the existing thickness of the strata — representing mostly only a relic — is today measurable for the purpose of calculations. Equally important is the diagenetic thinning, above all of pelitic sediments, especially those older than 10—15 my, covered often by as

much as several thousands of meters thick younger sediments of the Upper Miocene and Pliocene (Moore, 1962; Füchtbauer and Reineck, 1963). When measuring the thicknesses we should take into account also the existence of phenomena causing the absence of sedimentation in certain areas (Reineck, 1960). These factors which always multiply the original sediment thicknesses are necessary to include in the calculations and thus in the tables they are denoted by special symbols.

The lowest values of thicknesses still presented in the tables and maps depend on the lenght of the time range of the respective stage. In shorter time intervals I include only thicknesses over 200—300 m, in longer ones those over 600—1 000 m. (Since smaller thicknesses are not included, I would like to stress that the maps *do not have paleogeographic character.)*

Because of geochronologic equivalence of some short-lasting stages of the Paratethys with stages of the Mediterranean which have a wider time range (Burdigalian = Eggenburgian + Ottnangian + Karpatian, or in the relation of the Central and Eastern Paratethys, Badenian = Tarchanian + Tchokrakian + Karaganian + Konkian) I present mostly only data related to the longer stage. Data on the Sarmatian s. str. from the Central Paratethys and Sarmatian s. lato from the Eastern Paratethys are listed separately. If the thicknesses of regional Lower and Upper Pliocene stages are not marked separately in the cited Final Report of the Project, I give only their summary thicknesses and sedimentation rates.*

In the below-mentioned tables I list, except the identifying numbers and names of the sedimentation basins, also the abbreviations expressing the reasons for the necessary positive corrections of the thicknesses caused by diagenesis, angular discordances, transgressive character of sedimentation or denudation-produced hiatus; further there are the abbreviations of the lithologic development of the formations and of the character of the environment of their origin.

I shall use the following abbreviations:

DG — probable reduction of sediments by diagenesis
AD — angular discordance (possibility of hiatus)
TR — transgressive character with a possibility of delayed beginning of flooding and sedimentation within the chronostratigraphic unit (lack of sediments in the basal time span)
EH — erosion relief and hiatus on the top of a sedimentary cycle
PSE — Psephites (gravels, conglomerates, breccias)
PSA — Psammites (sands, sandstones)
PE — Pelites (silt, clay, marl, sandy clays and sandy marls)
LST — Limestones-dolomites (bioherms, marly and sandy limestones)
EV — Evaporites (sensu lato)
FL — Flysch
TB — Turbidites
VC — Volcanoclastics (tuffs, volcanobreccias and agglomerates)
M — marine
B — brackish
L — limnic
FT — fluvio-terrestrial

Sedimentation area: No., denomination, country (Authors see in Steininger—Seneš et al., 1985)		Thickness in m	Time in my	Sedimentation cm/1000y	Necessary correction (+ cm)	Lithology	Environment
1		2	3	4	5	6	7
AQUITANIAN (±23,6—21,8 my). Map 1 = late Egerian = Caucasian							
1		2	3	4	5	6	7
9e.	Ebro, Miranda—Trevino	E	1000	~1.8	55,6	DG	PSE, PSA	L, FT
14a.	Provence, Camarque, Golfe du Lion	F	300		16,7	DG, EH	PE, LST	M
17a1,2.	Piemonte B.	I	500		27,8	DG	PE, TR	M
17d3.	Romagna Apennine	I	300		16,7	DG	PSA, FL	M
33d.	Extern. Ionian Zone	GR	300		16,7	DG, EH	PSE, PSA	M
37a.	Corfu,Lefkas	GR	300		16,7	DG, EH	PSA, LST	M
38a1,2.	Grevena B.	GR	500		27,8	DG, EH	PSE, PSA, PE	M, FT
38b	Thessalia B.	GR	300		16,7	DG, EH	PSE, PSA	M, FT
58a.	Erzincan-Cayirli	TR	450		25,0	DG, TR	PSE, EV, LST	M
69a3.	Malatya-Gürün B.	TR	300		16,7	DG, TR	PSE, LST	M
72a1,2,3.	Gaziantep-Adyiaman — Urfa	TR	300		16,7	DG, AD, TR	PSA, PE, LST	M
72b.	Burc-Kilis, Gaziant.	TR	400		22,2	DG, TR	PSE, LST	M

* For the calculation of sedimentation rates I would like to thank my colleague Anna Nitrianska.

1			2	3	4	5	6	7
150a.	Mediterran Coast	SYR	300		16,7	DG, AD, TR	PSA, PE, LST	M
82a.	Nile Delta B.	ET	300		16,7	DG	PSA, PE	B, FT
83dl.	Libyan Plateau	ET	300		16,7	DG	PSA	M, B, FT
92a/94a.	Zone Mesorifain — Syncl. Post Nappe	MA	300		16,7	DG	PSE, PSA, PE	M
100b.	Nappes Telliennes	DZ	2000		111,1	DG	PSE, PSA, PE	M, FT
102g.	SE. Titteri	DZ	500		27,8	DG, AD, TR	PSA, PE	M
109.	Khoumire — Mogods	TN	400		22,2	DG	PE	M
111.	Cap Bone	TN	300		16,7	DG, EH	PSE, PSA, PE	M, FT
200a.	Subalpin. Molass., E.	D	1000		55,6	DG ?	PSA, PE, PSE	B, M
200b.	Subalp. Mol., W.	D	500		27,8	DG ?	PSA, PE	B, L
200b.	Allgäuer Molasse	A	1800		100,9	DG, EH	PSE, PSA, PE	L, FT
200c.	Subalp. Molasse	CH	500		27,8	DG ?	PSE	L, FT
201c.	Mittelländ. Mol.	CH	1000		55,6	DG ?	PSA	FT
202a,b.	Molasse Zone	A	300		16,7	DG, EH	PSA, PE, VC	M
203b,c.	Pouzdřany Unit, Ždanice-Subsiles.U.	CS	500		27,8	DG, TR, EH	PSA, PE	M
204a3/205c3,5.	East Carpathian Foredeep	PL	800		44,4	DG, EH	PSA, PE	M
204b.	Carpath. Flysh Z.	SU	300		16,7	DG	PSA, PE, FL	M
204c,d.	E. Carp. Flysh Z.	R	300		16,7	DG	FL	M
205d.	Subcarpath. Fored.	SU	1000		55,6	DG, EH	PSA, PE, EV	M
205e.	Subcarpath. Fored.	R	400		22,2	DG, EH	PSE, PSA, PE	M
206a.	Subcarp. Getic Depr.	R	300		16,7	DG	PSE, PSA	M, L
212.	S. Slovak Danub B.	CS	300		16,7	DG, EH	PSA, PE	M, B
213a,b.	S. Slovak Ipeľ, Rimava, Lucenec B.	CS	300	~1.8	16,7	DG, EH	PSA, LST	M, B
213c.	Börzsöny, Tokaj Mts.	H	300		16,7	DG	PSE, PSA, LST	M,B,L,FT
215.	East Slovakian B.	CS	300		16,7	DG, EH	PSA, PE	M
224al.	Drava B.	YU	500		27,8	DG	PSA, PE	L
224b.	Transtethyan Corr.	YU	400		22,2	DG, AH, TR, EH	PSA, PE	M
227a.	Tuzla B.	YU	400		22,2	DG, AD, TR	PSA, PE	L
232.	S. Moravian Nis B.	YU	500		27,8	DG, AD, TR	PSE, PSA, VC	L
137.	Dugi Otok B.	YU	300		16,7	DG, AD, TR	PE, LST	M
246.	Crimea	SU	400		22,2	DG	PSA, PE	M
247.	Kerch Peninsula	SU	1000		50,0	DG	PE	M
248.	Taman Peninsula	SU	300		16,7	DG	PE	M
249.	S. Ciscaucasia, W.	SU	500		27,8	DG	PE	M
252.	Upper Kura Depr.	SU	700		35,0	DG	PE	M
253.	Sevan, Shirak, Araks, Depr., Erevan Syncl.	SU	300		16,7	DG	PSE, PSA, PE	L, FT
254.	Natchitchevan Depr.	SU	450		22,5	DG	PE, LST	L
255.	S. Ciscaucasia, E.	SU	300		16,7	DG, EH	PE	M
256a,b.	Middle Kura Depr.	SU	1500		75,0	DG	PE	M
258.	Shemako-Kobistan	SU	300		16,7	DG	PSA, PE	M
259.	Low. Kura Depr.	SU	500		27,8	DG	PE	M
260.	Talysh	SU	300		16,7	DG	PE, VC	M
261.	Apsheron Throug	SU	300		16,7	DG	PSA, PE	M
264.	N. Ciscaucasia, E.	SU	300		16,7	DG	PSA, PE	M
276.	Caspian Lawland, E.	SU	700		35,0	DG, EH	PE	M
277.	Mangyshlak	SU	400		22,2	DG	PE	M, B
356.	Qum B.	IR	300		16,7	DG	PSA, LST, VC	M

The in the place enormously high values of sedimentation are an evidence of a considerable mobility of some mountain belts immediately before or even during this short period. The great thickness of limnic and fluvio-terrestrial sediments in the Ebro depression is undoubtedly related to the marked uplift of the Pyrenees, similarly the fast sedimentation of the Molasse Zone in the region of Central Alps in Switzerland, in Bavaria and Austria. The rapidly subsiding basins in the region of Tellian and Great Atlas show already a rapid sedimentation in marine environment (up to 100 cm). The considerable sedimentation in northern and eastern forefield of the Carpathians and in the Kura Depression in the area between the Great and Little Caucasus is also already of marine character.

BURDIGALIAN (±21,8 – 16,6 my). Map 2
= Eggenburgian + Ottnangian + Karpatian
= Sakaraulian + Kozachurian (+ early Tarchanian partim?)

1			2	3	4	5	6	7
5a	Valencia Platf.	E	500	~5,2	9,6	DG	PSA, LST	M
9a.	Ebro Depr.	E	500		9,6	DG, ?	PSE, PSA	FT
14a.	Provence, Camarque, Golfe du Lion	F	500		9,6	DG	PE	M
17a1, 2.	Piemont B.	I	500		9,6	DG ?	TB	M
17d2, 3.	Emilia, W. Apennine, Romagna Apennine	I	500		9,6	DG ?	PE, LST	M
24.	Calabria, Punta Stilo	I	500		9,6	DG	FL, PSA	M
32.	Umbria	I	500		9,6	DG ?	FL, PE	M
26b.	Sicily, Iblei Mts. E.	I	500		9,6	DG ?	LST, VC	M
22.	Sardinia, Campidano	I	500		9,6	DG ?	PE, LST, VC	M
33c.	Middle Ionian Zone	GR	1500		28,8	DG, TR, EH	PSA, PE	M
37d1.	Zakynthos	GR	500		9,6	DG	PE, LST	M
38a1, 2.	Grevena B.	GR	750		14,4	DG, TR, EH	PSE, PSA, PE	M, FT
38b.	Thessalia B.	GR	500		9,6	DG, AD, TR	PSA, PE, LST	M
50b, c.	N. Thrace B. Ergene. TR	TR	500		9,6	DG	PSA, PE, VC	L, FT
54.	Izmir, Urla	TR	500		9,6	DG	LST	L
58a.	Erzincan-Cayirli	TR	1000		19,2	DG, EH	PE, LST, EV	M
60d.	N. Simav	TR	500		9,6	DG, AD	PSE	FT
70b1, 2, 3.	Erzurum-Karayazi	TR	600		11,5	DG, TR, EH	LST	M
72a1, 2.	Gaziantep, Adyiaman, Urfa	TR	500		9,6	DG, EH	PSA, PE, LST	M
75a.	Tel. Aviv-El Arish	IL, ET	500		9,6	DG, EH	PE, LST	M
80a1.	N. Red Sea B.	ET	1200		23,1	DG, TR	PSA, PE	M
81a1, 5, 7.	Gulf Suez B.	ET	600		11,5	DG, TR	PSA, PE, LST	M
82a1, 3.	Nile Delta B.	ET	500		9,6	DG	PSA, PE	M, B
83d1.	Libyan Plateau	ET	500		9,6	DG	PSA, PE	FT
92a/94a.	Zones Mesorifain/Syncl. Post Nappe	MA	500		9,6	DG	PSA, PE, LST	M
99a/105d.	NE. Gr. Kabylie	DZ	500		9,6	DG, AD	PSE, PSA, PE	M
99b/105f.	Petit Kabylie	DZ	500		9,6	DG, AD	PSE, PSA, PE	M
102f, g.	S., SE. Titteri	DZ	500		9,6	DG, AD	PSA, PE	M
105c.	Dellys B.	DZ	500		9,6	DG, AD	PSE, PSA	M
200a.	Subalp. Molasse, E.	D	900		17,1	DG ?	PSA, PE	M, B
200b.	Subalp. Molasse, W.	D	2000		38,5	DG ?	PSE, PSA, PE	M, B
200b.	Allgauer Molasse	A	500		9,6	DG ?	PSE, PSA, PE	M, B
201c1.	Mittelländ. Molasse	CH	800		15,0	DG, AD	PSE, PSA	M, B
202a, b.	Molassezone	A	1000		19,2	DG, AD, EH	PSE, PSA, PE	M, B
203a.	Waschbergzone	A	500		9,6	DG, AD, TR, EH	PSA, PE	M
202c.	Molasse N. Donau	A	1900		36,5	DG, TR, EH	PSE, PSA, PE	M, B
205a, b.	Subcarp. Fored. S.	CS	1500		28,8	DG, TR, EH	PSE, PE	M, B
204a3/205c3,4,5.	East Carpath. Foredeep	PL	1500		28,8	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA, EV	M, L
205e.	Subcarpath. Fored.	R	1900		36,5	DG, TR, AD	PSE, PSA, EV	M, FT
205f.	E. Subcarp. Fored.	R	500		9,6	DG, EH	PSE, PSA, EV	M, FT
206a.	S. Subcarp. Fored.	R	1500		28,8	DG, EH	PSE, PSA, EV	M, B, L, FT
208a.	Vienna B., N.	CS	3000		57,6	DG, TR, EH	PSE, PSA, PE	M, B
208b.	Vienna B., Centr.	A	1000		19,2	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA, PE	M, B
209a.	Sopron Mt.	H	1000		19,2	DG, TR, EH	PSE, PSA	L, FT
211.	Megasyncl. Brezov	CS	850		16,3	DG, TR, EH	PSE, PSA, PE	M, B, L
213b.	S. Slovakian Rimava, Lučenec B.	CS	850		16,3	DG, TR, EH	PSE, PSA, PE	M, L, FT
213c.	Börzsöny, Tokaj Mts.	H	1100		21,1	DG, AD, TR, EH	PSA, PE, VC	M, B, L
215.	E. Slovakian B.	CS	2000		38,5	DG, TR, AD, EH	PSA, PE, EV	M, B, L
217a.	Transylvan B., N. NW.	R	2000		38,5	DG, EH	PSE, PSA	B
217b2, 3.	Transylv. B., S. SW.	R	500		9,6	DG, EH	PSE, PSA, VC	M, L, FT
217b4.	Transylvan B., E.	R	1200		23,1	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA, PE	M
222.	Mecsek Mts.	H	1000		19,2	DG, AD, TR, EH	PSA, PE, VC	M, L, FT
224a.	Zala-Dráva B.	H	1000		19,2	DG, AD, TR, EH	PSA, PE, VC	M, L, FT
224a1.	Drava B.	YU	500		9,6	DG, EH	PE, LST	L ?
224b.	Transtethyan Corr.	YU	900		17,1	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA, PE	M
224c.	Mura B.	YU	500		9,6	DG, AD, TR, EH	PSA, PE, VC	M, L, FT
56.	Dugi Otok B.	YU	600		11,5	DG	PSA, PE	M
247.	Kerch Peninsula	SU	1900		36,5	DG	PE	M
248.	Taman Peninsula	SU	2000		38,5	DG	PSA, PE	M, B
249.	S. Ciscaucas., W. SW.	SU	500		9,6	DG	PE	M, B
250.	S. Ciscaucas., Centr.	SU	600	~5,2	11,5	DG	PE	M

	1		2	3	4	5	6	7
255.	S. Ciscaucas., E.	SU	500		9,6	DG, TR	PE	M, B
251.	Rioni Depr.	SU	500		9,6	DG	PSA, PE	M, B
252.	Upp. Kura Depr.	SU	1000		19,2	DG	PSA, PE	M, B
256a,b.	Midd. Kura Depr.	SU	500		9,6	DG	PE	M
258/261.	Shemako-Kobistan Syncl., Apsheron Trough	SU	500		9,6	DG	PSA, PE	M, B
253.	Sevan, Shirak, Araks Depr., Erevan Syncl.	SU	500		9,6	DG	PSE, PSA, PE	L, FT
260.	Talysh	SU	1000		19,2	DG	PE	M, B
257.	Kussaro-Divichin	SU	500	~5,2	9,6	DG	PSA, PE	M, B
264.	N. Ciscaucasia, E.	SU	800		15,0	DG, EH	PSA, PE	M, B
359/361.	Zagros B.	IR	1000		19,2	DG	PSA, LST, EV	M
356.	Qum B.	IR	1000		19,2	DG	PE, LST	M
358.	Centr. Albourz B.	IR	500		9,6	DG	PSA, EV	M
362.	Baluchistan B.	PA	500		9,6	DG	PSA, PE	M
363.	Lower Indus B.	PA	500		9,6	DG, EH	PSA, LST	M
364.	Upper Indus B.	PA	2000		38,5	DG	PSA, PE	FT

In the relatively large range of the *Burdigalian*, no exceptionally rapid accumulation of sediments of aquatic or continental origin could be observed according to our data, neither in the Mediterranean, nor in the Paratethys region. This circumstance could be an evidence of a gradual wanning of the uplift of mountain belts as well as of the stagnation of greater subsidences. However, it is noteworthy that in the Mediterranean and Eastern Paratethys region the sedimentation of arenaceous and pelitic formations prevails almost during the whole time range, while in the Central and Western Paratethys region, especially in the beginning of this time (Eggenburgian) coarser clastic sediments are predominant and pelitic sedimentation occurs only in its second half (Ottnangian and Karpatian) in an ondobtedly calmer environment. In the Central Paratethys, in the terminal phase of the Burdigalian (Karpatian) a considerable subsidence affected some intramontane basins of the Carpathian region, leading to enormous marine pelitic sedimentation. It attained in the Vienna Basin and some other marginal Intracarpathian depressions the rates of as much as 150—250 cm/1 000 y.

KARPATIAN (± 17,4 — 16,6 my). Map. 3
= upper late Burdigalian
= late Kozachurian (± early Tarkhanian partim?)

	1		2	3	4	5	6	7
202c.	Molassezone N.	A	500		62,0	AD, TR, EH, DG	PSE, PSA, PE	M
205a.	Subcarp. Fored. S.	CS	1200		150,0	DG, AD, EH	PE	M
205b.	Subcarp. Fored. N.	CS	300		37,5	DG, AD, TR, EH	PSA, PE	M
203c.	Ždanice-Subsilesia	CS	200		25,0	DG, AD, TR, EH	PE	M
204a1/205c1.	Upp. Silesia	PL	350		43,7	DG, AD, TR, EH	PSE, PE	M
204a3/205c3, 5.	E. Carp. Fd.	PL	1000		125,0	DG, EH	PSA	M
? 205d.	Subcarpath. Fored.	SU	500		62,0	DG, EH	PSE, PSA, EV	M?
205e.	Subcarpath. Fored.	R	1000		125,0	DG, EH	PSA, EV	M
205f, g.	Subcarpath. Fored.	R	300		37,5	DG	PSA, PE, EV	M
204c, d.	E. Carpath. Flysh	R	300		37,5	DG, AD, TR	PSE, PSA, PE, EV	M
206a.	S. Subcarpath. Fd.	R	800		100,0	DG, TR	PSE, PSA	L, FT
208a1.	Vienna B., N.	CS	2300		287,5	DG, TR, EH	PSE, PE	M
208a2.	Vienna B., N.	A	500	~0,8	62.0	AD, TR, EH, DG	PSA, PE, VC	M
208b.	Vienna B., Centr.	A	1300		162,5	DG, AD, EH	PSE, PSA, PE	M
209a.	Sopron Mt.	H	400		50,0	DG, AD	PSE, PSA	L, FT
211.	Megasyncl. Brezov	CS	500		62,0	DG, EH	PSA, PE, VC	M
213a, b.	S. Slovakian Ipel, Rimava, Lucenec B.	CS	200		25,0	DG, EH	PSA, PE	M
213c.	N. Hungary, Börzsöny, Tokaj Mts.	H	800		100,0	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA	M
215.	East Slovakian B.	CS	1600		200,0	DG, TR, EH	PSE, PSA, PE, EV	M
217a.	Transylvan. B., N.	R	500		62,0	DG	PSE, PE	B
230a.	Danubian Corridor	YU	200		25,0	DG, AD	PSE, PE	L
223a, b, c.	Bačka-Banat B.	YU	200		25,0	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA, VC	L, FT

	1		2	3	4	5	6	7
222.	Mecsek Mt.	H	600		75,0	DG, AD, TR	PSE, PSA	M
219c.	Transdanubia SE.	H	300		37,5	DG	PSA, PE, VC	M
221a1.	Steirisches B., W.	A	500		62,0	DG, EH	PSE, PSA, VC	L
221a2.	Steirisches B., E.	A	200		25,0	DG, AD, TR, EH	PSE, PE, VC	M
224b2.	Transtethyan Trench.	YU	200	~0,8	25,0	DG, AD, TR, EH	PSA, PE	M
224c.	Mura B.	YU	200		25.0	DG, TR, EH	PSA, VC	M
226.	Sava B.	YU	200		25,0	DG, EH	PSA, PE	M
227a.	Tuzla B.	YU	200		25,0	DG, ?	PSE, LST, VC	L
137.	Dugi Otok B.	YU	300		37,5	DG	PE	M

LANGHIAN (± 16,6 — 15,0 my). Map 4
= early Badenian
= Tarchanian (partim?) + Tchokrakian (partim?)

	1		2	3	4	5	6	7
14a.	Camarque, Golf du Lion, Provence	F	300		18,8	DG	PSA, PE	M
17a1, 2.	Piemont B., Centr.	I	500		31,3	DG ?	PE, TB	M
17d1, 3.	Salsomaggiore, Romagna Apennine	I	300		18,8	DG ?	PSA, PE	M
27b.	Sicily, Madonie-Nebrodi	I	300		18,8	AD ?, DG	PE	M
42a.	SW. Akarnania B.	GR	300		18,8	DG	PSE, PSA, PE	M
80a1.	N. Red Sea B.	ET	500		31,3	DG	PE, EV	M
81a2, 3, 7.	Gulf Suez B.	ET	500	~ 1,6	31,3	DG	PE, EV	M
99a/105d.	NE. Gr. Kabylie	DZ	300		18,8	DG	PSA, PE	M
102f.	S. Titteri	DZ	500		31,3	DG, EH?	PE	M
106b.	Plateau St. Louis	DZ	500		31,3	DG, AD, TR	PE, EV, VC	B
106f.	Bord S. Dahra	DZ	300		18,8	DG, AD	PSE, PSA	FT
106h.	NW. Ouarsenis	DZ	1000		62,5	DG	PSE, PSA, PE	M
107a.	Moyen Cheliff	DZ	1000		62,5	DG, AD	PSE, PSA, EV	M, FT

SERRAVALLIAN (± 15,0 — 11,3 my). Map 4
= middle-late Badenian + Sarmatian s. str. + lowermost early Pannonian (e. Malvensian)
= Karaganian + Konkian + Volhynian + early Bessarabian

	1		2	3	4	5	6	7
1c.	Betic Ranges	E	500		13.5	?	PSE, LST, EV	M
5a, b.	Valencia Platf.	E	500		13,5	?	PE	M
15a.	Moyen Vallée Rhône	F	500		13,5	DG	PSA	M
17d3.	Romagna Apennine	I	500		13,5	—	PSA, PE	M
27b.	Sicily, Madoni-Nebrodi	I	1000		27,0	—	PE	M
33d.	External Ionian Zone	GR	500		13,5	—	PSE, PE	M
42a.	SW. Akarnania B.	GR	500		13,5	—	PSE, PSA, PE	M
46c.	Crete, Iraklion	GR	550	~3.7	14,9	DG, TR	PSE, PSA, PE	L, FT
49a.	Kithera, N. Mesaoria	CY	500		13,5	—	PE	M
81a5, 7.	Gulf Suez B.	ET	300		8,1	DG	PE, EV	M
102a/104a.	M'Sirda	DZ	600		16,2	DG, AD, EH	PSE, PSA, PE	M
102d.	S. Beni Chougrane	DZ	500		13,5	DG, EH	PE	M
106f.	Bord S. Dahra	DZ	1000		27,0	DG, AD	PSA, PE, EV	B, M
106i.	Oued Allalia	DZ	500		13,5	—	PE	M

BADENIAN(± 16,6 — 13,8 my). Map. 5
= Tarchanian + Tchokrakian + Karaganian + Konkian (see areas No 225—260)
= Langhian + early Serravallian

	1		2	3	4	5	6	7
200b.	Subalp. Molasse, W.	D	1000		35,7	DG, EH	PSE, PSA	L, FT
205a.	Subcarp. Fored., S.	CS	700		25,0	DG, AD, TR	PSE, PSA, PE	M
205b.	Subcarp. Fored., N.	CS	1300		46,4	EH, AD, TR, DG	PSA, PSE, PE, EV	M
204a1/205c1.	Upp. Silesia	PL	1000	~2,8	35,7	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA, PE, EV	M
204a3/205c3, 5.	East. Carpath. Fored.	PL	1600		57,1	DG, AD, TR	PSA, PE, EV	M
205d.	Subcarp. Fored.	SU	1000		35,7	DG, AD, TR, EH	PSA, PE, EV, VC	M
208a.	Vienna, B., N.	CS	1700		60,7	DG, AD, TR, EH	PSE, PE, PSA, LST	M

1			2	3	4	5	6	7
208b.	Vienna B., Centr.	A	800		28,6	DG, AD, TR, EH	PSA, PE, LST	M
208c.	Vienna B., S.	A	800		28,6	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA, PE, LST	M
210b.	S. Slovak. Danub B. W.	CS	900		32,1	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA, PE	M
210a.	S. Slovak. Danub B. Centr.	CS	2000		71,4	EH, DG, AD, TR	PSE, PSA, PE, VC	M, FT
212.	S. Slovak. Danub B., E.	CS	2300		82,1	DG, AD, TR, EH	PSA, PE, VC	M, FT
209c.	W. Hungarian B.	H	800		28,6	DG, AD, TR	PSE, PSA, PE	M
213a.	S. Slovak Ipel B.	CS	700		25,0	DG, AD, TR	PSA, LST, VC	M, FT
213c.	N. Hungary, Börzsöny, Tokaj Mts.	H	2100		75,0	DG, AD, TR, EH	PSA, PE, LST, VC	M, FT
215.	E. Slovak. B.	CS	3500		125,0	DG, AD, TR, EH	PSA, PE, EV, VC	M, B
216a.	Zakarpatia B.	SU	3000		107,0	DG, AD, TR	PSA, PE, EV, VC	M, FT
216b.	Maramures B.	R	1000		35,7	DG, AD, TR	PE, EV, VC	M
217a.	Transylvan. B., N., NW.	R	1000		35,7	DG, AD, TR	PE, EV, VC	M
217b1, 2, 217c, d.	Transylvan. B., WSW., S., SW.	R	500	~ 2,8	17,9	DG, AD, TR	PE, EV, VC	M
217b3.	Transylvan. B., SE.	R	1500		53,6	DG, AD, TR	PE, EV, VC	M
217b4.	Transylvan. B., E.	R	1400		50,0	DG, AD, TR	PE, EV, VC	M
230c.	Danubian Corridor	R	1000		35,7	DG, AD, TR	PSE, PSA, VC	M, L. FT
223c.	Banat B., S.	YU	500		17,9	DG, AD, TR	PSA, PE, LST	M
221a1, 2.	Steirisches B.	A	700		25,0	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA, PE, LST	M
224a1.	Drava B.	YU	1200		42.9	DG, AD, TR, EH	PSE, PSA, PE, LST	M
226.	Sava B.	YU	1100		39,3	DG, AD, TR, EH	PE, LST	M
227a.	Tuzla B.	YU	1000		35,7	DG	PSA	M
255.	South Ciscaucasus, E.	SU	1000		35,7	DG, AD, TR	PSA, PE	M, B
257.	Kussaro-Divichin	SU	800		28,6	DG, AD	PSA, PE	M, B
258.	Shemako-Kobistan	SU	900		32,1	DG	PSA, PE	M, B
253.	Sevan, Shirak, Araks Depr., Erevan Syncl.	SU	2100		75,0	DG	PSE, PSA, PE EV, PSE, PSA, PE	B, FT
254.	Nachitchevan Depr.	SU	900		32,1	DG, TR, AD, EH	PSA, PE, EV	M, B
260.	Talysh	SU	1000		35,7	DG	PSA, PE	M, B

In the *Langhian* and *Serravallian*, more rapid marine and in place fluvio-terrestrial sedimentation can be observed in the Mediterranean region only north of the Atlas Telliene, exceeding here 50 cm/1 000 y. In the same time interval, but on the territory of Paratethys (the whole Badenian and Sarmatian s. str.), the high sedimentation rates known from the Karpatian continue to occur (see below).

Badenian — Sarmatian: In spite of the fact that the time range of the Badenian and Sarmatian in the Central Paratethys corresponds only to the Mediterranean stages of Langhian and Early — lower Late Serravallian, it displays considerably higher sedimentation rates. The thickness of the predominantly marine sediments attains, especially in the Intracarpathian depression and in the basins of the Caucasian region, up to 2 000—3 500 m. In these rapidly subsiding areas the sedimentation rates exceeded 70—130 cm/1 000 y.

During *Sarmatian* s. str. (Middle and lower Late Serravallian), the sedimentation attained in the foredeep of the Eastern Carpathians up to 200 cm per 1 000 y and in many Intracarpathian regions it varies minimally between 50 and 100 cm/1 000 y. Similar high values of sedimentation can be observed in the same time in the Eastern Paratethys region, in basins south of Great Caucasus.

SARMATIAN s. str. (±13,8 − 11,8 my). Map 6
= middle + lower late Serravallian
= Volhynian + early Bessarabian

1			2	3	4	5	6	7
208a.	Vienna B., N.	CS	700		35,0	TR, EH	PSA, PE, LST	B
208b, c.	Vienna B., Centr., S.	A	500		25,0	AD, TR	PSA, PE, LST	B
221a 2.	Steirisches B., E.	A	1000		50,0	AD, TR, EH	PSE, PSA, PE	B, L
210b.	S. Slovak. Danub B., W.	CS	600		30,0	TR, EH	PSA, PE	B
211.	Megasyncl. Brezov	CS	700		35,0	TR, EH	PSA, PE, VC	L, FT
215.	E. Slovak. B.	CS	2200		110,0	AD, TR, EH	PSA, PE, VC	B, L
216a.	Zakarpatia B.	SU	1200	~ 2,0	60,0	AD, TR, EH	PSE, PE, VC	B, FT
216b.	Maramures B.	R	600		30,0	EH	PSA, PE	B
213c.	N. Hungary, Börzsöny, Tokaj Mts.	H	1600		80,0	AD, TR, EH	VC, PSE, PSA, LST	B, FT
220.	Great Plain B.	H	500		25,0	AD, TR	PSE, PSA, PE, LST, VC	B, FT

	1		2	3	4	5	6	7
217b1.	Transylvan. B., W., SW.	R	1000		50,0	EH	PSA, PE, VC	B
217b2.	Transylvan. B., S.	R	1300		65,0	AD, TR, EH	PSA, VC	B
217b3.	Transylvan. B., SE.	R	1000		50,0	—	PSA, PE	B
217b4.	Transylvan B., E.	R	600		30,0	—	PSA, PE	B
223c.	Banat B., S.	YU	700	~2.0	35,0	—	PSA, PE	B
229b.	Morava B.	YU	600		30,0	TR	PSA, PE, LST	B
204a3/205c3,5.	E. Carpath. Fored.	PL	2000		100,0	TR, EH	PSA, PE	B
205d.	Subcarpath. Fored.	SU	4000		200,0	AD, TR, EH	PSA, PE	B
206b1.	S. Subcarp. Fored.	YU. R	900		45,0	EH	PSA, PE, LST	B

VOLHYNIAN + BESSARABIAN + CHERSONIAN (SARMATIAN s. lato ± 13,8 — 9,6 my). Map. 6
= Sarmatian s. str. + late Bessarabian + early-middle Pannonian
= middle-late Serravallian + early-lower middle Tortonian

	1		2	3	4	5	6	7
240a-f.	Dobrodgea, Balcik, Varna Area	R, BU	200		4,8	AD, TR, EH	PSA, PE, LST	B
247.	Kerch Peninsula	SU	750		17,9	—	PE, LST	B
249.	South Ciscaucas., W.	SU	600		14,3	EH	PSA, PE, LST	B
250.	S. Ciscaucas., Centr.	SU	600		14,3	EH	PSA, PE, LST	B
255.	S. Ciscaucasia, E.	SU	1 150	~ 4,2	27,4	EH	PSA, PE	B, FT
251.	Rioni Depr.	SU	2 100		50,0	EH	PSE, PSA, PE	B
252.	Upper Kura Depr.	SU	3 300		78,6	EH	PSA, PE, LST	B
256a.	Midd. Kura Depr., W.	SU	1 350		32,1	EH	PSA, PE	B
258.	Shemako-Kobistan	SU	700		16,7	EH	PSA, PE	B
253.	Sevan, Shirak, Araks Depr., Erevan Syncl.	SU	1 000		23,8	EH	PSA, PE, LST	B, FT
254.	Nachitchevan Depr.	SU	900		21,4	AD, TR, EH	PSA, PE, EV	B

TORTONIAN (± 11,3 — 6,4 my). Map. 7
= upper early-late Pannonian + early-middle Pontian
= late Bessarabian + Chersonian + Maeotian + early-middle Pontian

	1		2	3	4	5	6	7
2b4.	Granada B., NE., SE.	E	500		10,2	AD, TR	PSA, PSE	M
3b1, 2, 3.	Betic Ranges, Almerian Corridor	E	400		8,2	AD, TR	PSA, PSE, PE, TB	M
6a, b.	Valles — Penedes	E	700		14,3	—	PSE, PSA	FT
17c.	Veneto — Friuli	I	1000		20,4	—	PSE, PSA	M, L
17d2.	Emilia, W. Apennine	I	400		8,2	EH	PSA, PE	M
20a.	Corsica, Plain E.	F	500		10,2	AD, TR	PE	M
22.	Sardinia, Campidano	I	300		6,1	—	PE, LST	M
25.	Sicily, Caltanisetta	I	900		18,4	AD, TR	PSE, PSA, PE	M
27b.	Sicily, Madonie — Nebrodi Mts.	I	400		8,2	AD, TR	PSE, PSA, PE	M
27d.	Sicily, Castelvetrano	I	1500	~ 4,9	30,6	EH	PSA, PSE, LST	M
30b.	Intra Apenn. B., Molise	I	500		10,2	?	TB	M
37dl.	Zakynthos	GR	700		14,3	—	PE	M
46c.	Crete, Iraklion	GR	300		6,1	EH	PSE, PSA, PE	M, B
49a	Kithera, N. Mesaoria	GR	300		6,1	?	PSA, PE	M
52b1.	Carsamba-Bafra	TR	1000		20,4	AD, TR, EH	PSE, PSA, VC	M
62c2.	SW Anatolia, Stand.	TR	300		6,1	AD	PSE, PSA, VC	L, FT
69a3.	Malatya-Gürün B.	TR	600		12,2	AD	PSE, PSA, VC	L, FT
70a.	Hinis B.	TR	500		10,2	AD, TR	PSE, PE, EV, VC	FT
151.	Mesopotamian B.	SYR	700		14,3	—	PE, LST, EV	B
81a3, 8, b2.	Gulf Suez B.	ET	1000		20,4	EH	PSA, PE, LST, EV	M
92a/94a.	Zones Mesorifaines, Post nappe	MA	1000		20,4	AD, TR	PSA, PSE, PE	M, FT
92b/94a.	Prerif Interne/Syncl., Post Nappe	MA	1000		20,4	AD, TR	PSE, PSA, PE	M, FT
95a.	Gharb, (Centr.)	MA	500		10,2	AD, TR	PE	M
96b.	Guercif, S.	MA	2600		53,1	AD, TR	PSE, PSA, PE	M, FT
103b.	Hodna B., E.	DZ	1500		30,6	AD, TR	PSE, PSA, PE	M, B
106b.	Plateau St. Louis	DZ	1000		20,4	AD, TR	PE	M
106f.	Bord. Dahra, S.	DZ	550		11,2	?	PE, EV	M, B
106g.	Bas-Cheliff	DZ	1000		20,4	?	PSA, PE, VC	M
110.	Bizerte	TN	2800		57,1	AD, TR	PSA, PE, EV	M, B, L

The *Tortonian* has thicknesses of over thousand meters, except in northern Italy, mostly only in the southern regions of the Mediterranean area, above all in the basins and nappes of Atlas and Tunesia. The maximum, with sedimentation rates of almost 60 cm/1 000 y, lies in the region of Bizerte. The equivalent, as far as their age is concerned, and decreasingly saline sediments of the Paratethys show similar sedimentation rates of the Pannonian and Pontian time only in places.

If we assume the duration of the *Pannonian (Malvensian)* to be roughly 3 million years, we can consider the sedimentation in brackish-freshwater lakes of that time to be geodynamically corresponding probably only to a period of low activity. It is comparable also with the sedimentation of recent extensive brackish seas and lakes (approx. 10—20 cm/1000 y.). Except the Eastern Carpathian foredeep, the sedimentation value exceeds 30 cm only in marginal Intracarpathian depressions; in the central part of the South Slovakian Danube Basin it is over 50 cm/1 000 y. These positive anomalies indicate a shift of tectonic mobility within the Central Paratethys. Gradual subsidence of central Intracarpathian and Intradinarid regions as well as of the frontal regions of the Eastern Carpathians started already in the Sarmatian. However, flooding of the Western Carpathians and of the Alpine foredeep already did not take place.

The sedimentation rates of the Upper Bessarabian, Chersonian and Maeotian in the Eastern Paratethys have similar values as those of the Central Paratethys, the maximal occurring still in the Rioni and Upper Kura Depression. In the short time of the Maeotian itself (0.8 my) the sedimentation rate in the Rioni Depression attained at least 160 cm/1 000 y.

PANNONIAN (= MALVENSIAN) (±11,8 − 8,8 my). Map 8
= upper late Serravallian + early-middle Tortonian
= late Bessarabian + Chersonian + Maeotian

	1		2	3	4	5	6	7
208a.	Vienna B., N.	CS	550		18,3	AD, TR	PSA, PE	B
208b, c.	Vienna B., Ce., S.	A	600		20,0	AD, TR	PSA, PE	B
209c.	W. Hungarian B.	H	300		10,0	—	PSA, PE, VC	B
210a.	S. Slovak. Danube B. Central	CS	1600		53,3	AD, TR	PSA, PE	B
210b.	S. Slov. Danub B., W.	CS	1000		33,3	AD, TR	PSA, PE	B
212.	S. Slovak Danub B., E.	CS	900		30,0	AD, TR	PSA, PE	B
214.	Centr. and S. Slovak Freshwater Bs.	CS	600		20,0	EH	PSE, PSA, PE, LST	L
215.	E. Slovakian B.	CS	400		13,3	AD, TR	PSA, PE, VC	L
216b.	Maramures B.	R	500		16,7	AD, TR	PE, VC	B, FT
205f, g.	Subcarpath. Fored.	R	1000		33,3	AD, TR	PSE, PSA, PE, LST	B. L, FT
206a, b.	S. Subcarp. Fd., W., S.	R	600		20,0	AD, TR	PSA, PE	B
217b1, 2.	Transylvan B., W., SW., S.	R	900	~3,0	30,0	AD, TR, EH	PSA, PE, VC	B
217b4.	Transylvan B., E.	R	700		23,3	EH	PSE, PSA, PE	B, FT
220.	Great Plain B.	H	700		23,3	—	PSA, PE	B, L
218a1.	Banat B.	R	300		10,0	AD, TR	PSE, PSA, PE	B
223c.	S. Banat B.	YU	300		10,0	—	PSA, PE, LST	B
224a.	Zala-Dráva B.	YU	500		16,7	—	PSA, PE	B. L
224a1.	Drava B.	YU	900		30,0	AD, TR	PSA, PE, LST	B, L
224b1.	Transtethyan Corr.	YU	500		16,7	AD, TR	PE	B
224c.	Mura B.	YU	500		16,7	AD, TR	PSA, PE	B
226.	Sava B.	YU	1000		33,3	AD, TR	PSA, PE, LST	B, L
233a.	W. Moravian B.	YU	500		16,7	—	PSA, PE	B, L
234a.	Sarajevo B.	YU	700		23,3	—	PSE, PSA	L, FT
236a.	Blagovgrad Graben	BG	700		23,3	AD, TR, EH	PSE, PSA	FT
239.	E. European Platf., Birland Depr.	R	500		16,7	—	PSE, PSA, VC	B, FT

PONTIAN (±8,8 − 5,8 my). Map 9
= middle-late Tortonian + early Messinian
= Pontian (of the Eastern Paratethys)

	1		2	3	4	5	6	7
210a.	S. Slovakian Danub Basin, Centr.	CS	2000		66,7	—	PSA, PE	B, L
212.	S. Slovak. Danub B., E.	CS	600		20,0	—	PSA, PE	L
215.	East Slovakian B.	CS	600		20,0	AD, TR, EH	PSE, PSA, PE	L
216a.	Zakarpatia B.	SU	300	~3,0	10,0	?	PSA, PSE, PE	B, FT
220.	Great Plain B.	H	800		26,7	—	PSA, PE	B, L
218a1.	Banat	R	300		10,0		PSE, PSA	L, FT
223a.	Bačka B.	YU	1000		33,3	—	PSA, PE	B,L

	1		2	3	4	5	6	7
223b.	Banat B., N.	YU	2000		66,7	—	PSA, PE	B
223c.	Banat B., S.	YU	1500		50,0	—	PSA, PE	B
225.	Slavonia-Syrmian B.	YU	800		26,7	—	PSA, PE	B, L
226.	Sava B.	YU	2000		66,7	AD, TR	PSA, PE	B
227.	Tuzla B.	YU	1000		33,3	—	PSA, PE	B, L
224a1.	Drava B.	YU	2500		83,3	EH	PSA, PE	B, L
224a.	Zala-Dráva B.	H	500		16,7	—	PE	B, L
224b1.	Transtethyan Corr.	YU	500		16,7	—	PSA, PE	B, L
209c.	W. Hungarian B.	H	300		10,0	—	PE	L
229b.	Morava B.	YU	1000		33,3	EH	PSA, PE	B, L, FT
233a.	W. Moravian B.	YU	700		23,3	EH	PSA, PE	L, FT
34.	Kosovo-Methohia B.	YU	300		10,0	—	PSA, PE	L
235a.	Sofia B.	BG	300		10,0	AD, TR	PE	L
205f.	Subcarpath. Fored., Bistriţa-Buzau	R	1200	~ 3,0	40,0	—	PSA, PE, LST	B, L
205g.	Subcarpath. Fored. Dimboviţa-Buzau	R	600		20,0	—	PSA, PE	B, L
206a.	Getic Depr., Dimb.	R	500		16,7	—	PSA, PE	B, L
248.	Taman Peninsula	SU	300		10,0	—	PE, LST	B
249.	S. Ciscaucasia, W.	SU	800		26,7	AD, TR	PSA, PE, LST	B, L, FT
251.	Rioni Depr.	SU	1350		45,0	AD, TR	PSA, PE	B
252.	Upper Kura Depr.	SU	1000		33,3	—	PSE, PSA, PE	FT
258.	Shemako-Kobistan	SU	400		13,3	AD, TR ?	PSE, PSA, LST	B
253.	Sevan, Shirak, Araks Depr., Erevan Syncl.	SU	500		16,7	—	PSA, VC	L, FT
280b.	W. Turkmenistan	SU	600		20,0	AD, TR, EH	PSA, PE	B

The paleogeographic distribution of the sedimentation areas is in Paratethys similar as in the Pannonian, however, the subsidences in the southern Intracarpathian and Intradinarid basins were accelerated (the Sava Basin over 60, the Drava Basin over 80 cm/1 000 y). Since the terminal part of the Pontian corresponds at least to a part of the Messinian, we consider the general outline of the paleogeographic relations, including those of evaporite Mediterranean showing a tendency of subsidence of the decreasingly saline Paratethys in the Pontian correct.

The sedimentation in marine and evaporit development attains in the Guadalquivir Depression at least 360 cm/1 000 y, in non-marine development in the region of Gharb in Marocco 200 cm. Both regions are nevertheless paleogeographically situated rather in the Atlantic sphere that in the Mediterranean. A 150 cm sedimentation rate appears in the Denizli region of Southwestern Anatolia, however, the sediments are of limnic and fluvio-terrestrial origin. Average thickness in a typical hypersaline development in the Messinian is about 500 m, indicating with regard to the short duration of the stage a substantial subsidence, with undoubtedly considerable contribution of sediments from the Alps, Atlas and Taurids. As far as the 300—350 m thick limnic sediments of Mesopotamia — classified as Messinian — are concerned, it is probable that paleogeographically and facially they belong rather to a "pontian-facies" of Paratethys.

MESSINIAN (±6,4—5,4 my). Map 10
= late Pontian + early Dacian
= late Pontian + early Kimmerian

	1		2	3	4	5	6	7
1a.	Guadalquivir D.	E	3600		360,0	AD	PSA, PE, EV	M
3b.	Betic Ranges	E	300		30,0	?	PSA, PE, LST, EV	M
5b.	Valencia Platf.	E	300		30,0	?	PE, EV	M, B
8.	Iberic Depr.	E	300		30,0	—	PE, LST, EV	M, B ?
17b.	Po B.	I	500		50,0	AD	PSE, PSA	FT
17c.	Veneto-Friuli	I	900		90,0	EH	PSE, PSA, PE	B
17d3.	Romagna Apennine	I	300	~1.0	30,0	EH	PSA, PE, EV	B, M
20a.	Corsica	F	500		50,0	EH	PSE, PSA, PE	M
18a1.	Val d'Elsa B.	I	300		30,0	AD,EH	PSE, PSA	FT, L
18b.	Volterra B.	I	400		40,0	EH	PSA, PE, EV	M, L
23.	Calabria, Crotone	I	450		45,0	EH	PSE, EV	M, FT
25.	Sicily, Caltanisetta B.	I	1500		150,0	—	PSE, LST, EV	M, FT
33d.	Extern Ionian Zone	GR	500		50,0	AD	PSE, PSA	M
37a.	Corfu	GR	500		50,0	EH	PSE, PE	M, B

	1		2	3	4	5	6	7
46a.	Crete, Khania	GR	400		40,0	AD	PSE, LST, EV	M, FT
49b.	Dhali, Mesoaria	CY	300		30,0	EH	PSE, PSA, EV	M
58c	Erzurum-Pasinler	TR	350		35,0	VC	VC	FT
64d.	Denizli	TR	1500		150,0	AD, EH	PSE, PSA	L, FT
69a3.	Malatya — Gürün B.	TR	800		80,0	—	VC	FT
70a.	Hinis B.	TR	400		40,0	—	PSE, PSA, VC	FT
75a.	Tel Aviv B.	IL	300		30,0	AD, EH	PSE, PE, EV	M, FT
82a2.	Nile Delta B.	ET	600	~1,0	60,0	—	PSE, PSA, PE	M, B, FT
92a/94a.	Mesorifain	MA	600		60,0	AD, EH, TR	PSE, PSA, PE	M, FT
92b/94a.	Prerif interne	MA	600		60,0	AD, TR, EH	PSA, PE	M
92c.	Prerif externe	MA	250		25,0	EH	PSA, PE	M
94a.	Syncl. intern p. n.	MA	600		60,0	EH	PSE, PSA, PE	M, FT
95a.	Gharb. (Centr.)	MA	2000		200,0	—	PSA, PE	M
95c.	Detroit Sud Rifain	MA	400		40,0	EH	PSE, PE	M
97a/93a.	Melilia-Kebdana	MA	500		50,0	AD, TR, EH	PSA, PE, LST, VC	M, L
97c.	Boudinar	MA	400		40,0	TR	PSE, PSA, PE, VC	M
104f.	Dahra	DZ	400		40,0	AD, TR, EH	PE, EV	M
106b.	Plateau St. Louis	DZ	500		50,0	EH	PSA, PE, LST, EV	M, B
106g.	Bas-Cheliff (Axial)	DZ	800		80,0	—	PE, EV	M, B
110.	Bizerte	TN	600		60,0	EH	PSA, PE, EV	M, L
111.	Cap Bon	TN	400		40,0	EH	PSE, PSA, PE, EV	M
112.	Sahel	TN	500		50,0	—	PSA, PE, EV	M, FT
151.	Mesopotamian B.	SYR	350		35,0	—	PSA, PE	L
353.	Mesopotamian B.	IRQ	300		30,0	EH	PSA, PE	L

ZANCLEAN (±5,4—3,4 my). Map 11
= ± Dacian (±5,8—3,6 my).
= ± Kimmerian (±5,8—3,4 my).

	1		2	3	4	5	6	7
2b.	Betic Ranges	E	1000		50,0	TR, EH	PSA, PE, EV	L, FT
20a.	Corsica, E.	F	1000		50,0	TR, EH	PE	M,B
18a3.	Radicofani B.	I	1500		75,0	AD,TR,EH	PSE, PSA, PE, EV	M
28.	Marches, Abruzzes B.	I	500		25,0	TR, EH	PSA, PE	M
27c.	Sicily, Sicani-Trapan.	I	750	~2,0	37,5	AD, TR, EH	PE, TB	M
60b,d.	Gediz, N. Simav	TR	300		15,0	AD, TR	PSE, PSA, PE	L
64c2.	SW. Anatolia	TR	400		20,0	?	PSE, LST	L, FT
96b.	Guercif S.	MA	900		45,0	?	PSE, PSA, LST	L, FT
106d,g.	Bas Cheliff	DZ	1000		50,0	TR, EH	PSA, PE	M
251.	Rioni Depr.	SU	500		20,8	?	PSE, PSA	B
257.	Kussaro-Divichin	SU	2500	~2,4	104,2	EH	PSE, PSA, PE	L
258.	Shemako-Kobistan	SU	2000		83,3	EH	PSA	L

PIACENZIAN (±3,4—1,8 my). Map. 11
= ± Romanian (± 3,6—1,8 my).
= ± Aktchagylian (± 3,4—1,8 my).

	1		2	3	4	5	6	7
17d3.	Romagna Apennine	I	1000		62,5	—	PSA, PE	M
253.	Sevan, Shirak, Araks Depr., Erevan Syncl.	SU	500	~1,6	31,3	AD, TR	PSA, PE	L, FT
255.	S. Ciscaucasia E.	SU	700		43,8	—	PSA, PE, LST	B
256.	Middle Kura Depr. W.	SU	1000		62,5	AD, TR	PSE, PSA	B, FT

The large Pliocene marine transgression in the Mediterranean is clearly reflected in the considerable subsidence also in the Paratethys region, in the form of rapid lacustrin and fluvio-terrestrial sedimentation. Regardless of the probably short time difference (0.4 my) between the basement of the Pliocene stages in the Mediterranean relic of Tethys and in Paratethys, there are without doubt high sedimentation rates and

thus of course a considerable intensity of subsidence in basins and of young uplifts in the majority of European and Western Asian mountain belts. The 1 000 to 2 000 m of the Pliocene represents in the earlier formed, Upper Miocene basins an average value of over 30 cm/1 000 y.

However extreme values of sedimentation rates have been determined in the *Lower Pliocene*, in a marine environment, too, e.g. in the Radicofani Basin (75 cm/1 000 y), as well as in limnic environment, especially in the Caspian region in Kussaro-Divichin and in the Shemako-Kobistan area north of Great Caucasus (over 100 cm/1 000 y).

Upper Pliocene, in marine development in the region of Romagna, and in freshwater-brackish to terrestrial-fluviatile development in the region between Great and Little Caucasus, displays sedimentation rates exceeding 60 cm/1 000 y. The sedimentation rate was in this time quite extreme on the territory of the even earlier strongly subsiding Eastern Carpathian forefield, attaining values far higher than 300 cm/1 000 y, i.e. a thickness of over 6 000 m.

A very interesting phenomenon occurring in the Pliocene as a whole is the rapid, probably in great above-sea heights occurring sedimentation of limnic and fluvio-terrestrial formations in Anatolia, with values of as much as 60 cm/1 000 y (the boundary between the marine Pliocene of the Mediterranean and freshwater developments in the area of Paratethys). In the rest of the Near East, in Egypt and in the Caucasian region, the sedimentation rates exceeded by far 50 cm and in eastern Turkmenistan they represented minimally 80 cm/1 000 y. All these values indicate a considerable geodynamic activity during the Pliocene, especially in Middle and East Europe and West Asia.

PLIOCENE: ZANCLEAN + PIACENZIAN (±5,4—1,8 my). Map 11
= Dacian + Romanian (± 5,8—1,8 my).
= Kimmerian + Aktchagylian (± 5,8—1,8 my).

	1		2	3	4	5	6	7
14a.	Provence, Camarque, Golfe du Lion	F	1000		27,8	AD, TR	PSA, PE, LST	M, L
17d1.	Salsomaggiore	I	1000		27,8	AD, TR	PE	M
17d2.	Emilia, W. Apennine	I	1000		27,8	AD, TR	PSE, PSA, PE	M
18a1.	Val d'Elsa B.	I	1100		30,6	TR, EH	PSE, PSA, PE	M
18b.	Volterra B.	I	1500		41,7	AD, TR	PSE, PSA, PE	M
23.	Calabria, Crotone B.	I	1000		27,8	AD	PE	M
42a, b.	SW. Akarnania, Pyrgos	GR	1000		27,8	AD, TR	PSA	M, B, L
50c.	Ergene B. Central	TR	2200		61,0	AD	PSE, PSA, PE	L, FT
58a.	Erzincan-Cayirli	TR	1100		30,6	AD	PSE, PSA, VC	L, FT
58d.	Erzurum-Askale	TR	1700	~3,6	47,2	AD	PSE, VC	L, FT
70a.	Hinis. B.	TR	1100		30,6	?	PSE, PSA, LST	Lm FT
151.	Mesopotamian B.	SYR	1500		41,7	AD ?	PSE, PSA, PE	L, FT
353.	Mesopotamian B.	IRQ	1000		27,8	AD	PSE, PSA	L, FT
75a.	Tel Aviv-El Arish	IL, ET	2000		55,6	AD, TR	PSA, PE	M
78.	Jordan Rift Valley	IL	2000		55,6	TR, EH	PSA, PE, EV	B
81a5.	Gulf Suez B.	ET	1000		27,8	TR	PSA, PE	L, FT
82a1, 2, 5.	Nile Delta B.	ET	2300		63,9	AD, TR	PSA, PE	M, B
110.	Bizerte	TN	1000		27,8	AD, TR	PSA, PE	M
111.	Cap Bon	TN	1000		27,8	AD, TR	PSA, PE	M
355.	NE. Iraq B.	IRQ	1000		27,8	?	PSE	FT
205f.	Subcarpath. Fored.	R	7800		195,0	—	PSE, PSA, PE	L, B, FT
205g.	Subcarpath. Fored.	R	1200		30,0	AD, TR	PSE, PSA, PE	B, L
206a.	S. Subcarp. Fored.	R	800		23,0	AD, TR, EH	PE	B, L, FT
220.	Great Plain B.	H	1100		27,5	—	PSE, PSA	L, FT
224a.	Zala-Dráva B.	H	1800		45,0	—	PSE, PSA	B, L
223b.	Banat B., N.	YU	1500		37,5	—	PSA	L, FT
223c.	Banat B., S.	YU	1000		25,0	EH	PSA	L, FT
224b1.	Transtethyan Corr.	YU	1000		25,0	—	PSE, PSA, PE	L
224c.	Mura B.	YU	1400	~4,0	35,0	—	PSE, PSA, PE	L
226.	Sava B.	YU	1400		35,0	—	PSA, PE	L
249.	S. Ciscaucasia, W.	SU	1300		32,5	—	PSA, PE	B, L, FT
252.	Upper Kura Depr., E.	SU	1700		42,5	AD, TR, EH	PSE, PSA	B, L, FT
256b.	Middle Kura Depr. E.	SU	2300		57,5	AD, TR, EH	PSE, PSA	B, L, FT
259.	Lower Kura Depr.	SU	2300		57,5	AD, TR, EH	PSA, PE, VC	B, L
280b.	W. Turkmenistan S.	SU	3200		80,0	AD, TR, EH	PSA, PSE, LST, VC	B, FT

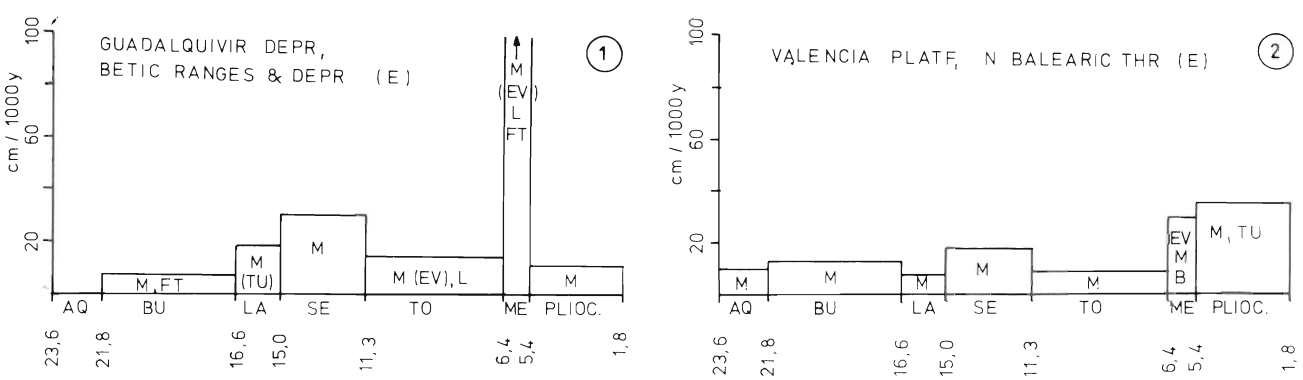
Comparing the above mentioned data with the sedimentation rates in recent seas and on continents, we can state that these were in the Neogene in places extremely high.

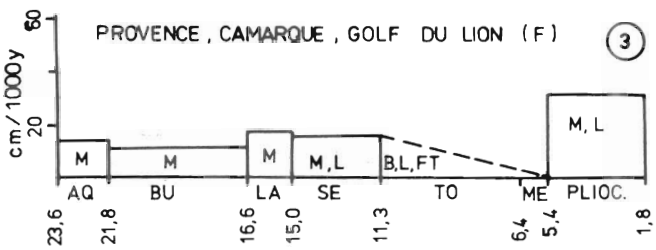
In the recent Adriatic Sea, in the northern and eastern shelf regions, the sedimentation attains only about 2—3 cm/1 000 y (Paul, 1970). Van Straaten's (1965) estimate for the North Adriatic Depression is only 1 cm. Of course, these values are considerably higher in the western Adriatic regions, affected by the contribution of material especially from the river Po (Bombatti and Venzo, 1967). The average overall sedimentation rate of the Holocene Mediterranean Sea does not exceed 10 cm/1 000 y. More rapid sedimentation has been determined in the Black and Caspian Sea, the values attaining as much as 20 cm per 1 000 y. These seas produce above all calcareous pelites. In the Baltic Sea, organogenic black clays are sedimenting at a rate of 30 cm/1000 y. In contrast to these geographically more or less isolated areas, the sedimentation in the abyssal and bathyal of oceans is quite slight. Sedimentation rates of 1.8—4.0 cm per 1 000 y have been measured in the Atlantic Ocean, between Africa and South America; in the Pacific they vary mostly only between 0.4 and 1.5 cm/1 000 y (Goldenberg and Koide, 1962; Moore, 1962). The sedimentation in protected smaller or extensive bays of oceans or inner seas is definitely more rapid. Paul (1970) estimated the sedimentation rate in Limfjord of Northern Adria to be as much as 40 cm, and in Drammefjord in Norwegia the sedimentation attains even 150 cm/1 000 y. Both examples represent extreme exceptions caused by a calm, current-free environment and a considerable contribution of terrigene material. However, similar high or even higher values have been estimated for geographically extensive ocean gulfs, for the areas near the mouths of large river systems. Thus, the sedimentation in the deep Gulf on California attains 60 to 100 cm, the maximum measured in the Gulf of Texas was as much as 383 cm/1 000 y. The evaporite-pelit sedimentation attains in the shallow Gulf of Kara-Bogaz 50—70 cm/1 000 y (Kukal, 1964).

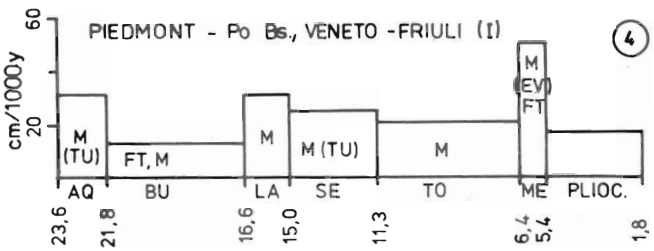
The mentioned relatively high sedimentation rates in the marine environment of the Neogene are thus decidedly an evidence of a considerable ruggedness of the relief in the Circummediterranean region, as well as of sedimentation taking place mostly in a shallower, but calmer open shelf littoral rather than in bathyal environment. In many paleogeographically probably varied regions we assume, especially in the Early and Middle Miocene, considerable uplifts and denudation accompanied by intensive transport of material in river systems from mobile young orogenic regions as well as from consolidated platforms on the margin of the Circummediterranean area. This is also the case in limnic and other terrestrial environments, where smaller lakes and other higher-lying intracontinental depressions display enormously rapid sedimentation, especially in the regions of mountain belts (the same can be observed e.g. in recent Alpine lakes, where sedimentation attains an average of up to 300 cm/1 000 y. (Kukal, 1964). This high sedimentation rate, however, does not apply to brachyhaline to freshwater, geographically extensive Upper Miocene and Pliocene lakes, especially in the Paratethys region. The conditions were here the same as in other marine regions of the Circummediterranean region, where the sedimentation rates were totally dependable of the intensity of the orogenies, transportation and activity of territorially more extensive subsidence regions.

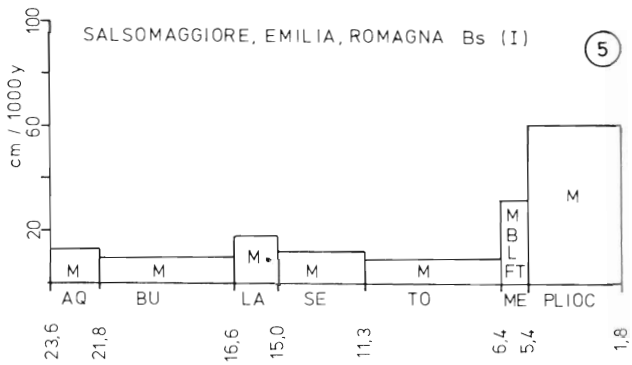
If, on the basis of the latest knowledge, we shall be able to illustrate graphically the intensity of orogenies in time and space and to make a synthesis of this with the general data presented in this paper, we shall definitely be able do evaluate more precisely the time relation of the evolution of many Neogene basins to the mobility of young mountain belts in Europe and Western Asia.

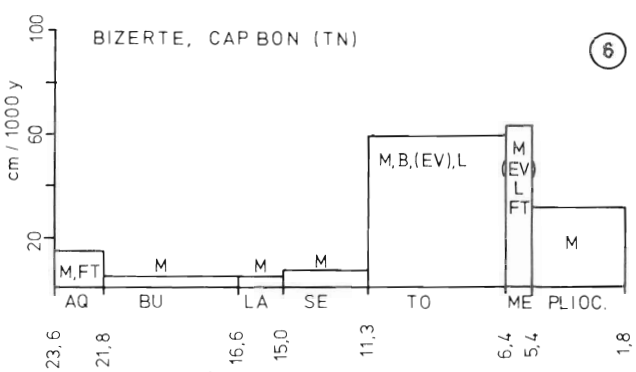
Time succession of estimated minimal sedimentation rates in the Neogene of some Circummediterranean areas (Fig. 1—30)

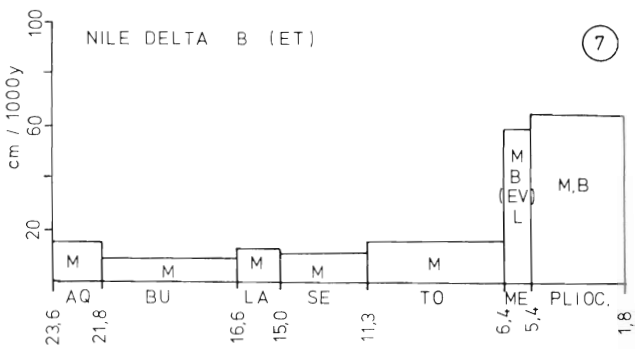


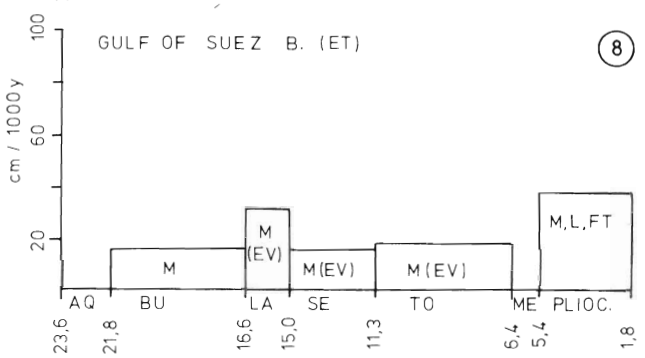

PROVENCE, CAMARQUE, GOLF DU LION (F)
3
cm/1000y
60
20
M
M
M
M,L
B,L,FT
M, L
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC.
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

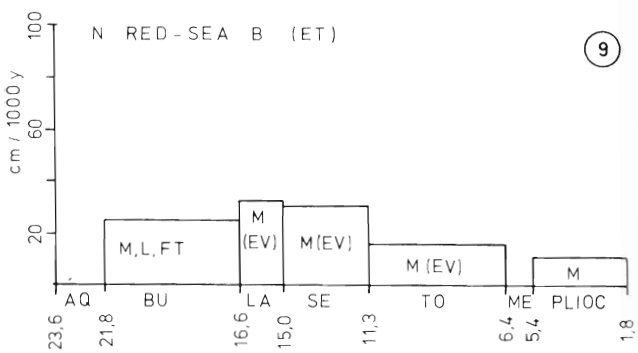

PIEDMONT - Po Bs., VENETO - FRIULI (I)
4
cm/1000y
60
20
M (TU)
FT, M
M
M (TU)
M
M (EV) FT
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC.
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

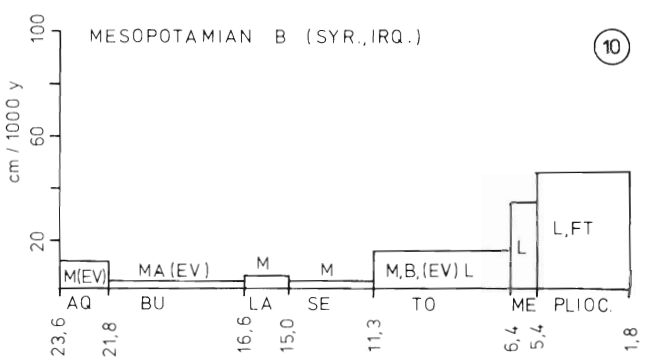

SALSOMAGGIORE, EMILIA, ROMAGNA Bs (I)
5
cm / 1000 y
100
60
20
M
M
M
M
M
M B L FT
M
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

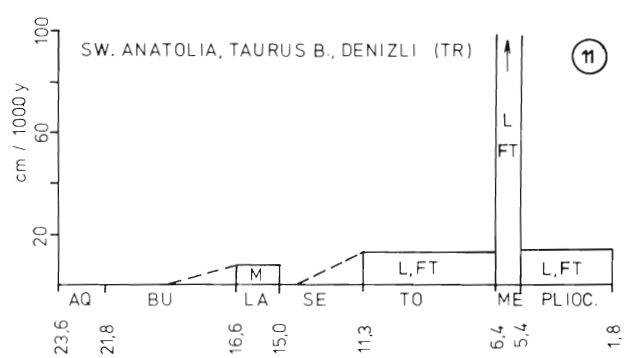

BIZERTE, CAP BON (TN)
6
cm / 1000 y
100
60
20
M,FT
M
M
M
M,B,(EV),L
M (EV) L FT
M
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC.
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

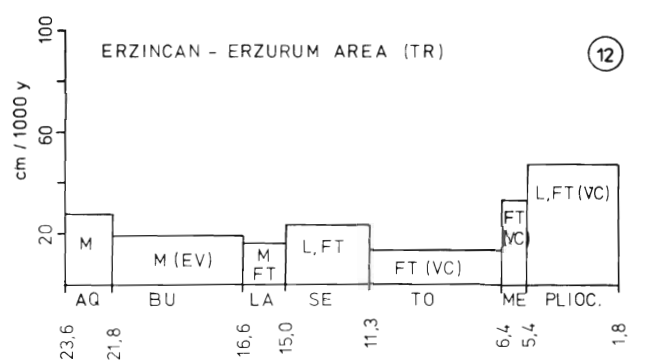

NILE DELTA B (ET)
7
cm / 1000y
100
60
20
M
M
M
M
M
M B (EV) L
M,B
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC.
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

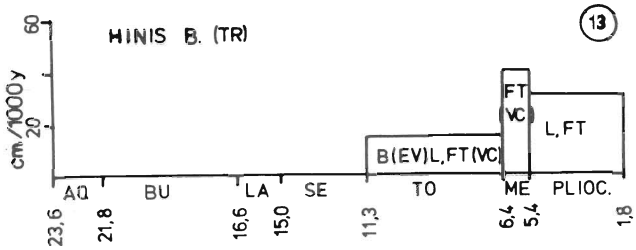

GULF OF SUEZ B. (ET)
8
cm / 1000 y
100
60
20
M
M (EV)
M (EV)
M (EV)
M,L,FT
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC.
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

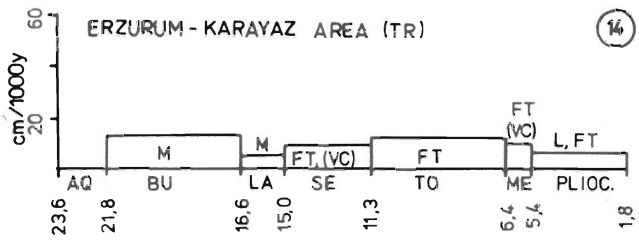

N RED-SEA B (ET)
9
cm / 1000 y
100
60
20
M,L,FT
M (EV)
M (EV)
M (EV)
M
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

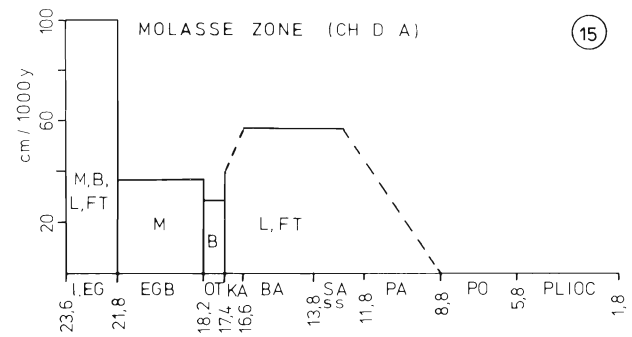

MESOPOTAMIAN B (SYR., IRQ.)
10
cm / 1000 y
100
60
20
M (EV)
MA (EV)
M
M
M,B,(EV) L
L
L,FT
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC.
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

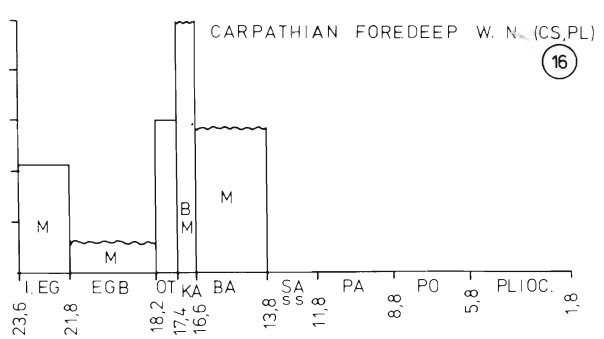

SW. ANATOLIA, TAURUS B., DENIZLI (TR)
11
cm / 1000 y
100
60
20
M
L,FT
L,FT
L FT
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC.
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

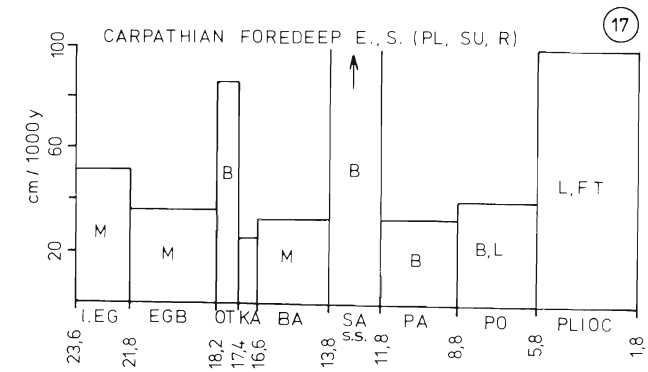

ERZINCAN - ERZURUM AREA (TR)
12
cm / 1000 y
100
60
20
M
M (EV)
M FT
L,FT
FT (VC)
FT (VC)
L,FT (VC)
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC.
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

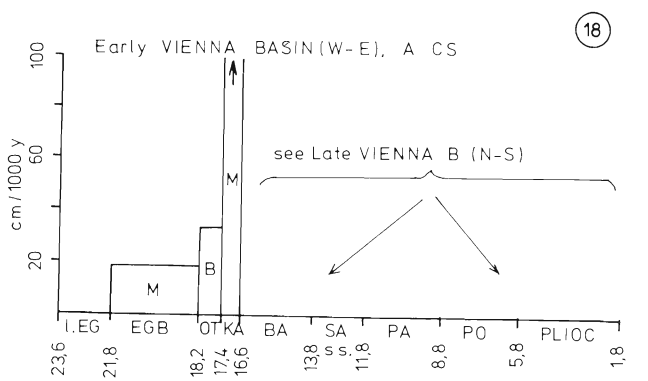

HINIS B. (TR)
13
cm/1000y
60
20
FT (VC)
L, FT
B(EV)L, FT(VC)
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC.
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

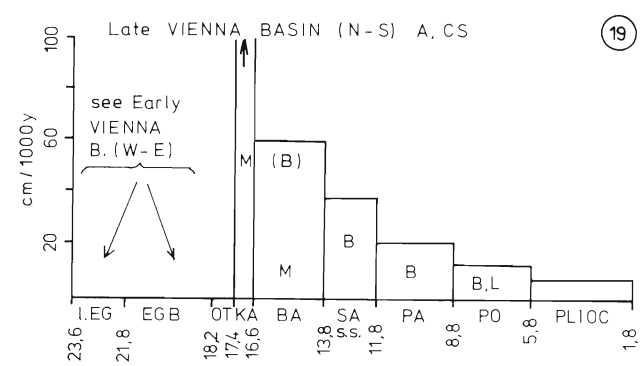

ERZURUM - KARAYAZ AREA (TR)
14
cm/1000y
60
20
M
M
FT, (VC)
FT
FT (VC)
L, FT
AQ
BU
LA
SE
TO
ME
PLIOC.
23,6
21,8
16,6
15,0
11,3
6,4
5,4
1,8

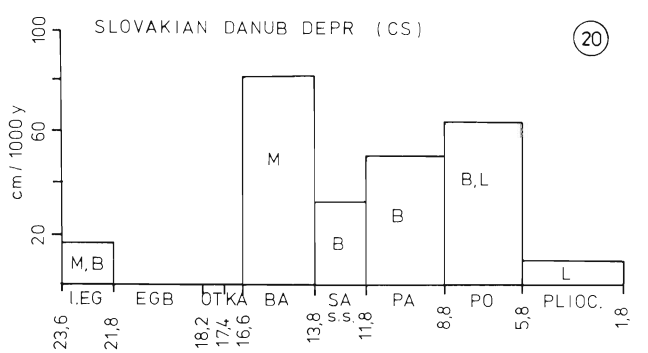

MOLASSE ZONE (CH D A)
15
cm / 1000 y
100
60
20
M,B, L,FT
M
B
L, FT
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
PA
PO
PLIOC
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
s.s.
11,8
8,8
5,8
1,8

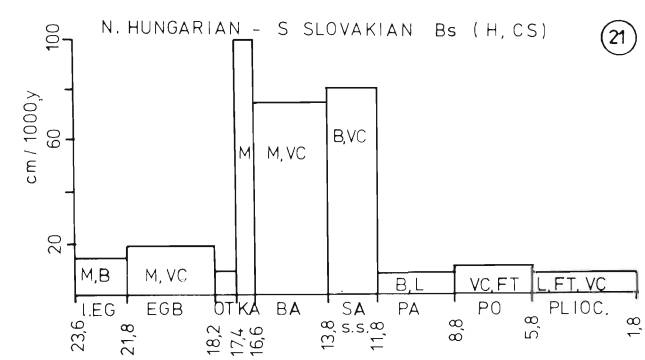

CARPATHIAN FOREDEEP W. N. (CS,PL)
16
M
M
B
M
M
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
PA
PO
PLIOC.
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
s.s.
11,8
8,8
5,8
1,8

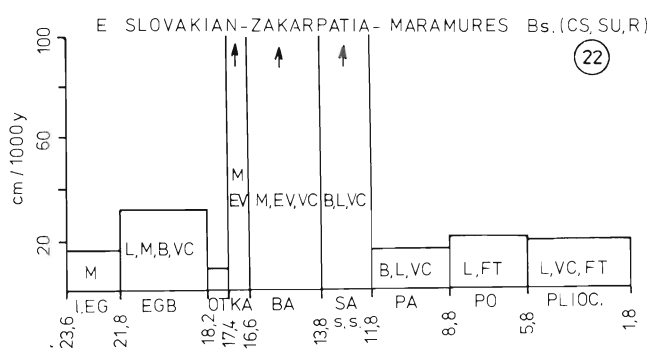

CARPATHIAN FOREDEEP E., S. (PL, SU, R)
17
cm / 1000 y
100
60
20
M
M
B
M
B
B
B,L
L, F T
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
s.s.
PA
PO
PLIOC
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
11,8
8,8
5,8
1,8

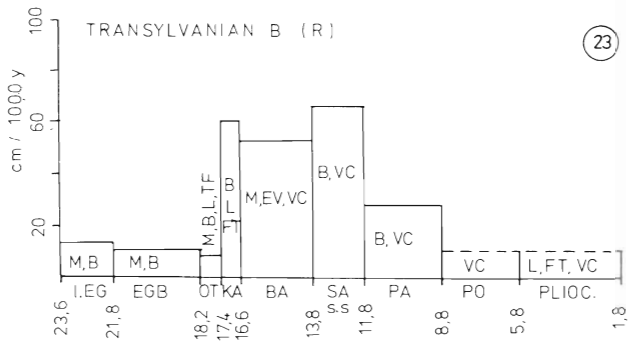

Early VIENNA BASIN (W-E), A CS
18
see Late VIENNA B (N-S)
cm/1000 y
100
60
20
M
B
M
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
s.s.
PA
PO
PLIOC
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
11,8
8,8
5,8
1,8

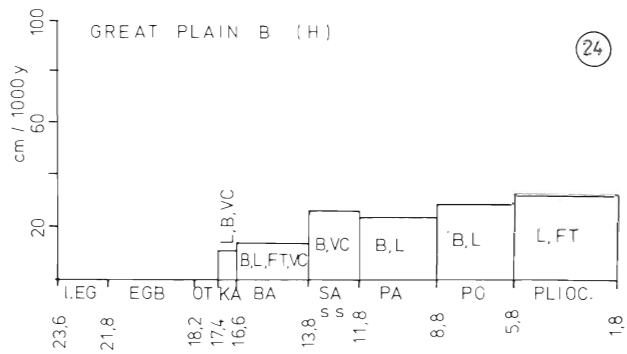

Late VIENNA BASIN (N-S) A, CS
19
see Early VIENNA B. (W-E)
cm / 1000 y
100
60
20
M
(B)
M
B
B
B,L
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
s.s.
PA
PO
PLIOC
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
11,8
8,8
5,8
1,8

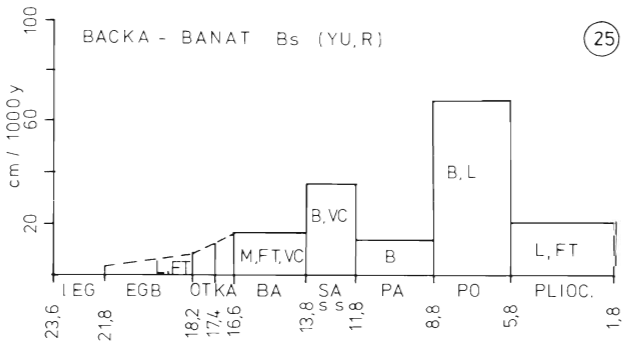

SLOVAKIAN DANUB DEPR (CS)
20
cm / 1000 y
100
60
20
M,B
M
B
B
B,L
L
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
s.s.
PA
PO
PLIOC.
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
11,8
8,8
5,8
1,8

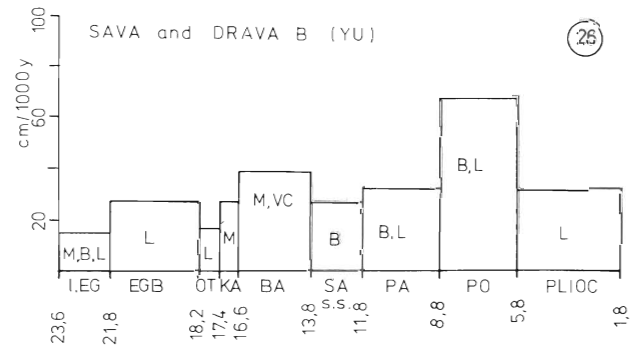

N. HUNGARIAN - S SLOVAKIAN Bs (H, CS)
21
cm / 1000 y
100
60
20
M,B
M, VC
M
M, VC
B,VC
B,L
VC,FT
L,FT, VC
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
s.s.
PA
PO
PLIOC.
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
11,8
8,8
5,8
1,8

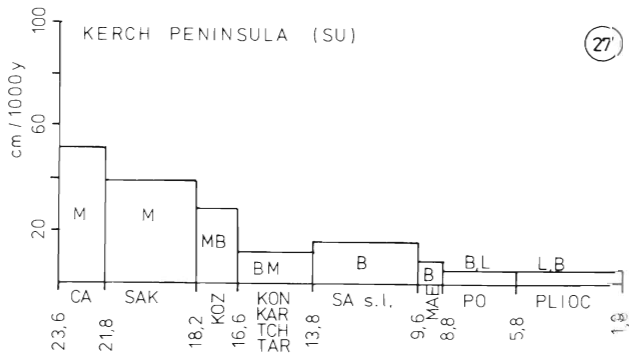

E SLOVAKIAN-ZAKARPATIA- MARAMURES Bs. (CS, SU, R)
22
cm / 1000 y
100
60
20
M
L,M,B,VC
M
EV
M,EV,VC
B,L,VC
B,L,VC
L,FT
L,VC,FT
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
s.s.
PA
PO
PLIOC.
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
11,8
8,8
5,8
1,8

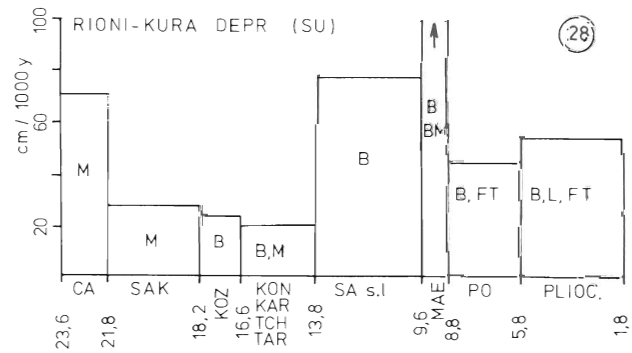

TRANSYLVANIAN B (R)
23
cm / 1000 y
100
60
20
M,B
M,B
M,B,L,TF
B
F
FT
M,EV,VC
B,VC
B, VC
VC
L,FT, VC
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
PA
PO
PLIOC.
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
s.s
11,8
8,8
5,8
1,8

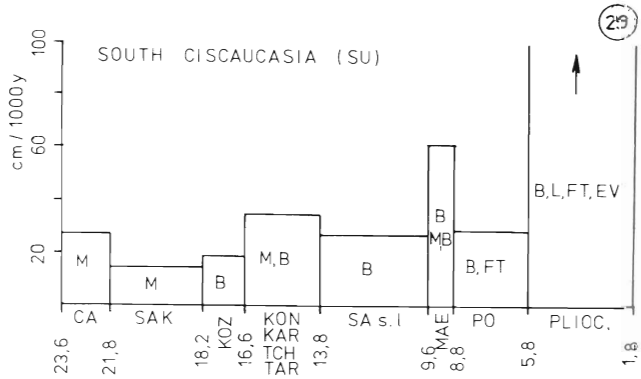

GREAT PLAIN B (H)
24
cm / 1000 y
100
60
20
L,B,VC
B,L,FT,VC
B,VC
B, L
B,L
L, FT
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
PA
PO
PLIOC.
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
s.s
11,8
8,8
5,8
1,8

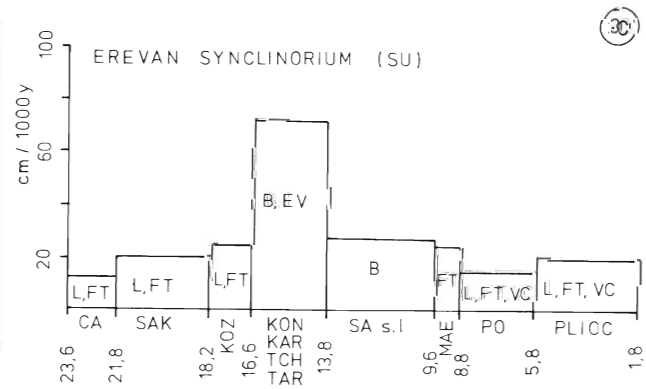

BACKA - BANAT Bs (YU,R)
25
cm / 1000 y
100
60
20
L,FT
M,FT,VC
B,VC
B
B, L
L, FT
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
PA
PO
PLIOC.
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
s.s
11,8
8,8
5,8
1,8

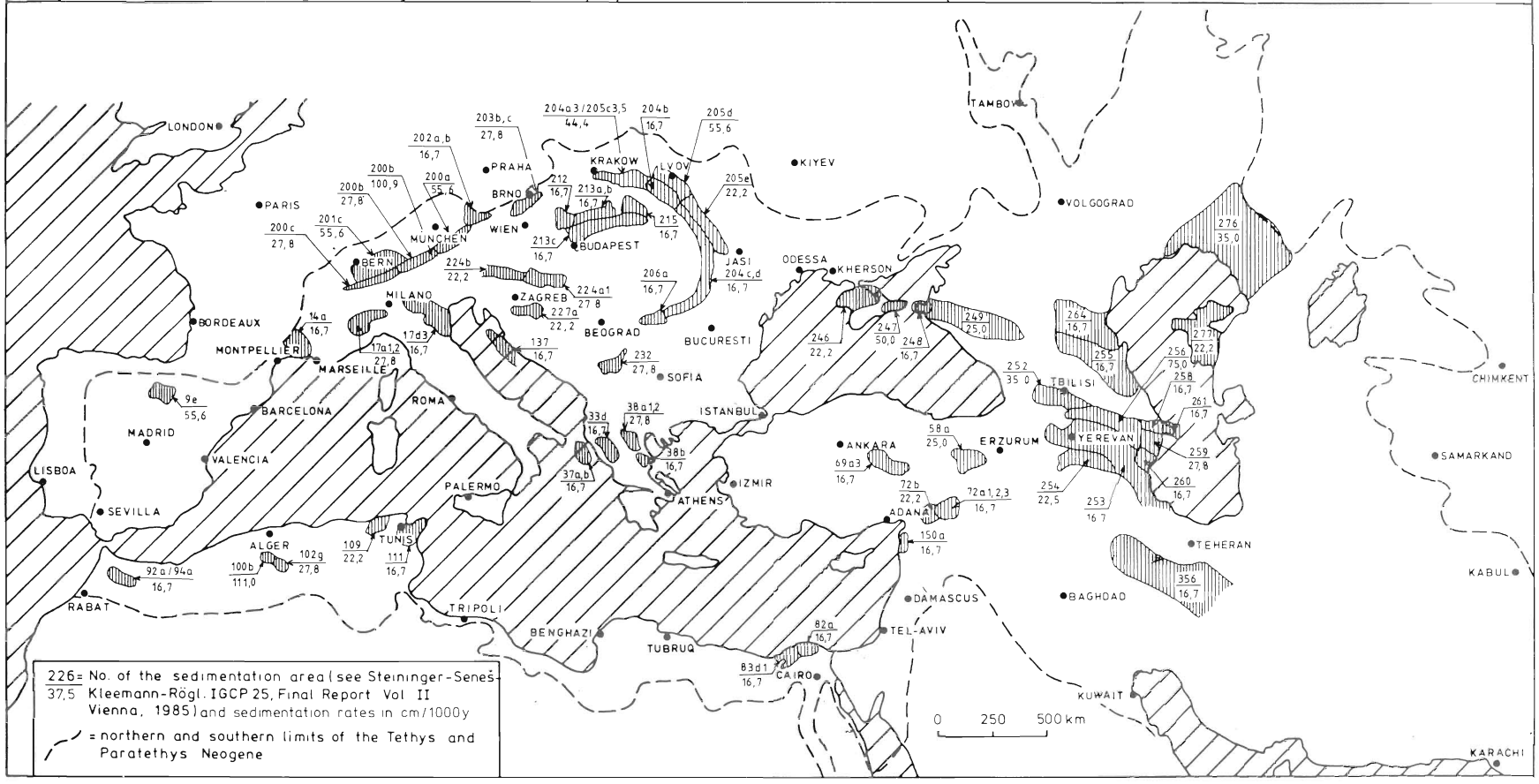

SAVA and DRAVA B (YU)
26
cm/1000 y
100
60
20
M,B,L
L
L
M
M, VC
B
B, L
B,L
L
I.EG
EGB
OT
KA
BA
SA
PA
PO
PLIOC
23,6
21,8
18,2
17,4
16,6
13,8
s.s.
11,8
8,8
5,8
1,8

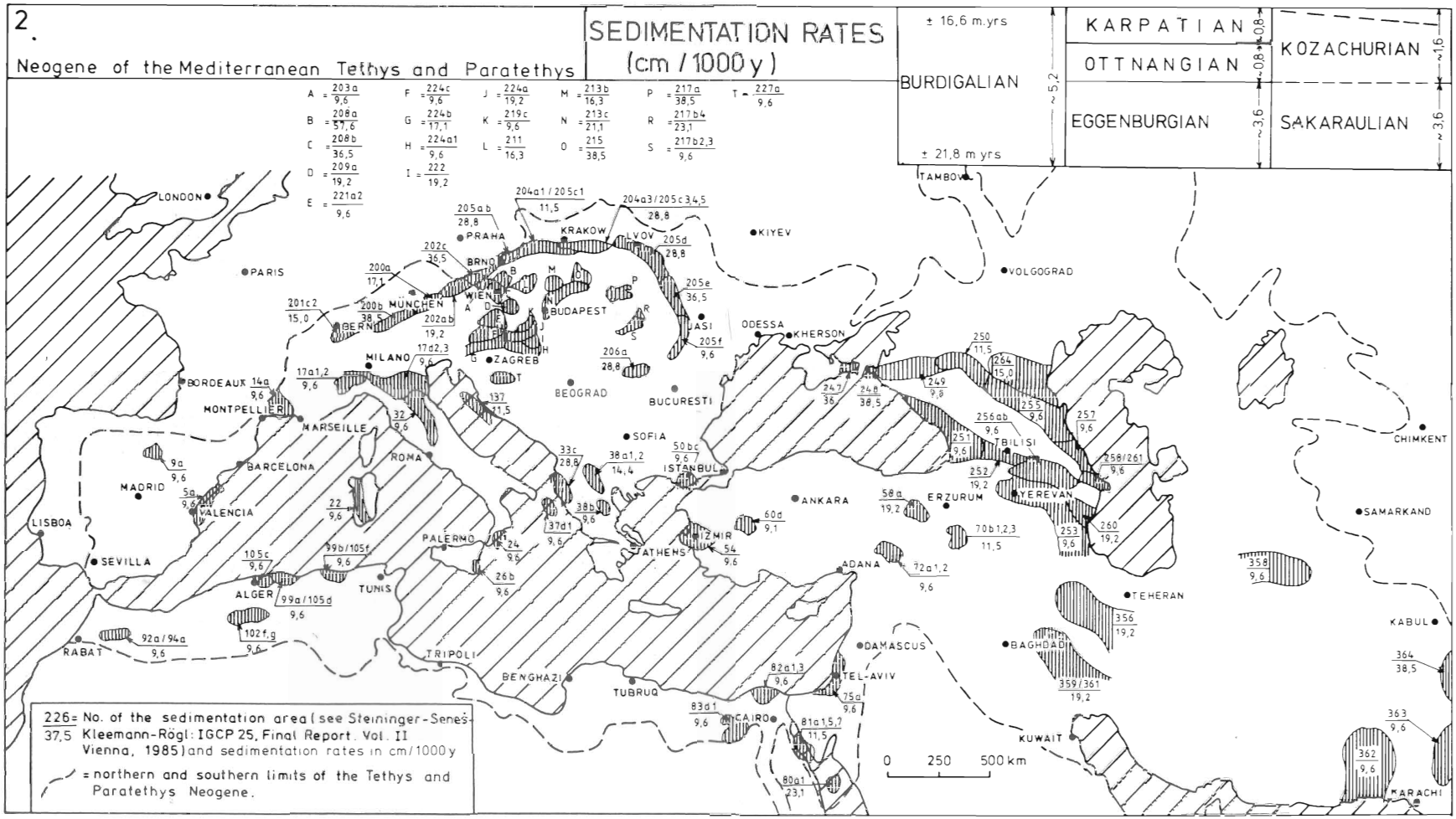

KERCH PENINSULA (SU)
27
cm/1000 y
100
60
20
M
M
MB
BM
B
B
B,L
L,B
CA
SAK
KOZ
KON
KAR
TCH
TAR
SA s.l.
MAE
PO
PLIOC
23,6
21,8
18,2
16,6
13,8
9,6
8,8
5,8
1,8

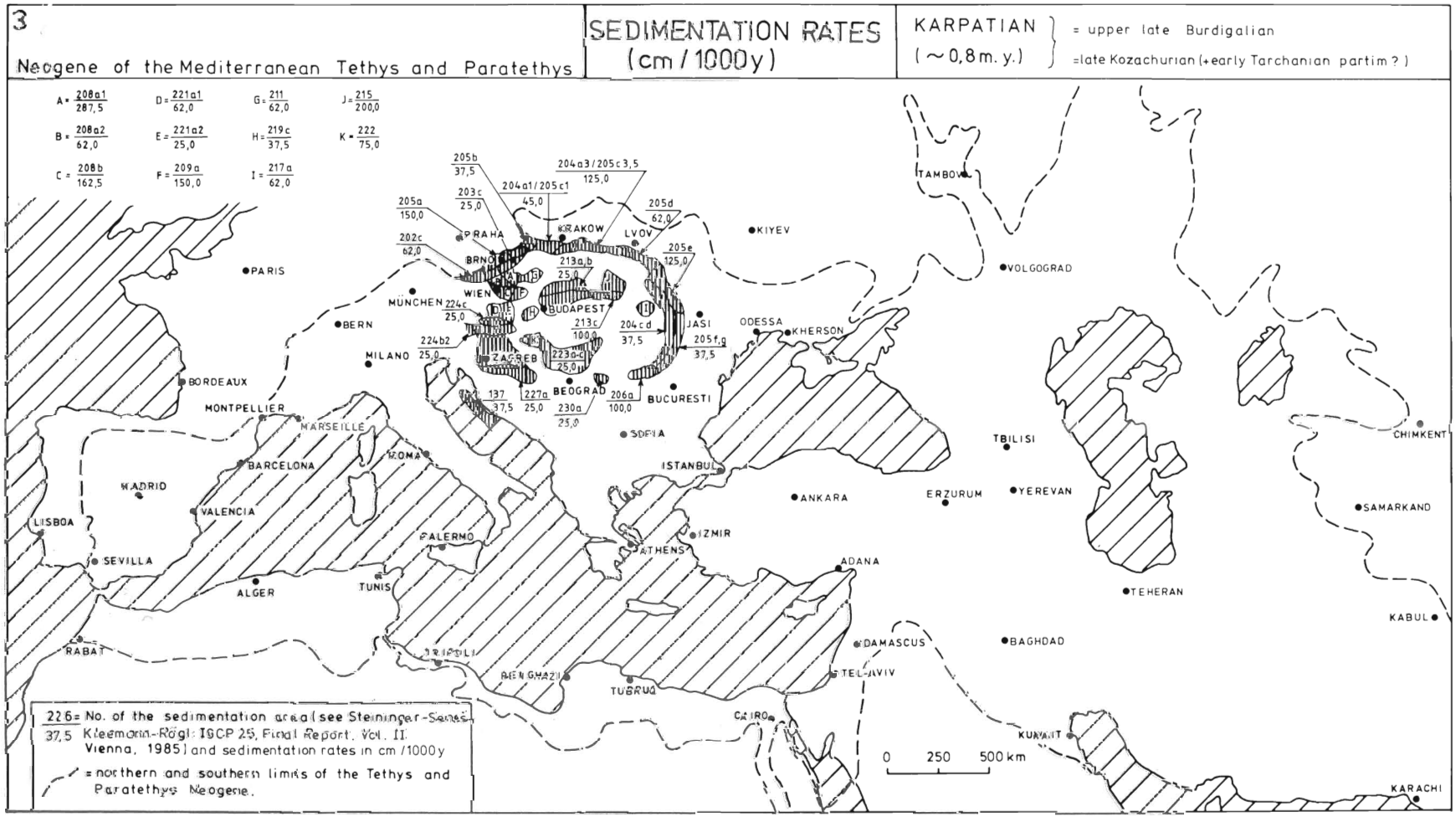

RIONI-KURA DEPR (SU)
28
cm/ 1000 y
100
60
20
M
M
B
B,M
B
BM
B
B, FT
B,L, FT
CA
SAK
KOZ
KON
KAR
TCH
TAR
SA s.l
MAE
PO
PLIOC.
23,6
21,8
18,2
16,6
13,8
9,6
8,8
5,8
1,8

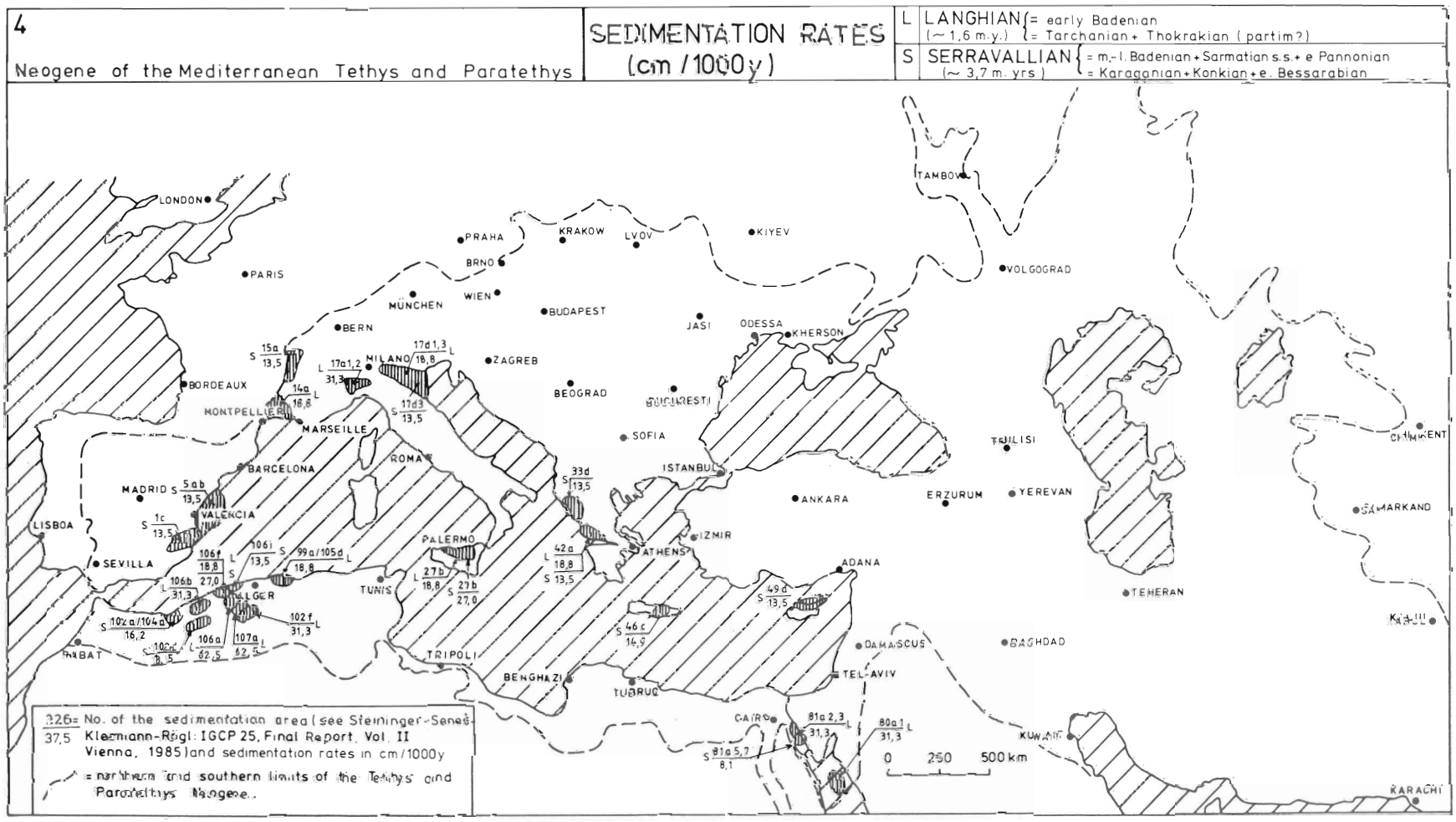

SOUTH CISCAUCASIA (SU)
29
cm / 1000 y
100
60
20
M
M
B
M,B
B
B
MB
B, FT
B,L,FT,EV
CA
SAK
KOZ
KON
KAR
TCH
TAR
SA s.l
MAE
PO
PLIOC.
23,6
21,8
18,2
16,6
13,8
9,6
8,8
5,8
1,8

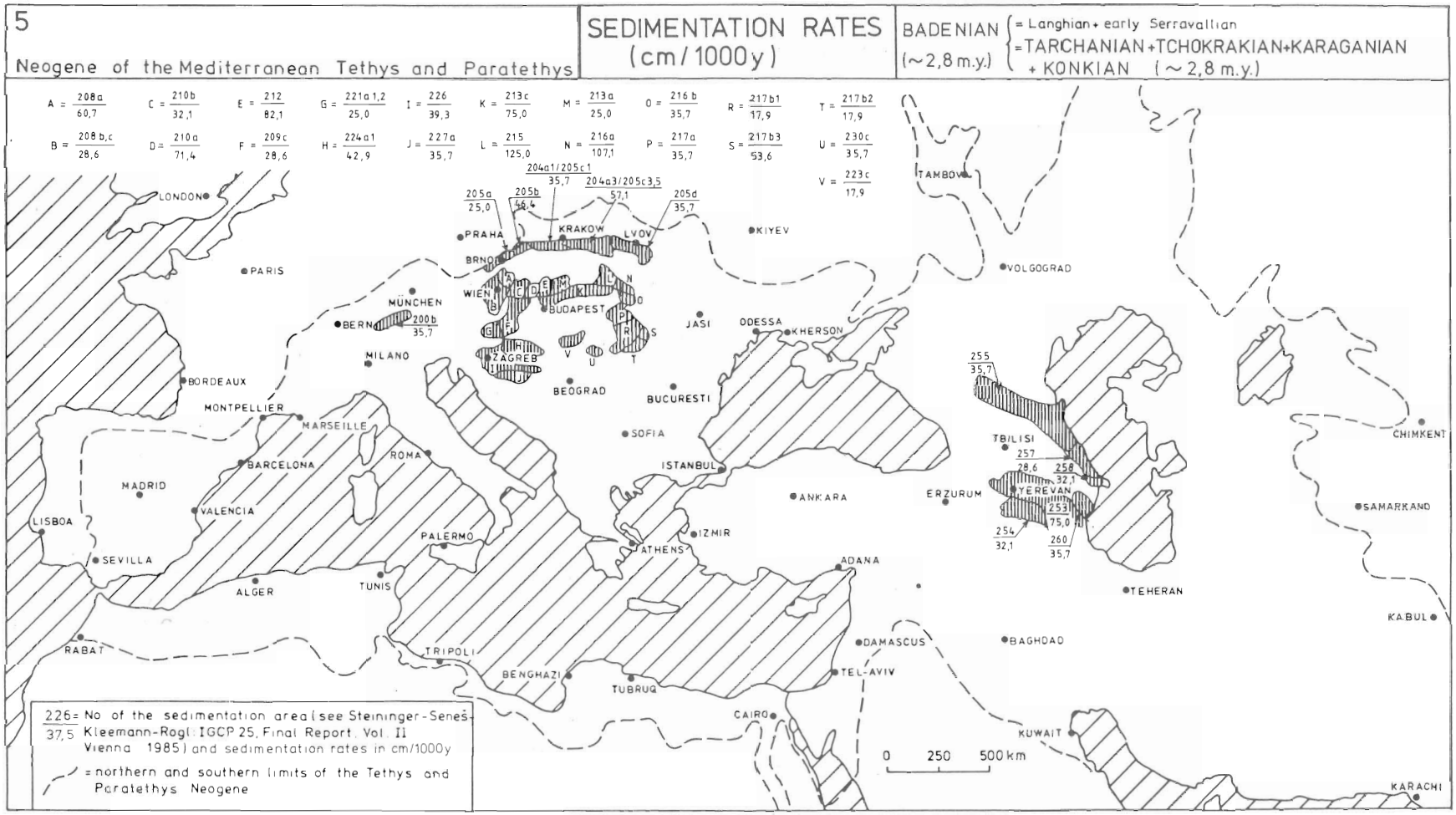

EREVAN SYNCLINORIUM (SU)
30
cm / 1000 y
100
60
20
L,FT
L,FT
L,FT
B, EV
B
FT
L,FT, VC
L, FT, VC
CA
SAK
KOZ
KON
KAR
TCH
TAR
SA s.l
MAE
PO
PLIOC
23,6
21,8
18,2
16,6
13,8
9,6
8,8
5,8
1,8

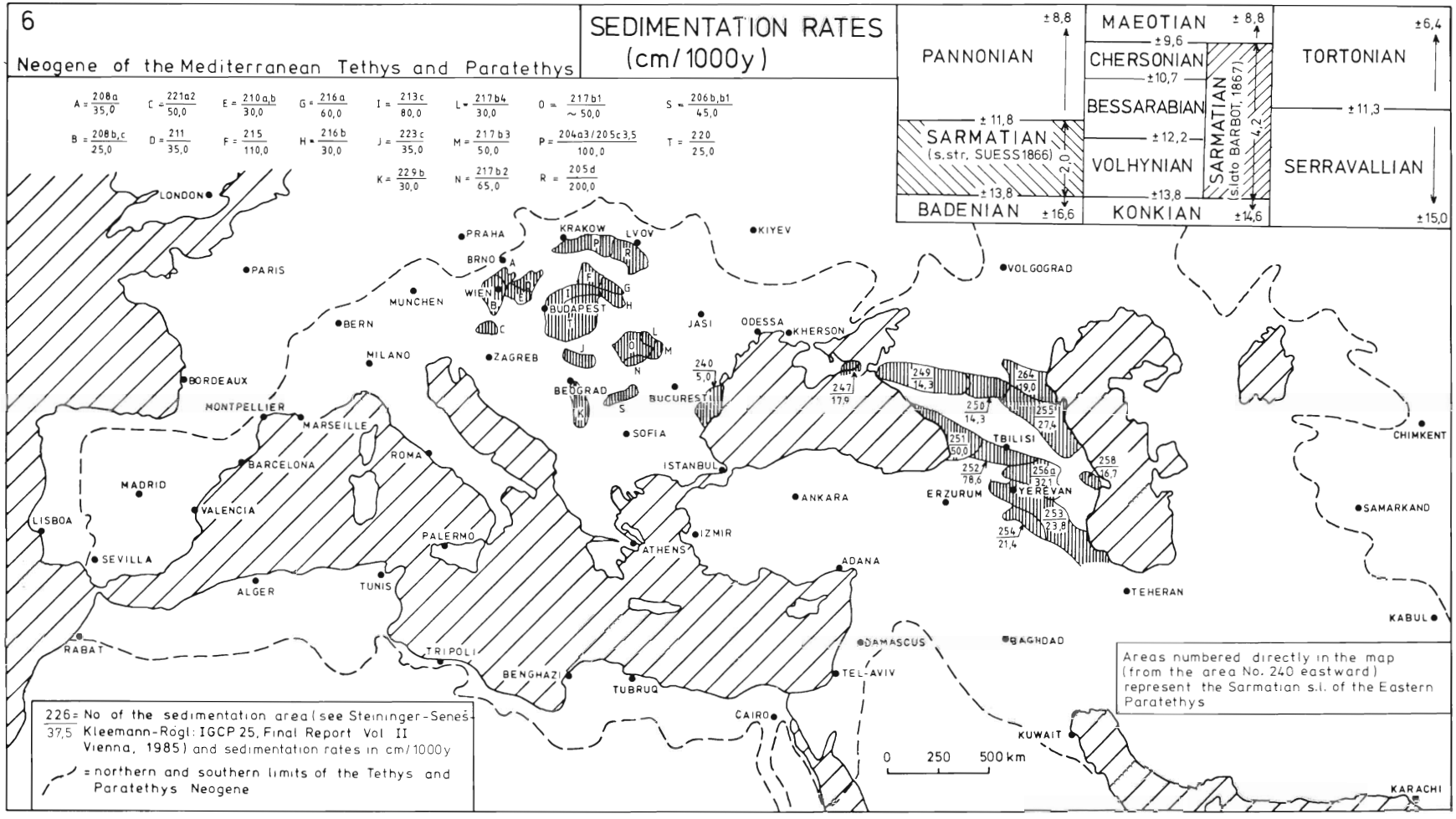

1
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES
(cm / 1000 y)
AQUITANIAN = late EGERIAN = CAUCASIAN
(~1,8 m.yrs)
LONDON
PARIS
BORDEAUX
MONTPELLIER
MARSEILLE
BARCELONA
MADRID
VALENCIA
LISBOA
SEVILLA
RABAT
ALGER
TUNIS
PALERMO
ROMA
MILANO
BERN
MÜNCHEN
WIEN
PRAHA
BRNO
KRAKOW
LVOV
BUDAPEST
ZAGREB
BEOGRAD
SOFIA
BUCURESTI
JASI
KIYEV
ODESSA
KHERSON
TAMBOV
VOLGOGRAD
ISTANBUL
IZMIR
ATHENS
ANKARA
ADANA
ERZURUM
TBILISI
YEREVAN
CHIMKENT
SAMARKAND
TEHERAN
KABUL
BAGHDAD
DAMASCUS
TEL-AVIV
CAIRO
BENGHAZI
TUBRUQ
TRIPOLI
KUWAIT
KARACHI
0 250 500 km
226 = No. of the sedimentation area (see Steininger-Senes-Kleemann-Rögl. IGCP 25, Final Report Vol II Vienna, 1985) and sedimentation rates in cm/1000y
37,5
= northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene

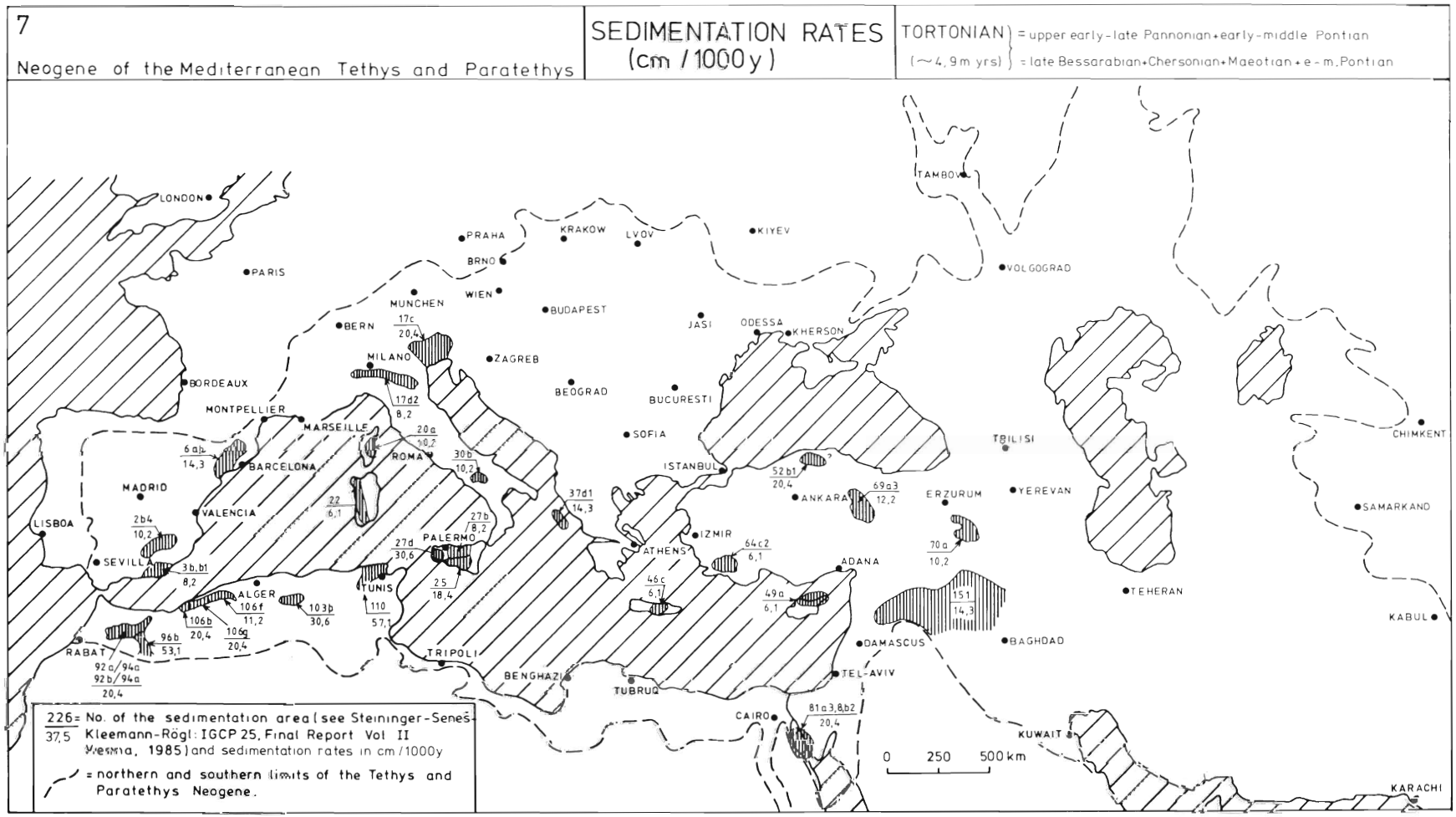

2.
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES
(cm / 1000 y)
± 16,6 m.yrs
BURDIGALIAN
± 21,8 m.yrs
~ 5,2
KARPATIAN
OTTNANGIAN
EGGENBURGIAN
~0,8
~0,8
~3,6
KOZACHURIAN
SAKARAULIAN
~1,6
~3,6
A = 203a / 9,6
B = 208a / 37,6
C = 208b / 36,5
D = 209a / 19,2
E = 221a2 / 9,6
F = 224c / 9,6
G = 224b / 17,1
H = 224a1 / 9,6
I = 222 / 19,2
J = 224a / 19,2
K = 219c / 9,6
L = 211 / 16,3
M = 213b / 16,3
N = 213c / 21,1
O = 215 / 38,5
P = 217a / 38,5
R = 217b4 / 23,1
S = 217b2,3 / 9,6
T = 227a / 9,6
LONDON
PARIS
BORDEAUX 14a / 9,6
MONTPELLIER
MARSEILLE
BARCELONA
MADRID
LISBOA
SEVILLA
VALENCIA
9a / 9,6
5a / 9,6
RABAT
92a / 94a / 9,6
ALGER
99a / 105d / 9,6
102f,g / 9,6
TUNIS
105c / 9,6
99b / 105f / 9,6
TRIPOLI
BENGHAZI
PALERMO
22 / 9,6
24 / 9,6
26b / 9,6
ROMA
32 / 9,6
MILANO
17a1,2 / 9,6
17a2,3 / 9,6
201c2 / 15,0
200a / 17,1
200b / 38,5
202c / 36,5
202ab / 19,2
205ab / 28,8
PRAHA
204a1 / 205c1 / 11,5
204a3 / 205c3,4,5 / 28,8
KRAKOW
LVOV
205d / 28,8
205e / 36,5
205f / 9,6
206a / 28,8
ZAGREB
BEOGRAD
BUDAPEST
BUCURESTI
137 / 21,5
33c / 28,8
38a1,2 / 14,4
37d1 / 9,6
38b / 9,6
SOFIA
ISTANBUL
50bc / 9,6
IZMIR
54 / 9,6
ATHENS
60d / 9,1
ANKARA
KIYEV
VOLGOGRAD
TAMBOV
ODESSA
KHERSON
IASI
250 / 11,5
264 / 15,0
247 / 36
248 / 38,5
249 / 9,8
255 / 9,6
256ab / 9,6
251 / 9,6
TBILISI
257 / 9,6
258/261 / 9,6
252 / 19,2
YEREVAN
58a / 19,2
ERZURUM
70b1,2,3 / 11,5
253 / 9,6
260 / 19,2
CHIMKENT
SAMARKAND
358 / 9,6
ADANA
72a1,2 / 9,6
TEHERAN
356 / 19,2
KABUL
DAMASCUS
BAGHDAD
359/361 / 19,2
364 / 38,5
82a1,3 / 9,6
TEL-AVIV
75a / 9,6
83d1 / 9,6
CAIRO
81a1,5,7 / 11,5
80a1 / 23,1
KUWAIT
363 / 9,6
362 / 9,6
KARACHI
0 250 500 km
226= No. of the sedimentation area (see Steininger-Senes-
37,5 Kleemann-Rögl: IGCP 25, Final Report. Vol. II
Vienna, 1985) and sedimentation rates in cm/1000 y
= northern and southern limits of the Tethys and
Paratethys Neogene.

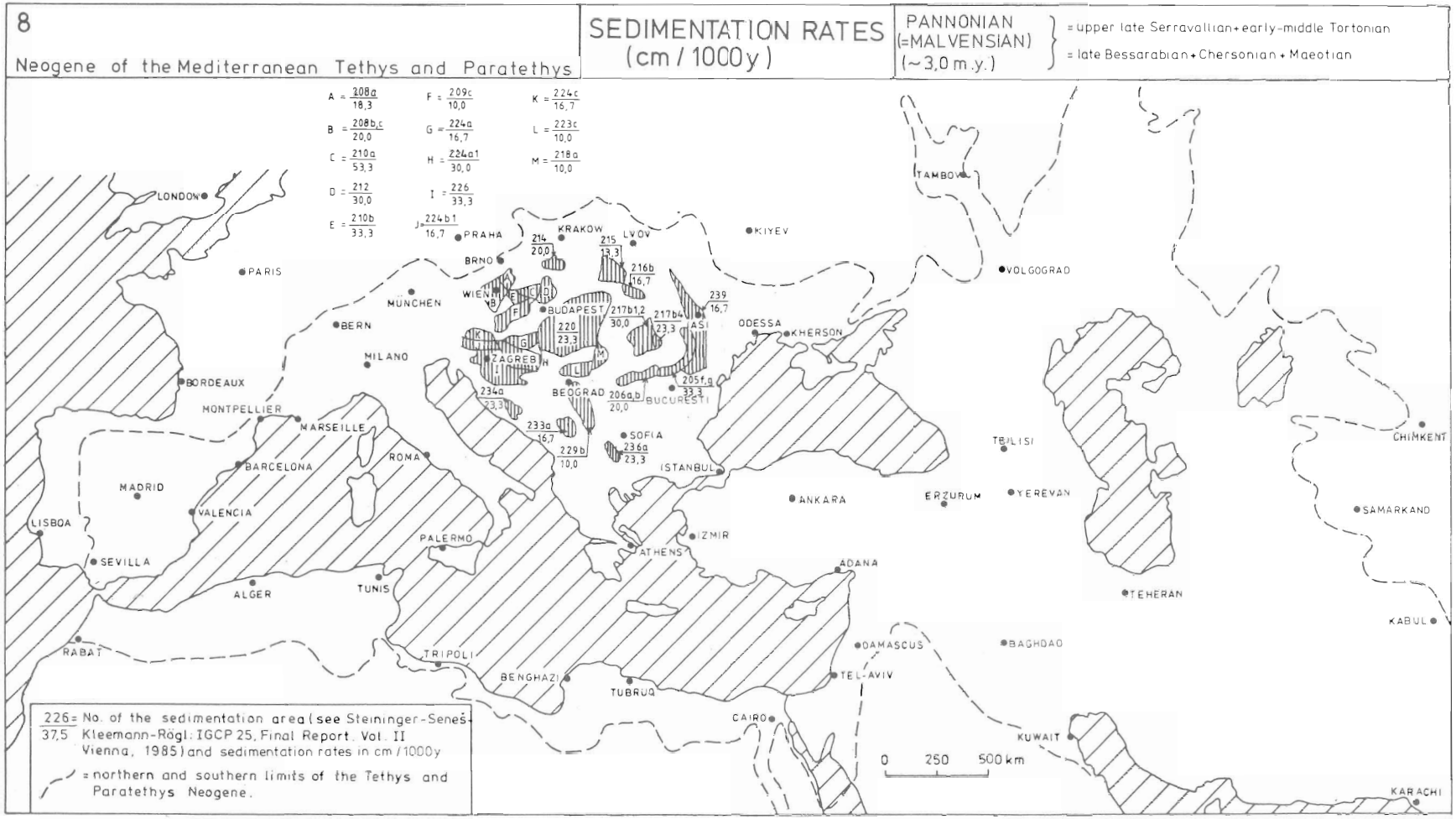

3
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES (cm / 1000y)
KARPATIAN (~0,8 m. y.) = upper late Burdigalian
= late Kozachurian (+ early Tarchanian partim ?)
A = 208a1 / 287,5
B = 208a2 / 62,0
C = 208b / 162,5
D = 221a1 / 62,0
E = 221a2 / 25,0
F = 209a / 150,0
G = 211 / 62,0
H = 219c / 37,5
I = 217a / 62,0
J = 215 / 200,0
K = 222 / 75,0
205b 37,5
204a3 / 205c3,5 125,0
204a1 / 205c1 45,0
203c 25,0
205a 150,0
205d 62,0
202c 62,0
205e 125,0
213a,b 25,0
224c 25,0
213c 100,0
204cd 37,5
205f,g 37,5
224b2 25,0
223a-c 25,0
137 37,5
227a 25,0
230a 25,0
206a 100,0
PRAHA
KRAKOW
LVOV
BRNO
WIEN
BUDAPEST
ZAGREB
BEOGRAD
PARIS
BERN
MÜNCHEN
MILANO
BORDEAUX
MONTPELLIER
MARSEILLE
BARCELONA
MADRID
VALENCIA
LISBOA
SEVILLA
ALGER
TUNIS
RABAT
PALERMO
ROMA
TRIPOLI
BENGHAZI
TUBRUQ
CAIRO
SOFIA
BUCURESTI
JASI
ODESSA
KHERSON
KIYEV
TAMBOV
VOLGOGRAD
ISTANBUL
ANKARA
IZMIR
ATHENS
ADANA
DAMASCUS
TEL-AVIV
BAGHDAD
TBILISI
ERZURUM
YEREVAN
TEHERAN
KUWAIT
CHIMKENT
SAMARKAND
KABUL
KARACHI
226 = No. of the sedimentation area (see Steininger-Seneš)
37,5 Kleemann-Rögl: IGCP 25, Final Report, Vol. II. Vienna, 1985) and sedimentation rates in cm / 1000y
= northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene.
0 250 500 km

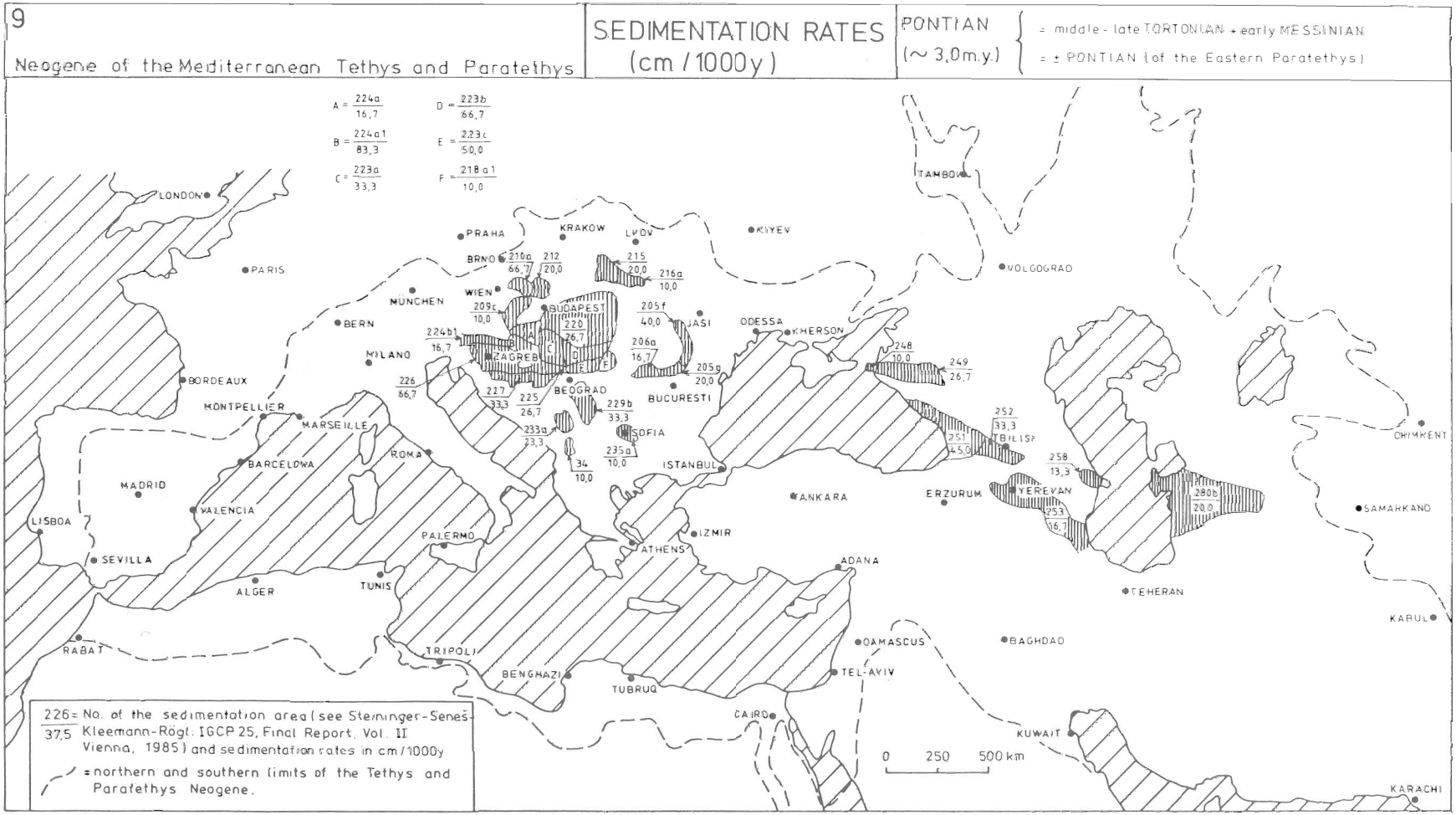

4
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES (cm / 1000y)
L LANGHIAN (~ 1,6 m.y.) = early Badenian = Tarchanian + Thokrakian (partim?)
S SERRAVALLIAN (~ 3,7 m. yrs) = m.-l. Badenian + Sarmatian s.s. + e Pannonian = Karagganian + Konkian + e. Bessarabian
LONDON
PARIS
PRAHA
BRNO
KRAKOW
LVOV
KIYEV
TAMBOV
VOLGOGRAD
MÜNCHEN
WIEN
BUDAPEST
BERN
JASI
ODESSA
KHERSON
MILANO
ZAGREB
BORDEAUX
MONTPELLIER
MARSEILLE
BEOGRAD
BUCURESTI
SOFIA
TBILISI
CHIMKENT
BARCELONA
ROMA
ISTANBUL
MADRID
VALENCIA
ANKARA
ERZURUM
YEREVAN
SAMARKAND
LISBOA
SEVILLA
PALERMO
IZMIR
ATHENS
ADANA
ALGER
TUNIS
TEHERAN
TRIPOLI
DAMASCUS
BAGHDAD
BENGHAZI
TEL-AVIV
TUBRUC
CAIRO
KUWAIT
KARACHI
0 250 500 km
126= No. of the sedimentation area (see Steininger-Senes-
37,5 Kleemann-Rögl: IGCP 25, Final Report, Vol. II Vienna, 1985) and sedimentation rates in cm/1000y
= northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene.

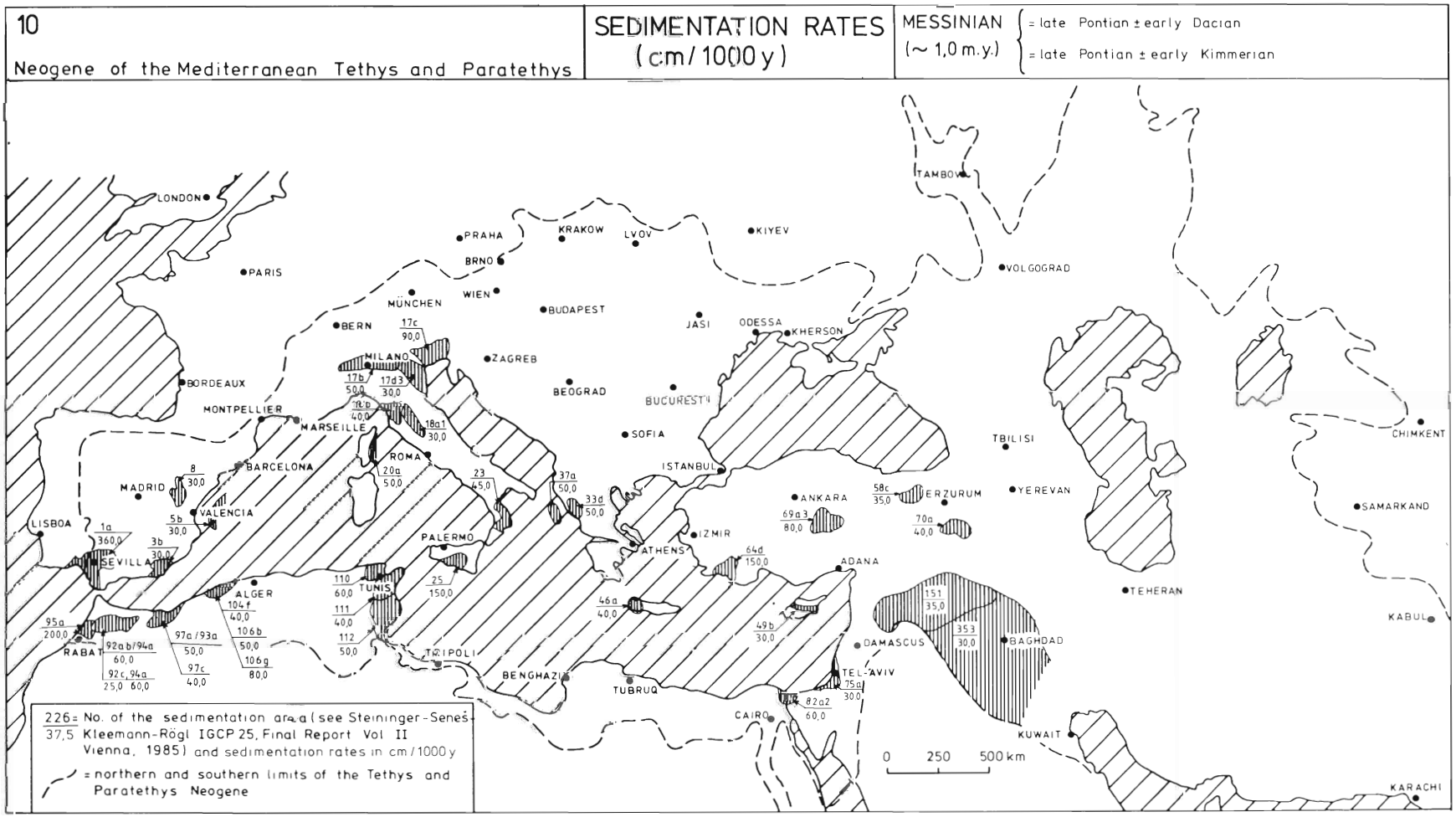

5
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES (cm/1000y)
BADENIAN (~2,8 m.y.) = Langhian + early Serravallian = TARCHANIAN + TCHOKRAKIAN + KARAGANIAN + KONKIAN (~2,8 m.y.)
A = 208a / 60,7
B = 208b,c / 28,6
C = 210b / 32,1
D = 210a / 71,4
E = 212 / 82,1
F = 209c / 28,6
G = 221a 1,2 / 25,0
H = 224a1 / 42,9
I = 226 / 39,3
J = 227a / 35,7
K = 213c / 75,0
L = 215 / 125,0
M = 213a / 25,0
N = 216a / 107,1
O = 216b / 35,7
P = 217a / 35,7
R = 217b1 / 17,9
S = 217b3 / 53,6
T = 217b2 / 17,9
U = 230c / 35,7
V = 223c / 17,9
204a1/205c1 35,7
204a3/205c3,5 57,1
205a 25,0
205b 46,4
205d 35,7
200b 35,7
255 35,7
257
258 32,1
28,6
253 75,0
254 32,1
260 35,7
LONDON
PARIS
BERN
MÜNCHEN
MILANO
BORDEAUX
MONTPELLIER
MARSEILLE
BARCELONA
MADRID
VALENCIA
LISBOA
SEVILLA
ROMA
PALERMO
ALGER
TUNIS
RABAT
TRIPOLI
BENGHAZI
TUBRUQ
CAIRO
PRAHA
BRNO
WIEN
KRAKOW
LVOV
BUDAPEST
ZAGREB
BEOGRAD
SOFIA
BUCURESTI
ISTANBUL
IZMIR
ATHENS
ANKARA
ADANA
DAMASCUS
TEL-AVIV
KIYEV
JASI
ODESSA
KHERSON
TAMBOV
VOLGOGRAD
TBILISI
YEREVAN
ERZURUM
TEHERAN
BAGHDAD
KUWAIT
KARACHI
KABUL
SAMARKAND
CHIMKENT
226 / 37,5 = No of the sedimentation area (see Steininger-Seneš-Kleemann-Rögl: IGCP 25, Final Report, Vol. II Vienna 1985) and sedimentation rates in cm/1000y
= northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene
0 250 500 km

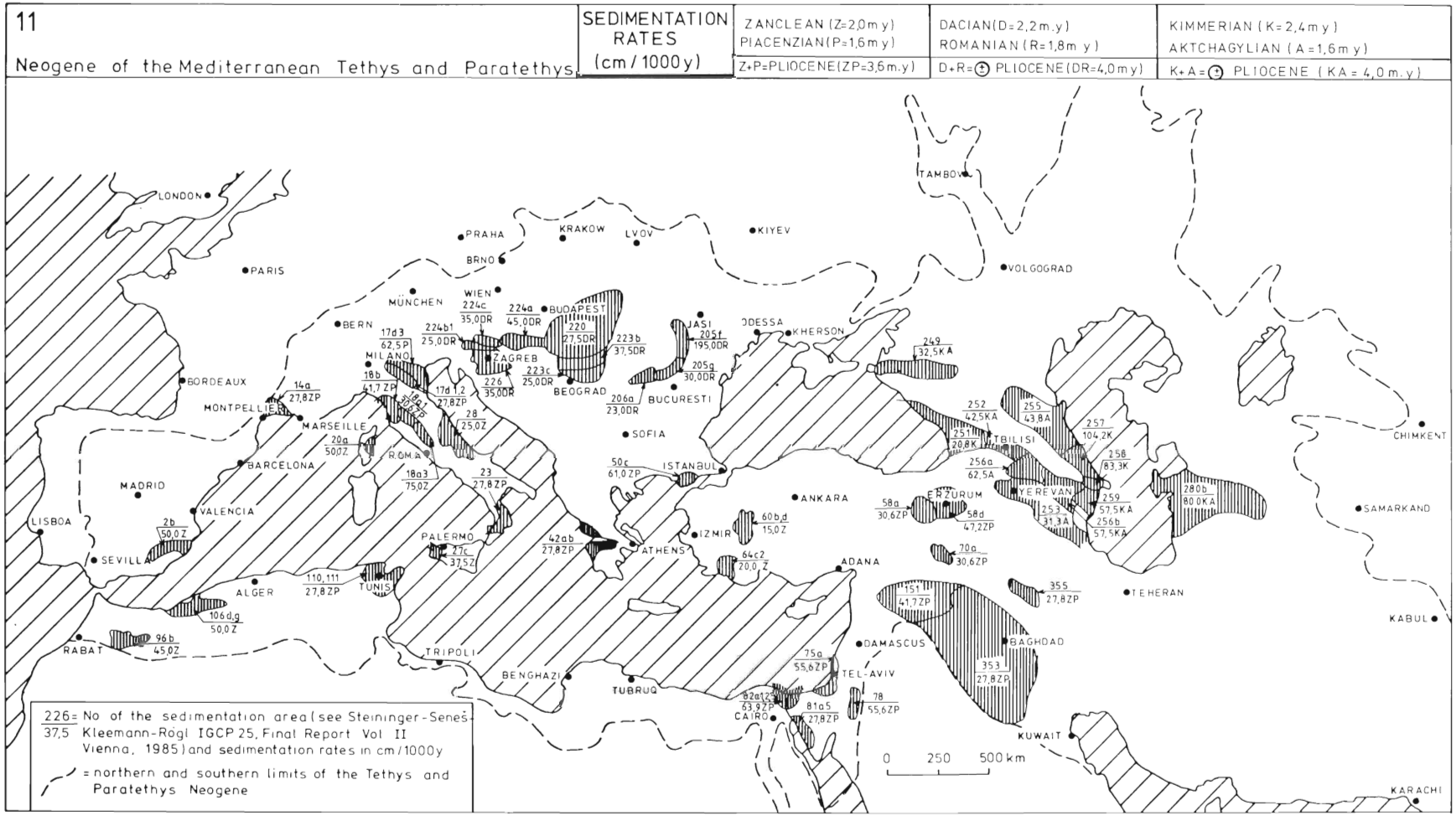

6
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES (cm/1000y)
PANNONIAN ±8,8
MAEOTIAN ±8,8
±9,6
CHERSONIAN
±10,7
BESSARABIAN
±11,8
SARMATIAN (s.str. SUESS 1866)
2,0
VOLHYNIAN
±12,2
SARMATIAN (s.ato BARBOT, 1867)
4,2
±13,8
BADENIAN ±16,6
±13,8
KONKIAN ±14,6
TORTONIAN ±6,4
±11,3
SERRAVALLIAN ±15,0
A = 208a/35,0
B = 208b,c/25,0
C = 221a2/50,0
D = 211/35,0
E = 210a,b/30,0
F = 215/110,0
G = 216a/60,0
H = 216b/30,0
I = 213c/80,0
J = 223c/35,0
K = 229b/30,0
L = 217b4/30,0
M = 217b3/50,0
N = 217b2/65,0
O = 217b1/~50,0
P = 204a3/205c3,5/100,0
R = 205d/200,0
S = 206b,b1/45,0
T = 220/25,0
LONDON
PARIS
BRNO
PRAHA
KRAKOW
LVOV
KIYEV
VOLGOGRAD
MUNCHEN
WIEN
BUDAPEST
BERN
JASI
ODESSA
KHERSON
MILANO
ZAGREB
BORDEAUX
MONTPELLIER
MARSEILLE
BEOGRAD
BUCUREST
SOFIA
TBILISI
CHIMKENT
BARCELONA
ROMA
ISTANBUL
MADRID
VALENCIA
ANKARA
ERZURUM
YEREVAN
SAMARKAND
LISBOA
SEVILLA
PALERMO
ATHENS
IZMIR
ADANA
ALGER
TUNIS
TEHERAN
KABUL
RABAT
TRIPOLI
DAMASCUS
BAGHDAD
BENGHAZI
TUBRUQ
TEL-AVIV
CAIRO
KUWAIT
KARACHI
0 250 500 km
226/37,5 = No of the sedimentation area (see Steininger-Senes-Kleemann-Rögl: IGCP 25, Final Report Vol II Vienna, 1985) and sedimentation rates in cm/1000y
= northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene
Areas numbered directly in the map (from the area No. 240 eastward) represent the Sarmatian s.l. of the Eastern Paratethys

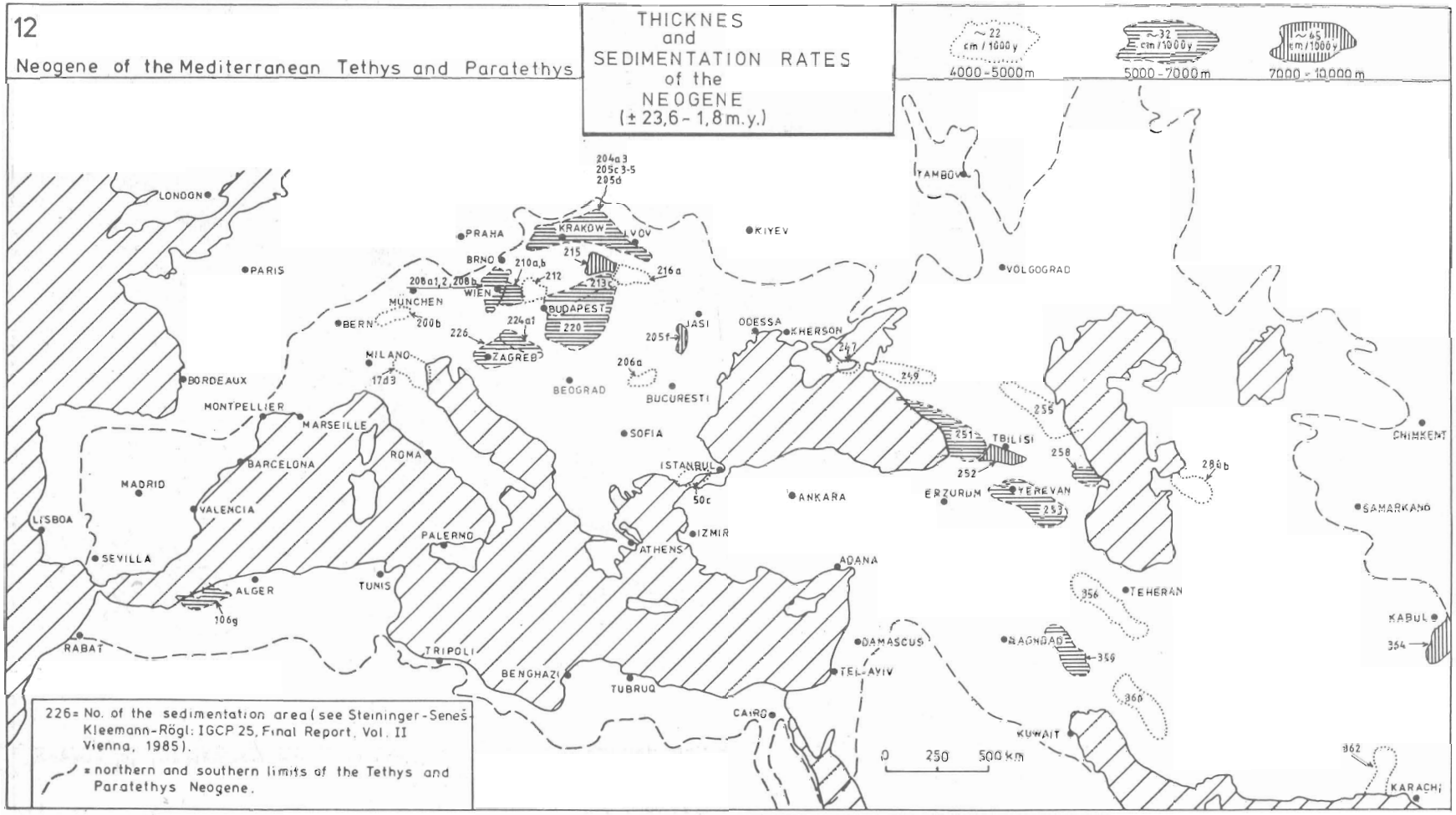

7
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES (cm / 1000 y)
TORTONIAN (~4,9 m yrs) = upper early - late Pannonian + early - middle Pontian
= late Bessarabian + Chersonian + Maeotian + e - m. Pontian
LONDON
PARIS
PRAHA
BRNO
KRAKOW
LVOV
KIYEV
TAMBOV
VOLGOGRAD
MUNCHEN
WIEN
BUDAPEST
BERN
JASI
ODESSA
KHERSON
MILANO
ZAGREB
BORDEAUX
BEOGRAD
BUCURESTI
MONTPELLIER
MARSEILLE
SOFIA
TBILISI
CHIMKENT
BARCELONA
ROMA
ISTANBUL
MADRID
VALENCIA
ANKARA
ERZURUM
YEREVAN
SAMARKAND
LISBOA
PALERMO
IZMIR
ATHENS
ADANA
SEVILLA
ALGER
TUNIS
TEHERAN
KABUL
RABAT
TRIPOLI
DAMASCUS
BAGHDAD
BENGHAZI
TUBRUQ
TEL-AVIV
CAIRO
KUWAIT
KARACHI
0 250 500 km
226 = No. of the sedimentation area (see Steininger-Seneš-
37,5 Kleemann-Rögl: IGCP 25, Final Report Vol II Vienna, 1985) and sedimentation rates in cm / 1000y
= northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene.


8
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES (cm / 1000y)
PANNONIAN (=MALVENSIAN) (~3,0 m.y.)
= upper late Serravallian + early-middle Tortonian
= late Bessarabian + Chersonian + Maeotian
A = 208a / 18,3
B = 208b,c / 20,0
C = 210a / 53,3
D = 212 / 30,0
E = 210b / 33,3
F = 209c / 10,0
G = 224a / 16,7
H = 224a1 / 30,0
I = 226 / 33,3
J = 224b1 / 16,7
K = 224c / 16,7
L = 223c / 10,0
M = 218a / 10,0
214 / 20,0
215 / 13,3
216b / 16,7
217b1,2 / 30,0
217b4 / 23,3
220 / 23,3
239 / 16,7
205f,g / 33,3
206a,b / 20,0
234a / 23,3
233a / 16,7
229b / 10,0
236a / 23,3
LONDON
PARIS
BERN
MÜNCHEN
WIEN
PRAHA
BRNO
KRAKOW
LVOV
KIYEV
BUDAPEST
ZAGREB
BEOGRAD
SOFIA
BUCUREST
ASI
ODESSA
KHERSON
TAMBOV
VOLGOGRAD
MILANO
BORDEAUX
MONTPELLIER
MARSEILLE
BARCELONA
ROMA
MADRID
VALENCIA
LISBOA
SEVILLA
PALERMO
ALGER
TUNIS
RABAT
TRIPOLI
BENGHAZI
TUBRUQ
ATHENS
IZMIR
ISTANBUL
ANKARA
ERZURUM
TBILISI
YEREVAN
ADANA
DAMASCUS
TEL-AVIV
BAGHDAD
CAIRO
TEHERAN
KUWAIT
KARACHI
KABUL
SAMARKAND
CHIMKENT
226 = No. of the sedimentation area (see Steininger-Senes 37,5 Kleemann-Rögl: IGCP 25, Final Report. Vol. II Vienna, 1985) and sedimentation rates in cm / 1000y
= northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene.
0 250 500 km


9
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES
(cm / 1000y)
PONTIAN
(~ 3,0m.y.)
= middle - late TORTONIAN + early MESSINIAN
= ± PONTIAN (of the Eastern Paratethys)
A = 224a / 16,7
B = 224a1 / 83,3
C = 223a / 33,3
D = 223b / 66,7
E = 223c / 50,0
F = 218a1 / 10,0
LONDON
PARIS
BORDEAUX
MONTPELLIER
MARSEILLE
BERN
MÜNCHEN
MILANO
PRAHA
BRNO
WIEN
KRAKOW
LVOV
KIYEV
BUDAPEST
ZAGREB
BEOGRAD
SOFIA
BUCURESTI
JASI
ODESSA
KHERSON
ISTANBUL
ROMA
BARCELONA
MADRID
VALENCIA
LISBOA
SEVILLA
PALERMO
ALGER
TUNIS
TRIPOLI
BENGHAZI
TUBRUQ
CAIRO
RABAT
ATHENS
IZMIR
ANKARA
ADANA
ERZURUM
YEREVAN
TBILISI
ISTAMBUL
VOLGOGRAD
TEHERAN
DAMASCUS
BAGHDAD
TEL-AVIV
KUWAIT
CHIMKENT
SAMARKAND
KABUL
KARACHI
226 = No. of the sedimentation area (see Steininger-Seneš-Kleemann-Rögl: IGCP 25, Final Report, Vol. II Vienna, 1985) and sedimentation rates in cm/1000y
37,5
= northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene.
0 250 500 km


10
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES
(cm/ 1000 y)
MESSINIAN (~ 1,0 m.y.)
= late Pontian ± early Dacian
= late Pontian ± early Kimmerian
LONDON
PARIS
PRAHA
KRAKOW
LVOV
KIYEV
BRNO
WIEN
MÜNCHEN
BERN
BUDAPEST
JASI
ODESSA
KHERSON
TAMBOV
VOLGOGRAD
MILANO
ZAGREB
BEOGRAD
BUCURESTI
BORDEAUX
MONTPELLIER
MARSEILLE
SOFIA
TBILISI
CHIMKENT
ROMA
ISTANBUL
BARCELONA
MADRID
VALENCIA
LISBOA
SEVILLA
ANKARA
ERZURUM
YEREVAN
SAMARKAND
PALERMO
IZMIR
ATHENS
ADANA
TEHERAN
ALGER
TUNIS
TRIPOLI
BENGHAZI
TUBRUQ
CAIRO
RABAT
DAMASCUS
BAGHDAD
TEL-AVIV
KUWAIT
KABUL
KARACHI
0 250 500 km
226 = No. of the sedimentation area (see Steininger-Senes-
37,5 Kleemann-Rögl IGCP 25, Final Report Vol II
Vienna, 1985) and sedimentation rates in cm/1000 y
= northern and southern limits of the Tethys and
Paratethys Neogene


11
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
SEDIMENTATION RATES (cm/1000y)
ZANCLEAN (Z=2,0m.y)
PIACENZIAN (P=1,6m.y)
Z+P=PLIOCENE (ZP=3,6m.y)
DACIAN (D=2,2m.y)
ROMANIAN (R=1,8m.y)
D+R=⊕ PLIOCENE (DR=4,0m.y)
KIMMERIAN (K=2,4m.y)
AKTCHAGYLIAN (A=1,6m.y)
K+A=⊕ PLIOCENE (KA=4,0m.y)
LONDON
PARIS
PRAHA
BRNO
KRAKOW
LVOV
KIYEV
TAMBOV
VOLGOGRAD
MÜNCHEN
WIEN
BERN
BUDAPEST
JASI
ODESSA
KHERSON
BORDEAUX
MILANO
ZAGREB
BEOGRAD
BUCURESTI
MONTPELLIER
MARSEILLE
SOFIA
ROMA
BARCELONA
MADRID
VALENCIA
LISBOA
SEVILLA
ISTANBUL
ANKARA
ERZURUM
TBILISI
YEREVAN
CHIMKENT
SAMARKAND
PALERMO
ATHENS
IZMIR
ADANA
TEHERAN
ALGER
TUNIS
RABAT
TRIPOLI
BENGHAZI
TUBRUQ
DAMASCUS
BAGHDAD
TEL-AVIV
CAIRO
KUWAIT
KABUL
KARACHI
0 250 500 km
226= No of the sedimentation area (see Steininger-Senes 37,5 Kleemann-Rögl IGCP 25, Final Report Vol II Vienna, 1985) and sedimentation rates in cm/1000y
= northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene


12
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys
THICKNES
and
SEDIMENTATION RATES
of the
NEOGENE
(± 23,6 - 1,8 m.y.)
~22 cm/1000 y
4000-5000 m
~32 cm/1000 y
5000-7000 m
~45 cm/1000 y
7000-10,000 m
LONDON
PARIS
PRAHA
BRNO
WIEN
MÜNCHEN
BERN
MILANO
BORDEAUX
MONTPELLIER
MARSEILLE
BARCELONA
MADRID
VALENCIA
LISBOA
SEVILLA
ALGER
RABAT
TUNIS
PALERMO
ROMA
TRIPOLI
BENGHAZI
TUBRUQ
CAIRO
KRAKOW
LVOV
BUDAPEST
ZAGREB
BEOGRAD
BUCURESTI
SOFIA
ISTANBUL
ATHENS
IZMIR
ANKARA
ADANA
DAMASCUS
TEL-AVIV
JASI
ODESSA
KHERSON
KIYEV
TAMBOV
VOLGOGRAD
TBILISI
ERZURUM
YEREVAN
TEHERAN
BAGHDAD
KUWAIT
KARACHI
KABUL
SAMARKAND
CHIMKENT
204a3
205c3-5
205d
215
216a
210a,b
212
213c
208a1,2, 208b
200b
224a1
226
220
205f
206a
17d3
50c
247
249
251
252
253
255
258
286b
356
359
360
362
364
0 250 500 km
226= No. of the sedimentation area (see Steininger-Seneš-Kleemann-Rögl: IGCP 25, Final Report, Vol. II Vienna, 1985).
= northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene.

References

Berggren, W. A., Kent, D. W., Flynn, J. J. and Couvering, J. A. 1985: Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 1 407—1 418.*

Brambati, A. and Venzo, G. A. 1967: Recent sedimentation in the Northern Adriatic Sea between Venice and Trieste. *Studi Trentini Sci. Nat., 44, 202—247.*

Füchtbauer, H. and Reineck, H. E. 1963: Porosität und Verdichtung rezenter, mariner Sedimente. *Sedimentology, 2, 294—306.*

Goldberg, E. D. and Koide, M. 1962: Geochronological studies of deep sea sediments by ionium-thorium method. *Geochim. Cosmochim. Acta., 26, 417—450.*

Information Bulletin IGCP Project No. 25, 1975—1979: *No. 1—6, Edit. Geol. Inst. Slov. Acad. Sc. Bratislava.*

Kukal, Z. 1964: Geologie recentních sedimentů. *Praha, ČSAV, 441 p.*

Menning, M. 1989: A Synopsis of Numerical Time Scales 1917—1986. *Episodes, 12, 1, 3—5.*

Moore, D. G. 1962: Bearing strength and other physical properties of some shallow and deep-sea sediments from the north Pacific. *Bull. Geol. Soc. Amer., 73, 1 163—1 166.*

Nevesskaya, L. A. 1984: Regionalnaya stratigraficheskaya skala neogena Vostochnogo Paratethisa. *Sov. Geol., 9, 37—49.*

Paul, J. 1970: Sedimentologische Untersuchungen im Limski kanal und vor der istrischen Küste (nördliche Adria). *Göttinger Arb. Geol. Paläont, 7, 1—75.*

Reineck, H. E. 1960: Über Zeitlücken in rezenten Flachseesedimenten. *Geol. Rundsch., 49, 149—161.*

Rögl, F. and Steininger, F. F. 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastic des zirkum — mediterranen Raumes. *Ann. Naturhist. Mus. Wien, 85/A, 135—163.*

Semenenko, V. N. 1987: Stratigrafischeskaya korelatsya verkhnego miocena i pliocena Vostognogo Paratetisa i Tetisa. *Naukova Dumka, 87, 232 p.*

Seneš, J. 1985: Stratigraphic correlation Tethys-Paratethys Neogene, IGCP Project No. 25. History and aims, organization and results. *Geol. Zbor. Geol. Carpath., 36, 6, 725—746.*

Seneš, J. 1987: Application of results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 25. *Geol. Práce, Správy. 87, 113—136.*

Seneš, J. 1989: Introduction and revaluated chronostratigraphic range of regional litho- and biostratigraphic units of the Mediterranean Tethys and Paratethys Neogene; application of results of the IGCP No. 25; part 1. *Mineralia slov., 21, 109—121.*

Steininger, F., Seneš, J., Kleemann, K. and Rögl, F. 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. *Univ. Press Vienna, I., p. 189, II., p. 536.*

Van Straaten, L. M. J. U. 1965: Sedimentation in the North-Western part of the Adriatic Sea. *Colston papers, 17, 143—162.*

Vass, D. and Čech, F. 1983: Sedimentation rates in Molasse Basins of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carpath., 34, 4, 411—422.*

Vass, D., Repčok, I., Balogh, K. and Halmai, J. 1987: Revised radiometric time-scale for the Central Paratethyan Neogene. *Ann. Inst Geol. Publ. Hung., 70, 423—434.*

Veľké mocnosti a vysoké hodnoty rýchlosti sedimentácie neogénu cirkummediteránnej oblasti; aplikácia výsledkov projektu IGCP č. 25; časť 4

Enormné mocnosti neogénu, zistené v poslednom polstoročí hlavne hlbokými vrtmi, právom inšpirujú mnohých geológov k modernejším paleogeografickým a geodynamickým úvahám. Domnievame sa, že zdetailizovanie údajov s vysokými mocnosťami a rýchlostnými koeficientmi sedimentácie poslúži na rekonštruovanie mobility mnohých oblastí s veľkými subsidenciami a emergenciami.

Aj v tomto príspevku používame pri hodnotení základné údaje z Final Report IGCP projektu č. 25, ktorý poskytuje moderné stratigrafické spracovanie tohto rozsiahleho interkontinentálneho areálu.

So súčasnými názormi na koreláciu regionálnych chronostratigrafických jednotiek (stupňov) neogénu a s mapou geografického rozšírenia a číslovania sedimentačných priestorov sa čitateľ môže oboznámiť v práci Seneša (1989). Je samozrejmé, že pri absolútnom datovaní hraníc stupňov nemôžeme vylúčiť určitú toleranciu, ktorá môže ovplyvniť presnosť výpočtov rýchlosti sedimentácie. Tie mohli byť pôvodne podstatne vyššie aj z dôvodov, že v rámci uvedených časových jednotiek mali buď oneskorený transgresívny charakter, vykazujú často angulárne diskordancie, alebo boli vo svojej terminálnej časti denudované. Merateľné sú len dnes existujúce mocnosti vrstiev, ktoré predstavujú väčšinou len relikt. Nemenej dôležité je aj diagenetické stenčenie pôvodných mocností predovšetkým pelitických sedimentov, hlavne starších než 10—15 my, pokrytých aj tisíce metrov mocným mladším vrchným miocénom a pliocénom.

Pri tabelárnom a mapovom zostavení uvádzame len vysoké hodnoty mocnosti: pri krátkych časových úsekoch nad 200—300 m, pri dlhšie trvajúcich nad 600—1 000 m. V tabelárnych zostavách uvádzame aj skratky vyjadrujúce dôvody nutných pozitívnych korekcií spôsobených prípadnou diagenézou, angulárnymi diskordanciami, transgresívnym charakterom sedimentácie alebo hiátmi spôsobenými denudáciami; ďalej skratky litologického vývoja súvrství a charakter prostredia ich vzniku. V súlade s tabuľkami sú na mapových prílohách vyznačené tiež len oblasti s vysokými hodnotami sedimentácie. Preto zdôrazňujeme, že to nie sú paleogeografické mapy znázorňujúce navzájom spojené morské alebo limnické oblasti.

Rýchlosť sedimentácie v recentných moriach a na kontinentoch v porovnaní s neogénom bola lokálne vysoká. Preto hodnoty sedimentácie vyčíslené v marinnom prostredí neogénu svedčia o značnej členitosti reliéfu, o sedimentácii väčšinou skôr v plytšom, ale už kľudnejšom otvorenom šelfovo-litorálnom než v batyálnom prostredí. V mnohých, paleogeograficky zrejme členitých oblastiach predpokladáme zvlášť v skoršom a strednom miocéne značné výzdvihy a denudáciu s vysokým transportom riečnych sietí jednak z mobilných mladých orogénnych oblastí, ale aj z konsolidovaných platforiem z okrajových častí cirkummediterránu. Táto vysoká sedimentácia sa nevzťahuje na brachyhalinné až vysladené, geograficky rozsiahle jazerá vrchného miocénu a pliocénu hlavne paratetýdnej oblasti. V nich panovali väčšinou rovnaké podmienky ako v súčasných vysladených vnútorných moriach Eurázie.

Ak sa nám na základe súčasných poznatkov podarí znázorňovať intenzitu orogénov v čase a priestore aj graficky a syntetizovať ju s rámcovými údajmi tohto príspevku, budeme môcť nesporne už podrobnejšie a presnejšie pristúpiť k rozlúšteniu časových vzťahov vývoja mnohých neogénnych panví a k zisteniu mobility mladých pásmových pohorí Európy a západnej Ázie.

Štruktúrno-tektonický seminár

Ústredný výbor Slovenskej geologickej spoločnosti zorganizoval v dňoch 14.—15. marca 1989 v Bratislave štruktúrno-tektonický seminár. Jeho organizátori si predsavzali zistiť možnosti založenia odbornej skupiny štruktúrnej geológie pri SGS ako reálnej potreby ďalšieho rozvoja tejto špecializácie v Západných Karpatoch, na druhej strane poskytnúť priestor pre samotné prezentovanie doterajších a súčasných výsledkov štruktúrneho výskumu, jeho metodík i poukázať na ciele, úlohy a perspektívy štruktúrnej geológie.

Na seminári odznelo 23 referátov, ktorých abstrakty tu uvádzame:

S. Jacko: **Úlohy a smery štruktúrneho výskumu pri riešení základných problémov stavby a tektonometamorfného vývoja Západných Karpát**

Cieľavedomé uplatnenie metód štruktúrnej analýzy umožňuje exaktne posúdiť nielen typ stavby, kinematiku deformácie, ale kvalifikovane napomáha riešiť dynamiku deformačného procesu. Dosiahnutie adekvátnych výsledkov je principiálne podmienené využitím progresívnych metód deformačnej analýzy a horizontálnym (multidisciplinárny prístup) i vertikálnym („snímanie deformácií") previazaním štruktúrneho výskumu.

Takýto prístup umožní doriešiť i viaceré latentné problémy tektonometamorfného vývoja Západných Karpát. V rámci predalpínskeho geotektonického cyklu interníd Západných Karpát treba k nim zaradiť:

— generálny typ predgranitoidnej stavby metamorfitov kryštalinika a jej časový vzťah k variskej regionálnej metamorfóze,

— eventuálnu prítomnosť reliktov staršej stavby a ich štruktúrnych charakteristík,

— vzťah telies granitoidov ku štruktúrnej paragenéze predgranitoidnej stavby kryštalinika, včítane depozičných charakteristík a tvaru telies granitoidov,

— otázku štruktúrnych väzieb a spoločného, event. sukcesívneho formovania stromatitických a oftalmitických migmatitov, včítane zdroja leukozómu (v spolupráci s petrológmi),

— problém variských príkrovov.

Nemenej závažných úloh kladú pred štruktúrny výskum otvorené problémy alpínskeho tektonometamorfného vývoja Západných Karpát. Patria k nim:

— sumarizácia štruktúrnych kritérií na posúdenie mechanizmu transportu paleoalpínskych príkrovov,

— doloženie štruktúrnej a metamorfnej paragenézy paleoalpínskeho štádia ako celku a jednotlivých príkrovov zvlášť,

— objasnenie časových relácií vzniku príkrovov, smernej vrásovej stavby a smerných prešmykových zón interníd, menovite ich vývoj v spoločnej, event. v následných fázach kriedového vrásnenia,

— objasnenie sukcesívnych väzieb spätných násunov k etape transportu príkrovov, event. k vzniku smernej vrásovej stavby,

— prehodnotenie funkcie strižných zón a zlomov v štruktúrnom vývoji Západných Karpát.

J. Zelman: **Súčasný stav a perspektívy drobno- a mikroštruktúrneho výskumu v Západných Karpatoch**

Drobno- a mikroštruktúrna analýza sa v Západných Karpatoch aplikuje od roku 1963. Spočiatku bola zameraná na riešenie regionálnych tektonických problémov a problémov výskumu rudných ložísk paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Neskôr sa využívala pri riešení štruktúrno-tektonických problémov kryštalinika, mezozoika a paleogénu ďalších regiónov Západných Karpát. Metódy drobno- a mikroštruktúrnej analýzy majú perspektívne využitie pri riešení základných problémov geologickej stavby kryštalinika, paleozoika, mezozoika obalových a príkrovových jednotiek, flyšového pásma i neovulkanitov, ako aj pri výskume a ťažbe ložísk nerastných surovín a v inžinierskej geológii.

Z. Sládeková: **Metodika tlakových tieňov**

Geometrické tvary tlakových tieňov, ktoré vznikajú okolo deformácií odolávajúcich objektov, môžu byť využité na stanovenie orientácií a hodnôt základných prírastkových deformácií.

Rozoznávame tri základné typy tlakových tieňov: pyritový, krinoidový a zložený. Každý z nich vykazuje rôzny typ rastovej postupnosti kryštálových vlákien vyvinutých v tlakovej zóne. Pri zhodnotení tvaru a orientácie nárastových deformačných elíps, závislých od toho, či sa vlákna narastajúce počas deformácie prejavujú ako pevné alebo ohybné, sa používajú dva základné spôsoby merania. Výsledky meraní možno kartograficky aplikovať na objasnenie deformačnej histórie študovaných regiónov.

A. Hacura: **Súčasné poznatky o anchimetamorfóze a stanovenie jej stupňa vo veporiku a Malých Karpatoch**

Stanovenie stupňa metamorfózy anchimetamorfovaných hornín nie je prepracované tak ako pri kryštalických bridliciach. Jednou z metód určenia slabometamorfného postihu hornín s primeraným obsahom ílovej zložky je stanovenie kryštalinity illitu meraním polšírky jeho 001 difrakčného maxima. Výhodou metódy je nezávislosť indexu kryštalinity na pôsobiacom tlaku, čím spĺňa kritériá termometra. Horniny, ktoré boli hlbšie ponorené, vykazujú vyšší stupeň premeny illitu, značný vplyv má i dynamický režim napr. príkrovových jednotiek, vo vrásových štruktúrach stúpa index kryštalinity smerom do ich zámkov.

V oblasti severného veporika v horninách keuperu skupiny Veľkého boku a v jej ekvivalentoch v nadväznosti na krížňanský príkrov rastie metamorfóza zo Z na V a od S na J, čo je dôsledok dvojštadiálneho tektonického vývoja tejto oblasti. V samotnom krížňanskom príkrove je výrazne

Pokračovanie na s. 531

Mineralia slovaca, 21 (1989), 511—524

Ložiská a výskyty kaolínov v SSR

IVAN KRAUS[1], ZUZANA HRONCOVÁ[2], JURAJ SÝKORA[2]

[1] Katedra ložiskovej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Kynceľová 10, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 8. 2. 1989)

Deposits and occurrences of kaolin in the Slovak Socialist Republic

Three genetic groups of kaolin deposits are distinguished in Slovakia which originated by weathering, hydrothermal activity or sedimentation. However, the most important and prognostic deposits originated by weathering processes and sedimentation. The presence of kaolinite weathering crusts has been stated in all internal Carphathian units over granitoids and metamorphics of Paleozoic age as well as over young volcanites. The most significant concentrations occur in the Veporic and Gemeric units. Sedimentary kaolin deposited in basins of Neogene age. Most significance for the future is ascribed to kaolinite sand and gravel deposits of the Lučenec, Košice, Upper Nitra and Turiec basins. The oldermost well documented time of Cenozoic kaolinization occurred before the Egerian and during, or before, the Oligocene. The main stage of hypergenous kaolinization continued from the Badenian till the Pontian. Hydrothermal kaolinization is mainly confined to volcanites of rhyolite composition from the Sarmatian till the Pannonian.

Úvod

Prvé poznatky o najvýznamnejších ložiskách a výskytoch kaolínu na území SSR sa publikovali v Zborníku o nerudných surovinách Slovenska v roku 1971. Až výsledky výskumných a geologicko-prieskumných prác po tomto období umožnili súbornejšie spracovať predkladanú problematiku a predložiť prvý syntetický pohľad na tvorbu kaolínov Západných Karpát (Kraus, 1986). V tejto etape sa zistili a začali overovať kaolínové kôry zvetrávania na lokalitách v gemeriku (Poltár-Kupná hora, Rudník), vo veporiku (Kalinovo-Zlámanec, Dobroč, Pliešovce, Ružiná) a v neovulkanitoch (Stará Halič, Pinciná). Súčasne sa začína venovať pozornosť sedimentárnym kaolínom v Hornonitrianskej a Turčianskej kotline (Bojnice, Kanianka, Rudno-Budiš), ale hlavne v Lučenskej a Košickej kotline (Vyšný Petrovec, Rudník, Nováčany). Viaceré z nich sú nebilančné a niektoré sa ešte neoverovali geologickým prieskumom. Prehľadná lokalizácia všetkých doteraz známych výskytov a ložísk kaolínov a kaolinitových ílov na území SSR je uvedená na obr. 1. Na základe ich prítomnosti možno konštatovať, že hypergénna kaolinizácia bola počas vývoja Západných Karpát v mezo- až v kenozoickej ére podstatne významnejšia, než ako sa doteraz všeobecne uznávalo. Uvedené partie gemerika, veporika a tatrika predstavujú spolu s terciérnymi panvami a kotlinami na ich periférii najdôležitejšie oblasti na vyhľadávanie zvetrávacích a sedimentárnych kaolínov, ktoré sa v súčasnosti pripravujú na realizáciu.

Od roku 1977 až doteraz sa na území SSR ťaží výlučne kaolín na ložisku Prievrana. Do roku 1984 sa ročná ťažba pohybovala v rozmedzí od 10 do 20 kt, v roku 1985 dosiahla až 37 kt a v súčasnosti sa pohybuje znova v rozmedzí od 10 do 20 kt ročne. Ťažba halloyzitu na ložisku Biela hora pri Michalovciach sa od roku 1970 do roku 1981 pohybovala ročne v rozmedzí 1,2—6,0 kt.

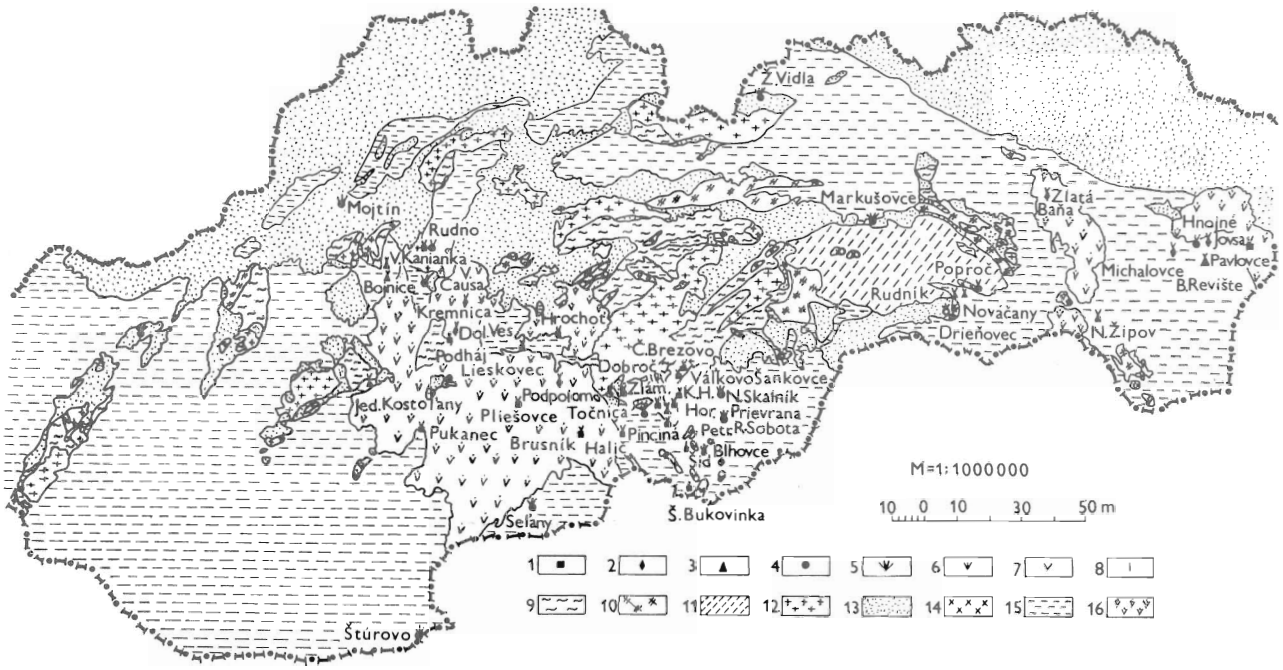
Geologická stavba, minerálne zloženie a technologické vlastnosti

Členenie kaolínových ložísk a výskytov na území SSR vychádza z genetickej klasifikácie kaolínov Západných Karpát:

I. Primárne kaolíny
  A. Zvetrávacie
    1. Kaolínové kôry zvetrávania granitoidov a metamorfitov
    2. Kaolínové kôry zvetrávania neovulkanitov
  B. Hydrotermálne
    1. Kaolinizácia neovulkanitov
II. Sekundárne kaolíny
  C. Sedimentárne
    1. Kaolinitové piesky a štrky

Zvetrávacie kaolíny

Zvetrávacie ložiská kaolínu v Západných Karpatoch sa v porovnaní s ložiskami Českého masívu



Obr. 1. Lokalizácia výskytov a ložísk kaolínov a kaolinitových ílov SSR. Genetický typ: 1 — zvetrávací kaolín, 2 — hydrotermálny kaolín, 3 — sedimentárny kaolín, 4 — kaolinitový íl. Obdobie vzniku: 5 — predterciérna éra, 6 — paleogén, 7 — miocén, 8 — pliocén. Materské horniny: 9 — metamorfity prekambria, 10 — nemetamorfované horniny paleozoika, 11 — metamorfity paleozoika, 12 — granitoidy paleozoika, 13 — sedimenty mezozoika a paleogénu, 14 — granitoidy mezozoika, 15 — sedimenty neogénu, 16 — neovulkanity.

Fig. 1. Occurrences and deposits of kaolin and kaolin clay in the Slovak Socialist Republic. Genetic type: 1 — kaolinite weathering crust, 2 — hydrothermal, 3 — sedimentary. Time of development: 5 — Pre-Cenozoic, 6 — Paleogene, 7 — Miocene, 8 — Pliocene. Parent rock: 9 — Precambrian metamorphics, 10 — non-metamorphic Paleozoic rock, 11 — metamorphics of Paleozoic age, 12 — granitoids of Paleozoic age. 13 — Mesozoic and Paleogene sediment, 14 — Mesozoic granitoids, 15 — Neogene sediment, 16 — Neogene volcanite.

vyznačujú vo viacerých smeroch odlišným charakterom, čo vyplýva z rozdielnych materských hornín, klímy, morfologicko-tektonického vývoja a časových etáp, v ktorých prebiehala kaolinizácia. Najvýznamnejšie kaolínové kôry zvetrávania sa formovali v jz. časti gemerika a veporika. Prvé výskyty sa zaznamenali aj na granitoidoch tatrika.

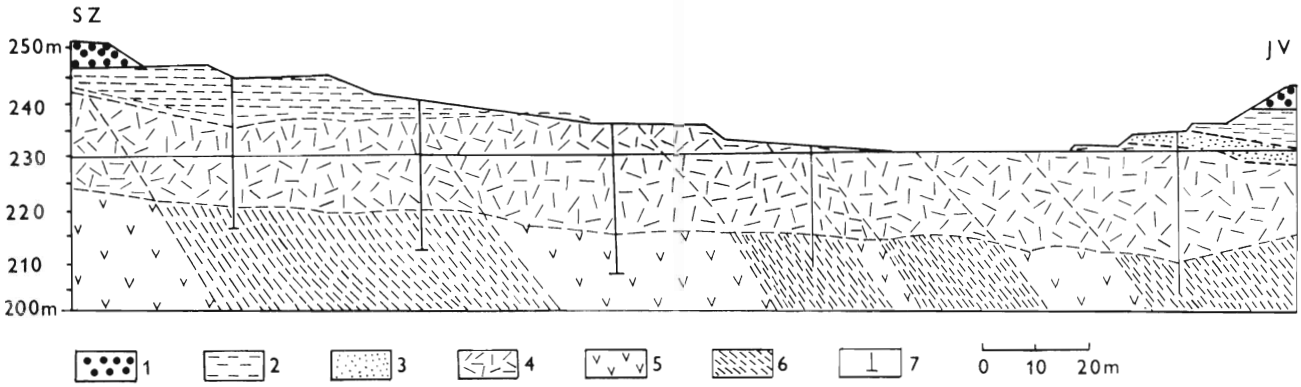
Gemerikum

Ložisko Prievrana sa nachádza v Lučenskej kotline 2 km južne od Poltára. Je jediným ekonomicky významným ložiskom kaolínu v Západných Karpatoch (podtyp A.I.).

Materské horniny produktívneho súvrstvia — metaryolity a rôzne variety fylitov — zaraďuje Urban et al. (1970) do karbónu prípadne permu a Abonyi (1972) nevylučuje možnosť, že sú súčasťou gelnickej skupiny. Ani v súčasnosti nie je vek tohto vulkanogénno-sedimentárneho súvrstvia biostratigraficky doložený a na základe analógie sa zaraďuje do mladšieho paleozoika. Poloha kaolínu dosahuje priemernú hrúbku okolo 25 m (obr. 2). V nadloží sa nachádzajú kaolinitové piesky, vyššie kaolinitové íly poltárskeho súvrstvia. Podľa Vassa (1982) sú kaolinitové piesky súčasťou poltárskeho súvrstvia (pont). Hano (1973) zaraďuje kaolinitové piesky do vrchného sarmatu. Hrúbka kaolinitových pieskov a ílov v nadloží kaolínu sa pohybuje v rozmedzí od 0,6 m do 26,0 m.

Grafiticko-sericitické a sericiticko-chloritické fylity sú jemnozrnné, s dokonalou odlučnosťou a bridličnatou textúrou. Bridličnatosť má smer SV—JZ so sklonom od 45 do 80° na JV. Z akcesorických minerálov obsahujú zirkón, turmalín, titanit, magnetit, granát, leukoxén a limonit. Vo frakcii pod 0,002 mm sa popri kaolinite s nedokonale usporiadanou štruktúrou nachádza značná prímes K sľúd (illit a sericit), v podradnom množstve sa potvrdila prítomnosť halloyzitu a lokálne zmiešanovrstvovitého minerálu typu illit/montmorillonit (Kraus, 1986).

Kaolín najlepších technologických vlastností vznikol zvetrávaním metaryolitov a ich tufov, ktoré sa donedávna v gemeriku označovali ako porfyroidy. V dôsledku primárnej porfyrickej štruktúry nie sú tak výrazne usmernené ako horniny sedimentárneho pôvodu. Podstatne zastúpeným ílovým minerálom je kaolinit s dobre usporiadanou štruktúrou a premenlivou prímesou Na sľudy, ktorá zodpovedá brammalitu. Gerthofferová (1982) v ňom potvrdila prítomnosť halloyzitu v množstve do 5 %, maximálne do 10 %.



Obr. 2. Geologický profil ložiskom kaolínu Prievrana podľa Hana (in Hano et al., 1971). 1 — piesčitá hlina, kvartér, 2 — íl, piesčitý íl, piesok poltárskeho súvrstvia, pont , 3 — kaolinitový piesok (sedimentárny kaolín), 4 — in situ kaolín (3 — 4 — vrchný sarmat, panón), 5 — metaryolit, 6 — sericiticko-chloritický fylit (5 — 6 — mladšie paleozoikum).

Fig. 2. Geological profile of the Prievrana kaolin deposit according to Hano (in Hano et al., 1971). 1 — arenaceous loam, Quarternary, 2 — clay, arenaceous clay, sand, Poltár Formation, Pontian, 3 — kaolinite sand (sedimentary kaolin), 4 — in situ kaolin (3 — 4 — Upper Sarmatian to Pannonian), 5 — metarhyolite, 6 — sericite-chlorite phyllite (5 — 6 — Upper Paleozoic).

Kaolín, ktorý vznikol zvetrávaním metaryolitov, sa používa v prirodzenom stave, bez úpravy plavením do pracovných hmôt na výrobu keramických obkladačiek a keramických dlaždíc v množstve 15—35 %. Surovina má zvýšený obsah kremeňa vo frakcii pod 0,02 mm, preto nie je vhodná na netermické použitie v papiernictve, kozmetike a gumárenstve (tab. 1, 2). V súčasnosti sa ložisko ťaží v jamovom lome po úroveň hladiny podzemnej vody.

TAB. 1

Chemické zloženie kaolínu na ložisku Prievrana
Chemical composition of kaolin on the Prievrana deposit

Zložka	Prirodzený stav	Výplav z frakcie < 0,02 mm
SiO_2	71,41	48,0—55,0
TiO_2	0,21	0,2— 0,9
Al_2O_3	19,92	25,0—33,0
Fe_2O_3	0,62	1,5— 2,5
MgO	0,22	—
CaO	0,16	—
Na_2O	1,00	0,5— 2,5
K_2O	1,28	2,0— 7,5
str. žih.	5,12	—
Spolu	99,94 %	

Analýzy — GP Turčianske Teplice.

Geologicko-ložiskové pomery ostatných kaolínových výskytov gemerika Lučenskej kotliny sú nasledujúce:

Tovík: Materskou horninou je sericiticko-grafitický fylit a sericiticko-chloritický fylit mladšieho paleozoika. Hrúbka ložiska sa neoverila, zastúpenie frakcie < 0,05 mm je 67—80 %. Surovina je vhodná pre keramický priemysel.

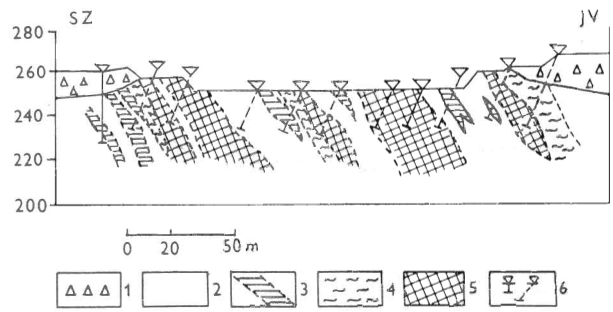
Poltár-Kupná hora: Materskou horninou je sericiticko-grafitický fylit a sericiticko-chloritický fylit mladšieho paleozoika. Ložisko je 1—40 m hrubé, zastúpenie frakcie < 0,02 je 28—55 %. Po úprave sa hodí pre keramický priemysel.

Poltár-Brištie: Materskou horninou je sericitický fylit mladšieho paleozoika. Hrúbka sa neoverovala, zastúpenie frakcie < 0,002 mm je 6—15 %. Surovina je pre keramický priemysel nevhodná.

TAB. 2

Keramickotechnologické parametre kaolínu na ložisku Prievrana
Ceramic and technological parameters of kaolin from the Prievrana deposit

Parameter	Prirodzený stav	Výplav z frakcie < 0,02 mm
kaolínový výplav	—	27,1 — 50,4 %
frakcia nad 8 mm	5,0 — 10,0 %	—
frakcia 2,0—8,0 mm	10,0 — 20,0 %	—
frakcia 0,063—2,0 mm	10,0 — 15,0 %	—
frakcia pod 0,063 mm	20,0 — 30,0 %	—
frakcia pod 0,002 mm	10,0 — 20,0 %	—
rozrábacia voda	17,0 — 25,0 %	30,0 — 45,0 %
zmraštenie sušením	3,0 — 6,0 %	2,0 — 8,0 %
zmraštenie po výpale na 1 100 °C	4,0 — 7,0 %	6,0 — 15,0 %
zmraštenie po výpale na 1 250 °C	5,0 — 9,0 %	10,0 — 18,0 %
pevnosť v ťahu za ohybu po vysušení	0,5 — 1,0 MPa	0,5 — 2,0 MPa
pevnosť v ťahu za ohybu po výpale na 1 100 °C	2,0 — 6,0 MPa	6,0 — 20,0 MPa
pevnosť v ťahu za ohybu po výpale na 1 250 °C	6,0 — 13,0 MPa	14,0 — 30,0 MPa
nasiakavosť po výpale na 1 100 °C	15,0 — 22,0 %	3,0 — 30,0 %
nasiakavosť po výpale na 1 250 °C	4,0 — 12,0 %	0,2 — 10,0 %
farba po výpale na 1 100 °C	biela, šedá	biela, krémová
farba po výpale na 1 250 °C	hnedá, ružová	šedá, ružová



Obr. 3. Geologický profil ložiskom Zlámanec podľa Hroncovej (1987). 1 — piesčitá hlina (kvartér) a sedimenty poltárskeho súvrstvia (pont), 2 — kaolinizované sericitické metakremence, technologicky vhodné, 3 — kaolinizované sericitické metakremence, technologicky nevhodné, 4 — kaolinizované sericiticko-chloritické fylity, 5 — kaolinizované sericitické metakremence a sericiticko-chloritické fylity (2 — 5 — spodný trias), 6 — zvislé a šikmé vrty.

Fig. 3. Geological profile of the Zlámanec deposit according to Hroncová (1987). 1 — arenaceous loam, Quarternary, and sediment of the Poltár Formation, Pontian 2 — kaolinized sericite metaquartzite, parametric quality, 3 — kaolinized sericite metaquartzite, non-parametric quality, 4 — kaolinized sericite-chlorite phyllite, 5 — kaolinized sericite metaquartzite and sericite-chlorite phyllite (2 — 5 — Lower Triassic), 6 — vertical and inclined drilling.

Veporikum

Ložisko Zlámanec sa nachádza v Lučenskej kotline 2,5 km severne od Kalinova. Materské horniny produktívneho súvrstvia sú sericitické metakremence a sericiticko-chloritické fylity. Tvoria bazálny vývoj obalovej série kohútskej zóny, ktorú Andrusov et al. (1973) označili ako föderátsku skupinu. Bazálne členy föderátskej skupiny sa zaraďujú bez biostratigrafických dôkazov do spodného triasu. Celé súvrstvie sa vyznačuje cyklickou sedimentáciou (Vozárová in Pristaš, 1983). Jednotlivé cykly hrúbky 0,8 m až 1,5 m sú zložené z lavíc metakremencov hrúbky 0,2—0,3 m a smerom do nadložia sa striedajú s laminami sericitických fylitov. Vrchnú časť cyklov tvoria fylity. Ojedinele sú zachované textúry šikmého a gradačného zvrstvenia. Celé súvrstvie je monoklinálne uložené s generálnym sklonom na JV a so sklonom vrstiev od 25 do 60°. V nadloží sa nachádzajú piesčité červenohnedé íly a piesky poltárskeho súvrstvia (pont) s priemernou hrúbkou 20 m (obr. 3).

Metamorfity na ložisku podľahli kaolinizácii do hĺbky 40—60 m. Kaolinizované fylity sa od kaolinizovaných metakremencov odlišujú zvýšeným podielom sericitu, prípadne chloritu. Sericit v metakremencoch aj vo fylitoch vystupuje v intergranulárach kremeňa a na plochách bridličnatosti. Súčasne tvorí značnú časť ílovitej frakcie. Nepotvrdila sa prítomnosť zachovaných reliktov po rozložených živcoch. V ílovitej frakcii zastúpenej v množstve 2—15 % sa okrem sericitu nachádza kaolinit s variabilnou prímesou illitu.

Kvalita suroviny závisí od minerálneho a chemického zloženia materských hornín (tab. 5). Najkvalitnejšia surovina vznikla zvetrávaním sericitických metakremencov. Používa sa na výrobu šamotových tehál, dinasovej múčky a ako prísada do hmôt pre monolitické výmurovky oceliarskych panví. Ťaží sa povrchovým spôsobom pomocou lopatových rýpadiel.

Geologicko-ložiskové pomery ostatných kaolínových výskytov veporika Lučenskej kotliny:

Dobroč: Materskú horninu tvorí sericitický metakremenec a sericitický fylit veku spodný trias. Produktívne súvrstvie má 15 m, zastúpenie frakcie < 0,02 mm je 5—20 %. Prevláda illit a sericit nad kaolinitom.

Mládzovo: Hrúbka sericitických fylitov spodného triasu je 23 m. Zrná < 0,02 mm tvoria 5—15 %. Illit a sericit prevláda, alebo je rovnako zastúpený ako kaolinit.

Breznička-Mlynsko: V 25 m hrubom súvrství sericitických fylitov (spodný trias) sa nachádza illit

TAB. 3

Chemické zloženie a žiaruvzdornosť kaolinizovaných hornín na ložisku Zlámanec
Chemical composition and refractory properties of kaolinized rocks from the Zlámanec deposit

	1	2	3
SiO_2	78,0 — 93,9	67,3 — 68,8	71,9 — 72,5
TiO_2	0,1 — 0,5	0,9 — 1,0	0,72
Al_2O_3	2,7 — 10,1	15,4 — 15,7	13,9 — 15,3
Fe_2O_3	0,3 — 2,0	3,1 — 4,5	2,4 — 3,0
MgO	0,1 — 0,5	0,8 — 1,7	1,33
CaO	0,1 — 0,8	0,1 — 1,0	0,08
Na_2O	0,1 — 0,2	0,02	0,02
K_2O	1,0 — 1,5	4,3 — 5,5	3,77
P_2O_5	>0,05	0,04 — 0,07	0,02
strata žíhaním	2,0 — 3,0	3,3 — 4,0	2,4
žiaruvzdornosť (°C)	1 560 — 1 730	1 350 — 1 480	1 280 — 1 350

1 — sericitické metakremence, 2 — sericiticko-chloritické fylity, 3 — sericitické metakremence a sericiticko-chloritické fylity. Analyzoval — GP Turčianske Teplice.

a sericit, menej alebo v rovnakom množstve kaolinit. Zastúpenie frakcie < 0,02 mm je 5—15 %.

Kalinovo-Veľká Skalica: Spodnotriasový sericitický fylit má hrúbku 19 m, zastúpenie frakcie < 0,02 mm je 5—15 %.

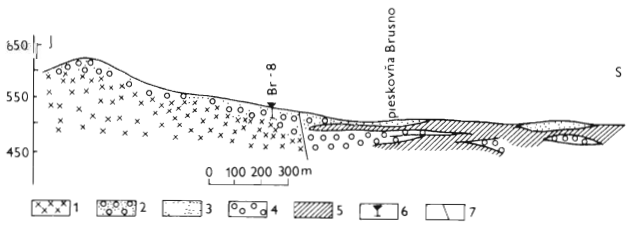
Hornina týchto štyroch výskytov nie je vhodná na výrobu žiaruvzdorných hmôt.

Pliešovce: Sericitický metakremenec spodného triasu tvorí 35 m súvrstvie, zastúpenie frakcie < 0,02 mm je 10—15 %. Mineralogické zloženie je také isté ako v Mládzove, Brezničke-Mlynsku a Kalinove. Využitie suroviny na žiaruvzdorné hmoty sa neoverovalo.

Tatrikum

Na granitoidoch jadrových pohorí tatrika sa doteraz s výnimkou žulových eluviálnych pieskov a štrkov Žiaru nezistili in situ zachované produkty kaolínových kôr zvetrávania. Relikty kôr zvetrávania sú na ostatných jadrových pohoriach tatrika zachované len vzácne a majú vždy iný ako kaolínový charakter.

Rudno a Budiš. Zvetrávanie granitoidov Žiaru sa sledovalo na sv. okraji masívu medzi obcami Rudno a Budiš. Na styku granitoidov a neogénnych sedimentov Turčianskej kotliny sa tu nachádzajú žulové eluviálne piesky a štrky overované do hĺbky 30 m (Gašparík, 1969). Predstavujú relikt zachovanej kaolínovej kôry zvetrávania. Ich vzťah k sedimentárnej výplni Turčianskej kotliny znázorňuje obr. 4.



Obr. 4. Geologický profil oblasťou Rudno — Budiš v Turčianskej kotline upravený podľa Gašparíka (1969). 1 — granit, 2 — eluviálne granitové piesky a štrky, 3 — kaolinitové piesky (sedimentárny kaolín), 4 — piesky s neoverovaným minerálnym zložením ílovitej frakcie, 5 — tmavosivé íly s neoverovaným minerálnym zložením, 6 — vrt, 7 — dislokácia.

Fig. 4. Geological profile of the Rudno — Budiš area in the Turiec basin, modified from Gašparík (1969). 1 — granite, 2 — elluvial granite sand and gravel, 3 — kaolinite sand (sedimentary kaolin), 4 — sand of undetermined mineral composition in the clay fraction, 5 — dark-grey clay of undetermined composition, 6 — drilling, 7 — fault.

Hmotnostný výnos frakcie pod 0,05 mm sa v žulových pieskoch a štrkoch pohybuje od 9,88 % do 37,40 % (tab. 4). Vo vrte BR-7 vystupuje viac polôh piesčitých ílov, v ktorých vo vyseparovanej frakcii pod 0,002 mm má v celom profile prevahu illit. Kaolinit tvorí podstatne a montmorillonit v nezbom

TAB. 4

Granulometrické zloženie žulových eluviálnych pieskov a štrkov v jadrovom pohorí Žiar medzi obcami Rudno a Budiš (Gašparík, 1969)

Grain size distribution of granite elluvial sand and gravel in the Žiar Mts. between Rudno and Budiš villages (Gašparík, 1969)

Frakcia	Vrt BR-7	Vrt BR-8
nad 2 mm	7,55	11,04
1—2 mm	2,85	28,14
0,2—1 mm	29,13	38,04
0,05—0,2 mm	23,07	12,90
pod 0,05 mm	37,04	9,88
Spolu	100,0 %	100,0 %

Vrt BR-7: hĺbka 14,0—30,0 m; Vrt BR-8: hĺbka 0,0—30,0 m.

TAB. 5

Chemické zloženie materských hornín a produktov zvetrávania medzi obcami Rudno a Budiš v jadrovom pohorí Žiar (v %)

Chemical composition of parent rocks and products of weathering between Rudno and Budiš villages in the Žiar Mts. (in %)

Zložka	1	2	3	4	5
SiO_2	74,17	61,90	54,49	74,10	55,07
TiO_2	stopy	0,78	0,81	0,18	0,94
Al_2O_3	14,61	14,29	22,65	12,97	23,74
Fe_2O_3	1,14	2,30	1,11	1,68	1,97
FeO	0,42	4,35	0,67	0,11	0,85
MgO	0,45	2,14	0,60	0,70	0,98
CaO	0,42	1,27	0,78	0,28	0,76
Na_2O	3,15	1,24	0,73	2,65	1,35
K_2O	3,70	3,27	4,21	4,16	3,92
MnO	0,05	0,11	0,06	0,004	0,04
P_2O_5	0,22	0,17	0,02	0,12	0,03
SO_3	—	1,28	—	0,88	—
H_2O^+	0,17	—	4,99	—	2,05
H_2O^-	0,99	6,89	8,48	2,39	7,88
Spolu	99,49	100,47	99,60	100,23	99,58

1 — aplitoidný granit (Miko, 1966), 2 — kaolinizované eluviálne žulové piesky a štrky, vrt BR-7, hĺbka 9—14 m, 3 — dtto ako vzorka 3, frakcia pod 0,002 mm, 4 — kaolinizované eluviálne žulové piesky a štrky, vrt BR-8, hĺbka 11—12 m, 5 — dtto ako vzorka 4, frakcia pod 0,002 mm. Vzorky 2, 4 analyzoval GP Turčianske Teplice, vzorky 3, 5 GÚ PF UK Bratislava.

množstve zastúpenú prímes. Vo vrte BR-8 je viac zastúpená hrubozrnná frakcia. V ílovitej prevláda illit. Kaolinit tvorí podstatne zastúpenú prímes od povrchu, približne do hĺbky 20 m. Chemické zloženie materskej horniny je uvedené v tab. 5. Dokumentuje, že produkty zvetrávania na granitoidoch Žiaru nemajú vhodné technologické parametre pre keramický priemysel, ale jedine dokazujú existenciu kaolínového zvetrávania aj v jadrovom pohorí tatrika.

Neovulkanity

V Západných Karpatoch kaolínové zvetrávanie postihlo v rôznej miere a intenzite všetky neovulka-

nické horniny — ryolity, andezity, bazalty a k nim patriace vulkanoklastiká. Produkty zvetrávania neovulkanických hornín sa zriedkavejšie zachovali na pôvodnom mieste. Častejšie boli redeponované do panví a kotlín, kde sa stali súčasťou sedimentárnej neogénnej výplne.

Pukanec. Na styku jv. okraja Štiavnických vrchov a Podunajskej nížiny sú vo vulkanogénno-sedimentárnom súvrství pri Pukanci známe produkty kaolinizácie pyroxenických, pyroxenicko-amfibolických andezitov a ich vulkanoklastík. Vystupujú tu kaolinitové tufity, íly redeponované na krátku vzdialenosť do limnickej plytkovodnej panvičky a relikty kaolinizácie in situ. Litologické členenie ložiska urobil Polášek (1960) a princíp tejto schémy je uverejnený v Zborníku o nerudách (Kraus et. al., 1971).

Primárna kaolinizácia andezitových tufov a pyroxenických andezitov sa zistila počas geologického prieskumu v podložnom vulkanickom komplexe (Blaško, 1987). Pomocou röntgenovodifrakčnej analýzy, elektrónovej mikroskopie a elektrónovej difrakcie Kraus (1986) v súlade s predošlými výsledkami Harmana (1964, 1969) a Mišíka et al. (1958, 1959) potvrdil prítomnosť jemnokryštalického a makrokryštalického (vermikulárneho) kaolinitu, halloyzit a alofán.

Nepravidelný stupeň kaolinizácie je príčinou vysokého obsahu nerozložených zvyškov , čo spôsobuje veľkú variabilitu technologických vlastností (Árendárik, 1972). Z toho dôvodu surovinu nemožno bez úpravy používať na výrobu keramických a žiaruvzdorných hmôt.

Poruba pod Vihorlatom a Petrovce. Kôry zvetrávania na pyroxenických andezitoch a andezitových vulkanoklastikách sú známe na južnom úpätí Vihorlatu a západnom úpätí Popriečneho v oblasti medzi Porubou pod Vihorlatom a Petrovcami. Formovali sa na andezitových stratovulkánoch, ktoré Kaličiak et al. (1984) na základe paleovulkanologickej rekonštrukcie a rádiometrických datovaní Ďuricu et al. (1978) zaraďujú do vrchného sarmatu.

Produkty zvetrávania v tejto oblasti boli považované za prognózne na halloyzit a overované geologickým prieskumom, ktorý bol negatívny v dôsledku nepriaznivých úložných pomerov a vysokého obsahu Fe_2O_3 (Čuchráč, 1960; Harcek a Horváth, 1965). Neskôr sa potvrdilo, že podstatne zastúpeným minerálom v kôrach zvetrávania je kaolinit s nedokonale usporiadanou štruktúrou a vysokou prímesou cristobalitu. Častice trubicovitého habitu patriace dehydratovanému halloyzitu sú zastúpené len sporadicky (Kraus a Šamajová, 1978).

Geologicko-ložiskové pomery ostatných kaolínových výskytov stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov:

Brusník (Krupinská vrchovina): Materskou horninou sú andezitové aglomerované tufy veku bádensarmat. Hrúbka produktívneho súvrstvia je 2 m. Kaolinit prevláda nad halloyzitom.

Stará Halič (Lučenská kotlina): Andezitové aglomerátové tufy spodného bádenu tvoria súvrstvie 10—20 m hrubé, v ktorom sa vyskytuje halloyzit a kaolinit.

Pinciná (Lučenská kotlina): Bazaltové tufy (pont), 10—15 m hrubé, obsahujú kaolinit.

Šíd a *Šiatorská Bukovinka* (Cerová vrchovina): Päť metrov hrubá kôra zvetrávania na nefelinickom bazanite (ruman) obsahuje kaolinit.

Sejkov — Vyšné Nemecké (východoslovenská panva): Kaolinizované ryolitové tufy panónskeho veku dosahujú hrúbku 10—20 cm.

Použiteľnosť horniny všetkých týchto ložísk sa neoverovala.

Hydrotermálne kaolíny

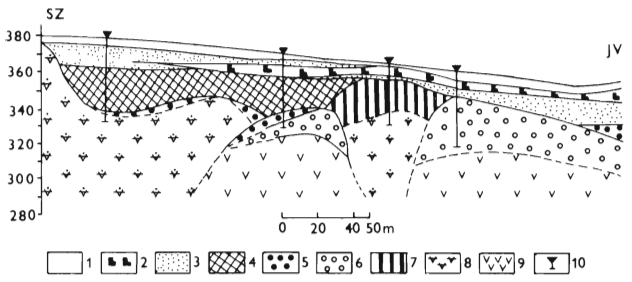
V Západných Karpatoch jedine v neovulkanických pohoriach stredného a východného Slovenska sa ukazujú možnosti výskytu kaolínových ložísk hydrotermálneho pôvodu. Viažu sa na alteráciu ryolitov, andezitov, ako aj ich vulkanoklastík pôsobením nízkotermálnych roztokov počas, prípadne po ukončení vulkanickej činnosti. Spravidla sa vyznačujú nepravidelným priebehom rozkladu, značnou variabilitou v zastúpení úžitkovej zložky, nepravidelnosťou úložných pomerov, čo zatiaľ neumožňuje ekonomicky výhodnú ťažbu.

Stredoslovenské neovulkanity

Stredoslovenské neovulkanity podľa súčasného stavu poznatkov majú najviac známych kaolínových výskytov a indícií, ktoré vznikli hydrotermálnou alteráciou okolných hornín. Najperspektívnejšie sa ukazujú extrúzie ryolitov s mikrogranitickou a hyalínovou štruktúrou a k nim patriace polohy ryolitových tufov na jz. okraji Kremnických vrchov.

Podháj. Výskyt kaolínu na lokalite Podháj 2 km severne od Žiaru nad Hronom sa zistil pri prieskume na limnokvarcity (Ciesarik a Očenáš, 1964).

Kaolinizácii podľahli biele mikrogranitické ryolity v zóne dlhej 270 m a širokej od 55 m do 110 m, ktoré sú na jz. okraji Kremnických vrchov súčasťou jastrabskej formácie vrchnosarmatsko-spodnopanónskeho veku (Konečný et al., 1983). Kaolín sa nachádza v podloží limnokvarcitov a redeponovaných bentonitových ílov. Kaolínová poloha s vysokým stupňom rozkladu materskej horniny je hrubá od 1,6 m do 18,3 m a v priemere dosahuje okolo 7 m (obr. 5). Rozsah výskytu nie je ohraničený, pretože ďalšími prieskumnými prácami sa v bezprostrednom okolí nepodarilo overiť analogický typ kaolínu.



Obr. 5. Geologický profil výskytom kaolínu Podháj pri Žiari nad Hronom podľa Zuberca (1983). 1 — sutina, kvartér, 2 — limnokvárcit, 3 — tufit, 4 — kaolinitovo-montmorillonitový íl, 5 — ryolitový, čiastočne rozložený tuf, 6 — ryolitový, prevažne nerozložený tuf, 7 — kaolín, 8 — mikrogranitický, prevažne nerozložený ryolit, 9 — plagioklasový, prevažne nerozložený ryolit, (2 — 9 — vrchný sarmat — spodný panón jastrabskej formácie podľa Konečného et al., 1983), 10 — vrty.

Fig. 5. Geological profile of the Podháj kaolin occurrence near Žiar nad Hronom according to Zuberec (1983). 1 — debris, Quarternary, 2 — limnoquartzite, 3 — tuffite, 4 — kaolinite-montmorillonite clay, 5 — rhyolite tuff partly decomposed, 6 — rhyolite tuf, mostly fresh, 7 — kaolin, 8 — microgranitic rhyolite, mostly fresh, 9 — plagioclase rhyolite, mostly fresh (2 — 9 — Jastrabská Formation, Upper Sarmatian to Lower Pannonian), — 10 drilling.

Vo vrchnej časti polohy je z ílových minerálov prítomný jedine kaolinit. V spodnej časti polohy, približne od 21 m, sa vedľa kaolinitu objavuje prímes montmorillonitu (Kraus , 1967). Vtělenský a Šeba (1972) uvádzajú prímes alofánu. V kaolíne pripadá na kaolinit približne 70 % , pričom hodnota výplavu dosahuje 50—60 %. Nerozložené zvyšky tvoria úlomky ryolitu, kremeň, cristobalit, nerozložené živce a biotit.

Z keramických vlastností je charakteristická vysoká hodnota rozrábacej vody — 50 až 70 %, zmrštenie sušením sa pohybuje v rozmedzí 8—13 %. Zmrštenie pálením dosahuje hodnoty nad 20 %, pevnosť v ťahu za ohybu po vysušení okolo 3 MPa a strata hmotnosti po výpale okolo 13 %. Vypálené tvárničky sú biele, sivobiele a ružovobiele. Belosť sa pohybuje od 70 do 80 %. Kaolín z Podhája by bol vhodný hlavne na netermické použitie (papierenský a náterový kaolín). Malé množstvo overených zásob zatiaľ neumožňuje pristúpiť k ťažbe.

Bartošova Lehôtka — Dolná Ves — Kopernica. Oblasť je vymedzená na južnom okraji kremnického rudného rajónu medzi Dolnou Vsou a Kopernicou na severe a Bartošovou Lehôtkou na juhu. Kaolinizáciou sú postihnuté mikrogranitické ryolity a ryolitové tufy. Ryolity sú intenzívne silicifikované a adularizované. Alterácia postihuje horninu nerovnomerne. Často sa striedajú svetlé pruhy vybieleného ryolitu so zvýšeným obsahom ílových minerálov s pôvodným fialovým ryolitom bez ílových minerálov.

V alterovaných mikrogranitických ryolitoch a ryolitových tufoch možno vyčleniť dve minerálne asociácie.

Prvá sa viaže na alteráciu mikrogranitických ryolitov, v ktorých vedľa prevládajúceho kaolinitu tvorí prímes montmorillonit a sporadicky dehydratovaný halloyzit. Horniny podobného zloženia a pôvodu sa v Číne, Japonsku a ZSSR používajú na výrobu porcelánu a ostatných keramických výrobkov priamo, bez úpravy plavením (Magidovič a Finko, 1975). Najdôležitejším kritériom pri ich využívaní v keramickom priemysle je ich chemické zloženie.

Porcelánový kameň („China stone"; Magidovič a Finko, 1975) a kaolinizovaný ryolit z Dolnej Vsi-Bartošovej Lehôtky (vrt ŽKV-61, hodnoty uvedené v zátvorke) majú takéto zloženie: SiO_2 75,08 (75,34), TiO_2 0,14 (0,11), Al_2O_3 15,75 (13,17), Fe_2O_3 0,57 (0,87), MgO 0,41 (0,82), CaO 0,04 (0,72), Na_2O 2,52 (0,60), K_2O 4,08 (5,18), H_2O^+ 1,32 (2,92).

Súčasne sa táto minerálna asociácia uplatňuje aj pri alterácii ryolitových tufov. Vznikajú tak íly s variabilným zastúpením kaolinitu a montmorillonitu. Z ostatných minerálov sú stabilne prítomné živce a kremeň, lokálne pristupuje cristobalit.

Druhá vyčlenená minerálna asociácia sa viaže na premenu ryolitových tufov, len zriedkavo mikrogranitických ryolitov, v ktorých kaolinit býva sprevádzaný väčšinou podstatne zastúpeným minerálom so zmiešanovrstvovitou štruktúrou typu illit/montmorillonit. Samotný montmorillonit a cristobalit absentujú. Uvádzaná asociácia sa nachádza na samostatnom ložisku keramických ílov pri Dolnej Vsi (Zuberec a Sýkora, 1980; Kraus et al., 1982a, b).

Východoslovenské neovulkanity

Značné rozdiely v geologickej stavbe medzi stredoslovenskými a východoslovenskými neovulkanitmi majú svoj odraz na ložiskách, v ktorých je pravdepodobný hydrotermálny pôvod. Najvýznamnejšie sa to prejavuje na halloyzitovom ložisku Michalovce-Biela hora, ktoré zatiaľ nemá analógiu v celom karpatskom oblúku.

Michalovce-Biela hora. Je to najdôležitejšie ložisko ílovej suroviny v celom regióne Západných Karpát, ktoré vzniklo rozkladom neovulkanitov a má výraznú prevahu halloyzitu.

V podloží vystupujú brakické slienité íly kolčovského súvrstvia, na ktorých je diskordantne uložené súvrstvie ryolitových tufov, tufitov a tufitických ílov s doloženou mikrofaunou stredného sarmatu. Pyroklastický materiál je produktom strednosarmatského vysoko explozívneho vulkanizmu. Ryolit predstavuje subvulkanické teleso, ktoré na základe analogického vývoja s telesami ryolitov od Lesného a Hrádku so stanoveným rádiometrickým vekom sa považuje za vrchnobádenské (Košúth, 1981). V minulosti ho Slá-

vik (1962) zaraďoval spolu s ryolitovými pyroklastikami do stredného sarmatu.

Prvýkrát halloyzit na ložisku potvrdil röntgenografickou analýzou Bárta et al., (1949). Neskôr Konta (1957) a Kukovskij (1966) zistili, že popri dehydratovanom halloyzite tvorí približne 20 % prímes kaolinit. V porovnaní s ostatnými halloyzitmi Západných Karpát má michalovský halloyzit nižší stupeň interkalácie s K-acetátom a vôbec neinterkaluje s hydrazínom. To umožnilo podporiť názor, že pri halloyzite sa stupeň štruktúrnej usporiadanosti mení v podobnom rozsahu ako pri kaolinite (Kraus et al., 1972; Gerthofferová a Kraus, 1979).

Jovsa. Prejavy kaolinizácie na južnom úpätí Vihorlatu sa zistili približne 5 km severne od obce Jovsa v úseku dlhom okolo 500 m (Dobra a Kraus, 1972). Kaolinizáciou pozdĺž tektonickej línie sv.—jz. smeru sú postihnuté pyroxenické andezity erupčného centra Rozdielne, ktoré sú ekvivalentom najmladšej vulkanickej fázy Vihorlatu (Slávik, 1969). Kaolín tvorí strmo uklonené polohy, ktoré sa striedajú s rozloženými andezitmi.

Hmotnostný výnos kaolínu na lokalite Jovsa je takýto: > 50 μm 46, 36; 50—20 μm 14, 17; 20—2 μm 10,63; < 2 μm 28,84 %.

Chemickými analýzami (GP Turčianske Teplice) sa zistilo takéto percentuálne zloženie prírodného kaolínu a frakcie < 2 μm (v zátvorke): SiO_2 64,04 (45,72), Al_2O_3 20,19 (37,93), Fe_2O_3 0,39 (0,64), TiO_2 0,95 (0,16), CaO 1,40 (0,95), MgO 0,20 (0,16), Na_2O 0,12 (0,10), K_2O 0,12 (0,10), P_2O_5 0,60 (—), str. žih. 7,93 (13,85). Spolu 95,94 (99,61). V prírodnom kaolíne prekvapuje nízky obsah Fe_2O_3 (0,39 %).

Sedimentárne kaolíny

Predstavujú typ kaolinitových pieskov a štrkov, ktoré prekonali krátky a rýchly transport z kaolínových kôr zvetrávania do kontinentálnych sedimentárnych panví. Zatiaľ nemajú väčší ekonomický význam a s výnimkou ložiska Vyšný Petrovec v Lučenskej kotline sa neoverovali geologickoprieskumnými prácami. Sú dôležité pri vyhľadávaní zakrytých kaolínových kôr zvetrávania a pri rekonštrukcii podmienok, za ktorých sa formovali.

Podunajská panva

Jedľové Kostoľany. Piesčité íly s úlomkami kremeňa a muskovitu vystupujú v povrchových východoch v najsevernejšom výbežku Žitavskej pahorkatiny na styku s kryštalinikom Tríbeča pri Jedľových Kostoľanoch. Patria dáku, prípadne pontu a ich podrobnejšia korelácia sa uskutočnila na základe asociácie ťažkých minerálov (Priechodská, 1967). Vyplýva z nej, že zdrojová oblasť Tríbeča mala počas panónu, pontu a dáku stály vplyv. Na ich zložení sa podieľa kaolinit s prímesou illitu (Kraus, 1986).

Hornonitrianska a Turčianska kotlina

Bojnice a Kanianka. Andrusov a Zorkovský (1949)

TAB. 6

Chemické analýzy piesčitých kaolinitovo-illitických ílov Podunajskej nížiny a sedimentárnych kaolínov Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny

Chemical composition of arenaceous kaolinite-illite clay of the Danube lowland and of sedimentary kaolin from the Upper Nitra and Turiec basins

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	71,92	48,82	73,68	40,29	81,64	41,18	74,59
TiO_2	0,81	0,71	0,47	0,87	0,14	0,29	0,24
Al_2O_3	16,68	30,98	15,74	26,75	10,81	34,52	14,66
Fe_2O_3	0,97	3,62	0,84	4,20	0,23	1,59	0,77
FeO	0,32	—	0,22	—	0,04	—	0,25
MgO	0,93	1,29	0,61	2,28	0,50	0,82	1,01
CaO	0,14	0,98	0,14	3,99	0,14	0,93	0,28
Na_2O	0,27	0,42	0,85	1,89	0,17	0,16	1,73
K_2O	2,87	0,27	3,21	0,68	3,65	0,62	3,90
MnO	0,002	0,027	0,004	stopy	0,003	0,01	0,020
P_2O_5	0,02	0,007	0,04	0,029	0,07	0,01	0,10
SO_2	0,02	—	0,02	—	0,08	—	0,10
str. suš.	—	2,06	—	2,75	—	1,53	—
str. žíh.	4,85	9,32	4,00	15,79	2,52	14,04	2,00
Spolu	99,802	98,504	99,824	99,519	99,993	95,64	99,650

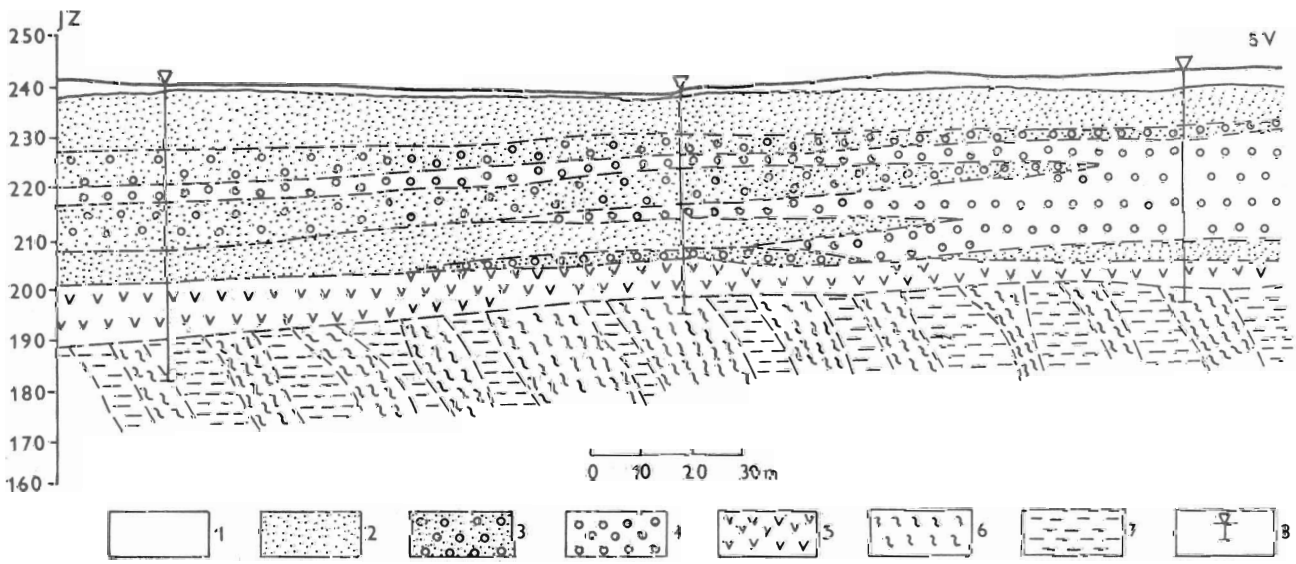
1 — Jedľové Kostoľany, 2 — Jedľové Kostoľany, frakcia pod 0,002 mm, 3 — Kanianka, 4 — Kanianka, frakcia pod 0,002 mm, 5 — Rudno, pieskovňa, 6 — Rudno, pieskovňa, frakcia pod 0,002 mm, 7 — Budiš, pieskovňa. Vzorky 1, 3, 5, 7 analyzoval GP Turčianske Teplice, vzorky 2, 4, 6 GÚ UK Bratislava.

zistili v severozápadnej časti Hornonitrianskej kotliny pri Bojniciach prítomnosť svetlosivých piesčitých ílov, ktoré sa v minulosti ťažili na výrobu kachlí. Prítomnosť spraší sa zistila v nadloží 0,8—1,0 m hrubého produktívneho súvrstvia a v podloží kremenných pieskov. Druhý výskyt, západne od obce Kanianka 4 km severne od Bojníc, sa odkryl v roku 1984 pri stavbe cesty. Jedná sa o viac metrov hrubé granulometricky nevytriedené ílovito-piesčité súvrstvie s obsahom muskovitu a ostrohranných úlomkov granitoidov. Z geologickej stavby územia a petrografického zloženia materských hornín usudzujeme, že v obidvoch prípadoch ide o produkty krátkej redepozície zvetranín granitoidov Malej Magury. Minerálne zloženie ílovitej frakcie je pozoruhodné — vykazuje vysoký obsah kaolinitu bez alebo s relatívne malou prímesou illitu (Kraus a Šamajová, 1970; Kraus, 1986). Hmotnostný výnos frakcie pod 0,04 mm bol v laboratórnom meradle z neveľkého množstva vzorky stanovený na 10 %. Hrúbku, plošný rozsah a zmeny v pomere medzi piesčitou a ílovitou frakciou zatiaľ nebolo možné stanoviť.

Rudno a Budiš. V západnej časti Turčianskej kotliny na úpätí jadrového pohoria Žiar vystupujú v malých povrchových odkryvoch v obciach Rudno a Budiš štrkovo-piesčito-ílovité sedimenty. Zaraďujú sa do staršieho cyklu martinských vrstiev a zodpovedajú vrchnému sarmatu až spodnému panónu (Buday, 1962). Sú zložené z angulárne obmedzených zŕn kremeňa , čiastočne nerozložených živcov a muskovitu, úplne chýba biotit. Ich vzťah ku granitoidom jadrového pohoria Žiar znázorňuje profil na obr. 4. Z röntgenovodifrakčných záznamov ílovitej frakcie vyplýva dominantné zastupenie kaolinitu, veľmi malá prímes illitu a neprítomnosť montmorillonitu. Frakcia pod 0,04 mm predstavuje pri laboratórnom sledovaní od 5 do 10 hm. %. Sedimenty majú priaznivé chemické zloženie, predovšetkým niektoré z nich majú veľmi nízky obsah Fe_2O_3 (tab. 6). Najkvalitnejší typ z pieskovne pri cintoríne v obci Rudno v prirodzenom stave vykazuje menej ako 0,3 % Fe_2O_3 (tab. 6, vz. 5), čo zatiaľ nemá analógiu u ostatných sedimentárnych kaolínov Západných Karpát. Laboratórne sa po odstránení ílovitej frakcie skúšal použiť na sklárske účely (Gašparík, 1969). Z minerálneho zloženia je evidentné, že ílovitá frakcia by mohla nájsť uplatnenie v keramickom priemysle.

Lučenská a Košická kotlina

V severovýchodnej časti Lučenskej kotliny medzi Kalinovom a Poltárom vystupuje najrozsiahlejší doteraz známy horizont kaolinitových pieskov (sedimentárnych kaolínov) v neogénnych panvách Západných Karpát. Overili ho geologickoprieskumné práce v pruhu dlhom približne 10 km a širokom 1—1,5 km



Obr. 6. Geologický profil ložiskom kaolinitových pieskov Vyšný Petrovec podľa Hana (1973). 1 — piesčité hliny, kvartér, 2 — kaolinitové piesky s obsahom frakcie nad 2 mm do 20 %, 3 — kaolinitové piesky s obsahom frakcie nad 2 mm od 20 do 40 %, 4 — kaolinitové piesky s obsahom frakcie nad 2 mm nad 40 %, (2 — 4-vrchný sarmat—spodný panón ?), 5 — redeponované kaolinizované andezitové tufy lyseckej formácie v zmysle Konečného et al. (1983) — spodný báden, 6 — grafitické fylity, 7 — sericitické fylity, 6 — 7—mladšie paleozoikum gemerika, 8 — vrt.

Fig. 6. Geological profile of the Vyšný Petrovec kaolinite sand deposit according to Hano (1973). 1 — arenaceous loam, Quaternary, 2 — kaolinite sand, 2 mm oversize less than 20%, 3 — kaolinite sand, 2 mm oversize fraction from 20 to 40%, 4 — kaolinite sand, over 40% of 2 mm oversize fraction (2 — 4-Upper Sarmatian to Lower Pannonian ?), 5 — kaolinized andesite tuff of the Lysec Formation in the sense of Konečný et al. (1983), Lower Badenian, redeposited, 6 — graphite phyllite, 7 — sericite phyllite (6 — 7 — Upper Paleozoic, Gemeric unit), 8 — drilling.

s maximálnou hrúbkou do 80 m (Hano, 1973; Hano a Ivančenko, 1980).

V Košickej kotline sa sedimentárne kaolíny nachádzajú v jej juhozápadnej časti pri Rudníku.

Vyšný Petrovec. Nachádza sa 4 km juhozápadne od kaolínového ložiska Prievrana pri Poltári. Kaolinitové piesky vystupujú v podloží kaolinitových ílov poltárskeho súvrstvia. Ich vek nie je jednoznačne doložený. Predpokladá sa, že sú súčasťou poltárskeho súvrstvia (Mišík, 1956; Vass a Jurkovičová in Pristaš, 1983), alebo že tvoria samostatné vrstvy vrchnosarmatského až spodnopanónskeho veku (Hano, 1973). Na ložisku Vyšný Petrovec dosahujú hrúbku 20—60 m. V ich nadloží sú prítomné kvartérne sedimenty s priemernou hrúbkou 4 m. Podložie tvoria sericiticko-chloritické a sericiticko-grafitické fylity gemerika, vápnité siltovce a ílovce egeru lučenského súvrstvia (obr. 6).

Podrobným mineralogicko-chemickým výskumom kaolinitových pieskov z Vyšného Petrovca bolo možné vyčleniť dva typy s odlišnou minerálnou asociáciou.

Prvý typ sa nachádza prevažne vo vrchnej časti ložiska. Vznikol kaolinizáciou rôznych typov fylitov a tvorí ho kaolinit, K sľuda a jemnozrnný kremeň.

Druhý typ sa nachádza prevažne v spodnej časti ložiska. Vznikol kaolinizáciou metaryolitov a pozostáva z kaolinitu, K sľúd, Na sľúd (brammalitu) a halloyzitu (Očenáš et al., 1984; Kraus, 1986).

Priemerné granulometrické zloženie kaolinitových pieskov na ložisku Vyšný Petrovec je nasledujúce: Frakcia pod 0,02 mm je 18—20 %, frakcia < 0,05 mm je 10—15 % a frakcia 0,05—0,2 mm je 55—75 %. Keramickotechnologické vlastnosti kaolínovej frakcie pod 0,02 m sú: rozrábacia voda 46,7 %, zmrštenie sušením 4,3 %, hmotnostná nasiakavosť 9,9 %. Frakcia 0,02—0,002 mm tvorí 83,7 %, frakcia < 0,002 mm 16,3 %.

Chemické analýzy z rôznych granulometrických frakcií a petrografických typov materských hornín sú uvedené v tab. 7. Rozdielna minerálna asociácia kaolinitových pieskov prvého a druhého typu má vplyv na ich chemické zloženie. Kaolínový výplav druhého typu pri aplikácii v keramickej výrobe sa

TAB. 7

Chemické analýzy kaolinitových pieskov na ložisku Vyšný Petrovec
Chemical composition of kaolinized sand on the Vyšný Petrovec deposit

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47,16	57,20	81,90	96,60	93,10	50,04	57,22
TiO_2	0,92	1,25	0,88	0,27	0,16	0,89	0,20
Al_2O_3	34,97	26,38	10,50	1,12	2,47	33,16	29,28
Fe_2O_3	1,41	1,32	0,32	0,07	0,30	1,58	1,28
MgO	0,40	0,91	0,20	0,10	0,20	0,70	0,37
CaO	0,56	0,42	0,42	0,28	0,98	0,20	0,17
Na_2O	0,32	0,30	0,15	0,07	0,10	0,14	1,58
K_2O	2,58	5,25	2,60	0,40	0,35	2,86	2,27
str. žíh.	11,55	6,62	2,85	1,05	1,82	10,22	7,13
Spolu	99,87	99,65	99,82	99,96	99,48	99,79	99,50

1 — frakcia pod 0,02 mm, 2 — frakcia 0,02—0,05 mm, 3 — frakcia 0,05—0,2 mm, 4 — frakcia 0,2—2,0 mm, 5 — frakcia nad 2 mm, 6 — kaolinitový piesok z kaolinizovaných fylitov, frakcia pod 0,04 mm, 7 — kaolinitový piesok z kaolinizovaných metaryolitov, frakcia pod 0,04 mm. Analýzy vyhotovil GP Turčianske Teplice.

TAB. 8

Chemické zloženie sedimentárnych kaolínov z Vyšného Petrovca (Lučenská kotlina) a z Rudníka (Košická kotlina)
Chemical composition of sedimentary kaolin from Vyšný Petrovec (Lučenec basin) and Rudník (Košice basin)

	Vyšný Petrovec fr. < 0,004 mm	Rudník fr. < 0,05 mm	Vyšný Petrovec fr. 0,04—0,4 mm	Rudník fr. 0,04—0,4 mm
SiO_2	53,06 — 55,19	53,93 — 56,83	91,44 — 99,06	85,34 — 91,23
Al_2O_3	28,33 — 30,55	25,82 — 28,04	3,07 — 4,52	4,26 — 5,38
Fe_2O_3	1,85 — 2,11	2,21 — 2,84	0,22 — 0,42	0,62 — 1,08
TiO	0,98 — 1,19	0,83 — 0,16	0,31 — 0,39	0,64 — 0,96
K_2O	3,04 — 3,78	3,50 — 3,72	1,12 — 1,49	0,86 — 1,16
Na_2O	0,13 — 0,19	0,38 — 0,44	0,07 — 0,09	0,18 — 0,22
str. žíh.	7,97 — 9,17	7,19 — 8,16	0,58 — 1,00	1,13 — 1,98

oproti prvému vyznačuje vyššou pevnosťou po vysušení aj výpale a vďaka zvýšenému obsahu Na_2O výbornou slinovateľnosťou pri teplote 1 250 °C. Zatiaľ však v prevádzkovom meradle boli kaolinitové piesky z ložiska Vyšný Petrovec hodnotené len ako korekčná surovina pri výrobe bielych slinkov.

Rudník. Najvýznamnejšia lokalita sedimentárneho kaolínu v Košickej kotline je súčasťou samostatného sedimentačného cyklu vo vývoji aleuritických ílov a ílovito-piesčitých aleuritov (Hodermarská et al., 1984). Tento vrchný horizont, alebo aspoň jeho časť, je bez spoľahlivých údajov zaraďovaný do pontu, ale celý komplex košického súvrstvia sa formoval od vrchného bádenu. Na základe litologického vývoja, granulometrického , minerálneho a chemického zloženia ho možno korelovať s kaolinitovými pieskami (sedimentárnymi kaolínmi) Lučenskej kotliny na ložisku Vyšný Petrovec (tab. 8).

Genéza a vek

Zvetrávacie kaolíny

Na tvorbu zvetrávacích kaolínov mali okrem klímy zásadný vplyv materské horniny, reliéf a tektonický vývoj.

Jednou zo špecifických čŕt západokarpatského regiónu je absencia bilančných kôr kaolínového zvetrávania na granitoidoch. Kaolinit sa na nich tvoril iba zvetrávaním plagioklasov a biotitu. Charakteristický je nepatrný výnos K_2O, čo dokumentuje neúčasť K-živcov na jeho tvorbe. Zachované relikty na granitoidoch tatrika v jadrovom pohorí Žiar pri Rudne predstavujú koreňové, chemicky a mineralogicky málo zrelé zóny počiatočného rozkladu a mechanickej dezintegrácie materských hornín. Na granitoidoch veporika a gemerika sú zachované početné kôry zvetrávania, na ktorých sa od najranejších fáz tvoril kaolinit a illit. Relikty zachované na bázickejšom diferenciáte veporického plutónu (biotitický tonalit) obsahujú v najspodnejších častiach prímes montmorillonitu. Bilančné ložiská kaolínu sa v Západných Karpatoch formovali zvetrávaním metaryolitov (porfyroidov) gemerika, kde sa kaolinit tvoril transformáciou albitu. Pri pokročilejšej kaolinizácii metaryolitov vzniká uvoľňovaním Na^+ počas rozkladu albitu na kaolinit Na sľuda (brammalit). Na sericiticko-chloritických fylitoch gemerika a sericitických metakremencoch obalovej série veporika sa kaolinit tvoril transformáciou chloritu, respektíve muskovitu. Zatiaľ nemajú ekonomický význam. Na neovulkanických horninách kaolinit vznikal predovšetkým zvetrávaním plagioklasov, vulkanického skla, sporadicky aj biotitu. Najviac perspektív pripisujeme výskytom, ktoré vznikli rozkladom ryolitov, ale predovšetkým ryolitových tufov.

Reliéf determinovaný celkovým tektonickým vývojom mal rozhodujúci vplyv na vznik a zachovanie kaolínových kôr zvetrávania Západných Karpát. Na druhej strane súčasné poznatky o minerálnom zložení a rozšírení kaolínových kôr zvetrávania umožňujú v inom svetle ako doteraz posudzovať ich význam aj pre rekonštrukciu reliéfu, morfológie a tektonického režimu. Vyplýva z nich, že kaolínové kôry zvetrávania na granitoidoch a metamorfitoch veporika a gemerika sa v porovnaní s kôrami zvetrávania granitoidov tatrika vyznačujú vyšším stupňom chemickej a mineralogickej zrelosti, dosahujú väčšiu hrúbku a plošný rozsah, čo znamená, že sa formovali za iného tektonického režimu a v podstatne dlhšom časovom intervale.

Uvedený poznatok je v súlade s názorom o asymetrickom vykleňovaní západokarpatského oblúka, keď jeho externé, severnejšie časti boli vydvihnuté podstatne neskôr (Malá Fatra, Veľká Fatra, Vysoké Tatry v rozmedzí 10—22 miliónov rokov) ako centrálna časť veporika (okolo 75 miliónov rokov). Prechodné postavenie zaujímajú granitoidy Nízkych Tatier a Žiaru s vekom výzdvihu okolo 50 miliónov rokov. Hodnovernosť tohto poznatku potvrdzuje jediný relikt kaolínovej kôry zvetrávania zachovaný práve na granitoidoch Žiaru.

Hydrotermálne kaolíny

Na jz. okraji Kremnických vrchov prebiehala hydrotermálna kaolinizácia okolných hornín v dvoch etapách (Kraus, 1986). V predrudnej etape sa tvoril prednostne kaolinit a vo vzdialenejšej časti od rudných žíl následne montmorillonit. V rudnej etape sa vytvorili vhodné podmienky pre vznik hydromuskovitu a s rastúcou vzdialenosťou od rudných žíl postupne pristupuje chlorit a minerál so zmiešanovrstvovitou štruktúrou typu illit/montmorillonit.

Súčasne možno pripustiť alternatívu, v ktorej sa kombinujú hypogénne a hypergénne procesy. Takýto spôsob vzniku je pravdepodobný na kaolínovom výskyte Podháj pri Žiari nad Hronom. V predrudnej etape prebiehala kaolinizácia ryolitov v takom rozsahu, ako bola zaznamenaná na ryolitových telesách v južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu (Bartošova Lehôtka — Dolná Ves — Kopernica). Neskoršie boli tieto ryolity postihnuté hypergénnou kaolinizáciou v miestach, kde sa vytvorili priaznivé podmienky pre vznik kaolinitu účinkom cirkulácie meteorických vôd.

Ložisko halloyzitu na Bielej hore pri Michalovciach sa viaže na priebeh tektonickej poruchy v podloží a nemá žiadny ekvivalent v doteraz známych kaolínových kôrach zvetrávania. Preto nepovažujeme za vhodné prijímať predstavu o jeho hypergénnom pôvode za dokázanú. Zaradili sme ho

k hydrotermálnym ložiskám s vedomím, že je potrebné ešte definitívne objasniť jeho genézu.

Sedimentárne kaolíny

V Hornonitrianskej a v Turčianskej kotline sedimentárne kaolíny poukazujú na intenzívne zvetrávanie granitoidov Žiaru a Malej Magury. Tvorili sa redepozíciou vrchnej časti primárnych kaolínov, čoho dôkazom je len malá prímes illitu vedľa prevládajúceho kaolinitu v ílovitej frakcii.

Sedimentárne kaolíny Lučenskej a Košickej kotliny predstavujú produkty redepozície primárnych kaolínov z granitoidov a metamorfitov veporika a gemerika. Spoľahlivo registrujú prítomnosť zdrojovej oblasti, ako aj intenzitu a rozsah primárnej kaolinizácie. Potvrdzujú , že k najrozsiahlejším procesom kaolínového zvetrávania v Západných Karpatoch dochádzalo v jz. časti gemerika a veporika, čo má veľký prospekčný význam pre ich ďalšie vyhľadávanie.

Vek kaolinizácie

Pri periodizácii kaolínového zvetrávania v predterciérnej ére sa zistili dôkazy o jeho existencii v spodnom a vrchnom triase a snáď aj vo vrchnej kriede (Kraus, 1986). Špecifickou črtou západokarpatského regiónu je okolnosť, že kaolínové zvetrávanie prebiehalo predovšetkým v terciérnej ére. Najstaršia spoľahlivo doložená kaolinizácia v tomto období prebiehala v paleogéne pred egerom a počas alebo pred oligocénom (kiščel). Jej produkty v podobe kaolinitových ílov majú najväčší rozsah v bazálnej časti Juhoslovenskej kotliny a patria kiščelu až egenburgu. Hlavná etapa kaolínového zvetrávania prebiehala počas miocénu od bádenu do pontu. Jej spodnú a vrchnú hranicu potvrdzujú kaolínové kôry zvetrávania zachované na neovulkanitoch s rádiometricky stanoveným vekom: aglomerátové andezitové tufy lyseckej formácie 17,3 ± 0,8 miliónov rokov a bazalty podrečianskej formácie 4,90—7,67 miliónov rokov. Počas nej sa formovali a dotvárali všetky najvýznamnejšie kaolínové kôry zvetrávania Západných karpát.

Literatúra

Aboryi, A. 1972: Slovenské magnezity — celkové hodnotenie — štúdia. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Andrusov, D. a Zoikovský, V. 1949: Zpráva o výskume ohňovzdorných ílov na Slovensku. *Práce Št. Geol. Úst., Roš., 20, 63—76.*

Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. *In: Guide-book for geol. exc. X. CBGA, Bratislava, 5—44.*

Árendárik, I. 1972: Ověření technologických parametrů a použitelnosti s ohledem na možnost úpravy z lokality Pukanec. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Bárta, R., Čáp, M. a Šatava, V. 1949: O metabentonitu a halloysitu na Slovensku. *Zpr. Úst. Sklářství a Keram. VUT v Praze, 10.*

Blaško, D. 1987: Pukanec — lignit. Záverečná správa z etapy predbežného a detailného prieskumu. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Buday, T. 1962: Neogén Turčianske kotliny. *Sbor. UÚG, XXVII. 475—502.*

Ciesarik, M. a Očenáš, D. 1964: Stará Kremnička — limnokvarcit. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Čuchráč, M. 1960: Zpráva a výpočet zásob Michalovsko-halloyzit. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Dobra, E. a Kraus, I. 1972: Výskyt kaolínu v oblasti Vihorlatu. *Mineralia slov., 4, 315—319.*

Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, H., Muller, P., Orlický, O., Slávik, J., Tőzsér, J. a Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in Eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. ÚÚG, 53, 75—88.*

Gašparík, J. 1969: Genéza piesčitých sedimentov v Turčianskej kotline a ich využitie. *Geol. Práce, Spr., 50, 171—178.*

Gerthofferová, H. a Kraus, I. 1979: Electron microscope study of tubular halloysite forms. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 2, 182—206.*

Gerthofferová, H. 1982: Identification von Halloysit in Kaolin aus Horná Prievrana (Lučenec-Becken Westkarpaten). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 38, 175—189.*

Hano, V., Horváth, I. a Lukaj, M. 1971: Horná Prievrana — keramické suroviny. Záverečná správa s výpočtom zásob z etapy vyhľadávacieho prieskumu. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Hano, V. 1973: Vyšný Petrovec, predbežný prieskum — kaolinitové piesky. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Hano, V. a Ivančenko, M. 1980: Lučenská kotlina — Tovík II, záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript - archív GP Spiš. Nová Ves.*

Harcek, I. a Horváth, I. 1965: Zpráva z vyhľadávacieho prieskumu Podvihorlatie — halloyzit. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Harman, M. 1964: Halloyzit aus Pukanec und seine Genese. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 15, 2, 275—284.*

Harman, M. 1969: Die selektive Löslichkeit als neue methode zur identifizierung des Allophans unter dem elektronmikroskop. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 20, 1, 153—162.*

Hodermarská, H., Varga, I. a Mihálik, A. 1984: Záverečná správa Rožňava—Košice, keramické suroviny, vyhľadávací prieskum — štúdia. *Manuskript — archív GP Spiš. Nová Ves.*

Hroncová, Z. 1987: Zlámanec, kaolinizované kremence. Záverečná správa s výpočtom zásob. *Manuskript — archív GP Spiš. Nová Ves.*

Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J. 1984: Štruktúrno-vulkanogénna schéma Vihorlatu a Popriečnho v mierke 1 : 50 000. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Konečný, V., Lexa, J. a Flanderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 203 s.*

Konta, J. 1957: Ílové minerály Československa. Praha, ČSAV, 319 s.

Košúth, M. 1981: Geologicko-mineralogické pomery na ložisku halloyzitu pri Michalovciach. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Kraus, I. 1967: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza ílových sedimentov Žiarskej kotliny. *Geol. Práce, Zpr., 43, 25—52.*

Kraus, I. 1986: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát — ich geologicko-ložiskové pomery, minerálne zloženie, genéza a vek. *Manuskript — archív Kat. lož. geol. PF UK Bratislava.*

Kraus, I. a Šimanjová, E. 1970: Mineralogické zloženie a genéza ílových sedimentov v neogénnych uhoľných panvách na strednom Slovensku. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 13, 89—108.*

Kraus, I., Horváth, I. a Dobra, E. 1971: Ložiská ílových surovín na Slovensku. *Mineralia slov., 3, 12—13, 525—550.*

Kraus, I., Horváth, I., Šamajová, E. a Gerthofferová, H. 1972: Study of intercalation abilities of kaolinite group minerals. *Geol. Zbor. geol. carpath., 23, 2, 281—295.*

Kraus, I. a Šamajová, E. 1978: Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy. *Západ. Karpaty, Sér. Miner. Petrogr. Geochém. Metalog., 5, 29—82.*

Kraus, I., Šamajová, E. a Zuberec, J. 1982a: Minerálne zloženie a genéza ložísk ílových surovín na jz. okraji Kremnických vrchov. *Mineralia slov., 14, 403—420.*

Kraus, I., Čičel, B., Šamajová, E. a Machajdík, D. 1982b: Origin and distribution of clays resulting from alteration of rhyolite volcanic rocks in central Slovakia (Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 3, 269—275.*

Kukovskij, E. G. 1966: Osobennosť stroenija i fiziko-chimičeskije svojstva glinistych mineralov. *Kijev, Naukova dumka, 131 s.*

Magidovič, V. I. a Finko, V. I. 1975: Farforovyje kamni. In: Novyje vidy nemetaličeskich poleznych iskopaemych. *Moskva, Nauka, 46—62.*

Mišík, M. 1956: Sedimentárno-petrografické štúdium poltárskej formácie. *Geol. Práce, Zoš., 43, 91—139.*

Mišík, M., Čičel, B. a Marková, M. 1958: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza pukaneckých ílov. *Geol. Práce, Zoš., 49, 123—148.*

Mišík, M., Čičel, B. a Marková, M. 1959: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza ílov pukaneckej lignitovej panvičky. *Acta Univ. Carol., Geol., 1—2, 101—109.*

Očenáš, D., Kraus, I., Kozáč, J. a Derco, J. 1984: Mineral composition of kaolinitic sands and process of kaolinization at the Lučenská kotlina basin. *In: 9-th Conf. Clay Miner. petrol., Zvolen 1982. Praha, UK, 193—199.*

Polášek, S. 1960: Pukanec — žiaruvzdorné íly, vyhľadávací prieskum. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Priechodská, Z. 1967: Záverečná správa za list Zlaté Moravce 1 : 50 000. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Pristaš, J. 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, list 36—443 (Poltár-3) a západná časť listu 36—444 (Poltár-4) za rok 1983. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Slávik, J. 1962: Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne východného Slovenska. *Geol. Práce, Zoš., 63, 221.*

Slávik, J. 1969: Záverečná správa Vihorlat-Popriečny, vyhľadávací prieskum. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Urban, K., Horváth, I. a Lukaj, M. 1970: Predbežný prieskum keramických surovín — Horná Prievrana. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Vass, D. 1982: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 list 36—442 (Poltár-2). *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Vtělenský, J. a Šeba, P. 1972: Atypisches Kaolin von der Lagerstätte Žiar-Podháj in der Slowakei. *5-th Conf. Clay Miner. Petrol., 1970. Praha, UK, 155—160.*

Zuberec, J. a Sýkora, J. 1980: Záverečná správa a výpočet zásob. Žiarska kotlina — keramické suroviny, vyhľadávací prieskum (Dolná Ves, Okolo salaša, Veľký háj, Jelšový potok II, Hliník, Slaská). *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Zuberec, J. 1983: Geologicko-ložiskové pomery ílových surovín, perlitov a limnokvarcitov Kremnických a Štiavnických vrchov. *Manuskript — archív Kat. lož. geol. PF UK Bratislava.*

Deposits and occurrences of kaolin in the Slovak Socialist Republic

The scheme for the subdivision of deposits and occurrences of kaolin in Slovakia is setting out from a genetic classification (Fig. 1). The most significant weathering crusts with kaolinite developed in the SW part of the Gemeric and Veporic units. Further occurrences are over Tatric granitoids and in young acidic volcanites.

Geological structure, mineral composition and technology

Prievrana near Poltár is the single economic deposit in the West Carpathians. The deposit is located in the Gemeric unit (Fig. 1,) and parent rocks of the productive layer are represented by metarhyolite and various phyllite of Upper Paleozoic age. The kaolin layer is about 25 m thick in average (Fig. 2). Kaolin of best technological properties originated by weathering of metarhyolite and tuff. Beside kaolinite, the clay contains various amounts of Na-mica, referred to as brammalite, and halloysite. The raw is used in natural state without floating into ceramic bodies for earthenware paving and wall tiles in 15—30 % amounts.

Zlámanec near Kalinovo represents the kaolin deposit within the Veporic unit. Source rocks for the productive layer are here sericite metaquartzite and sericite-chlorite schist composing base to cover units of the Veporic crystalline in the Kohút zone (Figs. 1, 3). The clay fraction amounts 2—15 % and it is composed of kaolinite with various amounts of illite admixture, beside sericite. The quality of raw depends on mineral and chemical composition of parent rocks (Tab. 3). The paper presents geological and economic data from further Veporic occurrences.

Kaolinic weathering over granitoids in the Tatric unit is present along the NE margin of the Žiar massif between Rudno and Budiš villages (Fig. 4, Tabs. 4, 5). Weathering products do not have appropriate technological parameters for the ceramic industry only serve as proof of kaolinite weathering crust development even within the Tatric unit.

All young volcanic rocks in the West Carpathians underwent kaolinic weathering however in various intensities. In Central Slovakia, kaolinized pyroxene to pyroxene-amphibole andesite and volcanoclastics of Upper Badenian, Sarmatian and Pannonian age occur near Pukanec on the SW margin of the Štiavnické vrchy Mts. towards the Danube lowland. In Eastern Slovakia, kaolinite weathering crust occurs over similar rocks on the southern slope of the Vihorlat Mts. and western slope of the Popričný Mts. between Poruba pod Vihorlatom and Petrovec villages. The age of the andesite stratovolcano is here Upper Sarmatian.

Kaolinite of disordered structure („fireclay") containing in the rock various admixture of halloysite, allophane and cristobalite prevail in the weathering products of both areas.

Hydrothermal kaolin originated in altered rhyolite, andesite and volcanoclastics under the action of low-temperature hydrothermal solutions during, or after, the volcanic activity. Most hopeful areas of their occurrences are located along the SW margin of the Kremnické vrchy Mts. in Central Slovakia where extrusive bodies with microgranitic to vitric rhyolite and the associating tuffs represent the mother rock (Fig. 5). Similar type is represented also by the Michalovce-Biela hora deposit which hitherto does not have counterpart in the Carpathian arc.

Sedimentary kaolin is represented by the type of kaolin sand and gravel deposited after short and rapid transport from kaolinite weathering crust into continental sedimentary basins. Occurrences are known in the Danube basin along the contact with crystalline rocks of the Tríbeč Mts. near Jedľové Kostoľany, in the NW part of the Upper Nitra basin near Bojnice and in the western part of the Turiec basin on the slopes of the Žiar Mts. near Rudno. All hitherto known occurrences lack economic value, hence are not explored.

The largest known body of kaolin sand (sedimentary kaolin) in the West Carpathians within the Neogene basins is represented by the Vyšný Petrovec deposit in the NE part of the Lučenec basin between Kalinovo and Poltár (Figs. 1, 6). Two varieties of kaolin raw are distinguished in the deposit according to their mineral constituents: the first one originated by kaolinization at the expense of various phyllite is composed of kaolinite, K-mica, together with fine-grained quartz. The second variety developed after metarhyolite parent rock and it contains kaolinite, K-mica, Na-mica (brammalite) and halloysite. The average grain size distribution of kaolin sand, ceramic-technological properties of the 0.02 mm undersize fraction are included in the chemical composition of various grains-size fractions and petrographical data on the mother rock are included in Tab. 7.

Genesis and age

The absence of economic kaolin weathering crusts over granitoids is one of typical features of the West Carpathians. Kaolinite developed here only by weathering of plagioclase and biotite. Economic deposits of kaolin in the West Carpathians developed in weathering crusts of metarhyolite in the Gemeric unit, where kaolinite originated by the transformation of albite together with Na-mica (brammalite), or by weathering of sericite-chlorite phyllite of the Gemeric unit and sericite metaquartzite of the Veporic cover sequences by transformation of chlorite or muscovite. Morphology of the relief determined by the general tectonic regime played the decisive role in the development and preservation of kaolinite weathering crusts. At the same time, kaolinic weathering crusts over granitoids and metamorphics of the Veporic and Gemeric units developed under different tectonic regime in comparison with similar rocks in the Tatric unit and also during a considerably longer time.

Hydrothermal kaolinization along the SW margin of the Kremnické vrchy Mts. occurred, in relation with the contemporaneous precious and base-metal ores, in two distinct stages. Mostly kaolinite and, in the more remote areas from the ore veins, also montmorillonite originated during the stage preceeding ore mineralization. Conditions have been suitable for the crystallization of hydromuscovite in the stage of ore mineralization when gradually also chlorite and illite/montmorillonite mixed-layer mineral crystallized in dependence on the distance from the ore veins.

Sedimentary kaolin in the Upper Nitra basin and in the Turiec basin reflect strong weathering of granitoids in the Žiar and Malá Magura Mts. Sedimentary kaolin of the Lučenec and Košice basins shows that the most intense kaolinic weathering in the West Carpathians has been confined to the SW part of the Gemeric and Veporic units what is of great importance for their further prospection.

Specific feature of the West Carpathian region is the occurrence of kaolinic weathering mostly in the course of Cenozoic. The oldermost well dated kaolinization occurred in Paleogene time, before the Egerian and during, of before, the Oligocene. The main stage of kaoline weathering was during the Miocene from the Badenian till to the Pontian.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 525—531

Ložiská a výskyty bentonitov SSR

IVAN KRAUS[1], ZUZANA HRONCOVÁ[2], STANISLAV HORSKÝ[3], ALFONZ MIHALIČ[3]

[1] Katedra ložiskovej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Kynceľova cesta, 974 01 Banská Bystrica
[3] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 8. 2. 1989)

Deposits and occurrences of bentonite in the Slovak Socialist Republic

Deposits and occurrences of bentonite clay occur in young volcanic mountains and in volcanogenous to sedimentary complexes of Neogene basins. Such deposits are in the Central Slovakian neovolcanic area, in the internal basins of this area and also in the East Slovakian basin. The majority of occurrences are volcanogenous to sedimentary (syngenetic) accumulations. The clay originated by alteration of volcanic products of rhyodacitic to rhyolitic, and rarely even of andesitic, composition in subaquatic environment from Eggenburgian till the Pliocene time. The only deposit of bentonite under exploitation at present is Stará Kremnička —Jelšový potok I, situated on the SW margin of the Kremnické vrchy Mts. Bentonite occurrences in Eastern Slovakia are not exploited regularly neither in considerable amounts.

Úvod

Po roku 1971 sa geologickým prieskumom overovali ložiská bentonitov na jz. okraji Kremnických vrchov. V roku 1974 sa preskúmalo ložisko Stará Kremnička—Jelšový potok sever (Zuberec a Sýkora, 1975), v roku 1979 boli zhodnotené výsledky vyhľadávacieho prieskumu na ložisku Stará Kremnička—Jelšový potok II a na výskytoch pri Bartošovej Lehôtke—Okolo salaša a Veľký háj (Zuberec a Sýkora, 1980). V roku 1987 sa zistil bentonit pri obci Kopernica. Rozmiestnenie ložísk a výskytov na jz. okraji Kremnických vrchov znázorňuje schéma na obr. 1.

Bentonity v Slatinskej kotline a v sz. výbežku podunajskej panvy v širšom okolí Bátoviec boli spracované v Zborníku o nerudných surovinách v roku 1971. Odvtedy sa im nevenovala pozornosť.

Vo východoslovenskej panve sa od polovice 60. rokov vo vyhľadávaní a prieskume bentonitov nepokračuje. Jedine v oblasti Nižný Hrabovec — Kučín boli počas prieskumu zeolitov zistené viaceré nebilančné polohy bentonitu (Varga et al., 1985). Podobne pri prieskume ryodacitových tufov na ložisku Oreské sa v okrajových častiach produktívneho súvrstvia potvrdila málo intenzívna bentonitizácia (Čuchráč, 1977). Značný časový odstup od obdobia intenzívneho geologického prieskumu bentonitov v tejto oblasti spôsobil, že viaceré poznatky stratili svoju aktuálnosť, alebo sa v súčasnosti posudzujú z iných hľadísk. Z toho dôvodu uvádzame len niektoré z nich, ktoré sú dôležité pre ucelenejšiu predstavu o ich rozšírení, genéze a prípadnej možnosti využívania v ďalšom období.

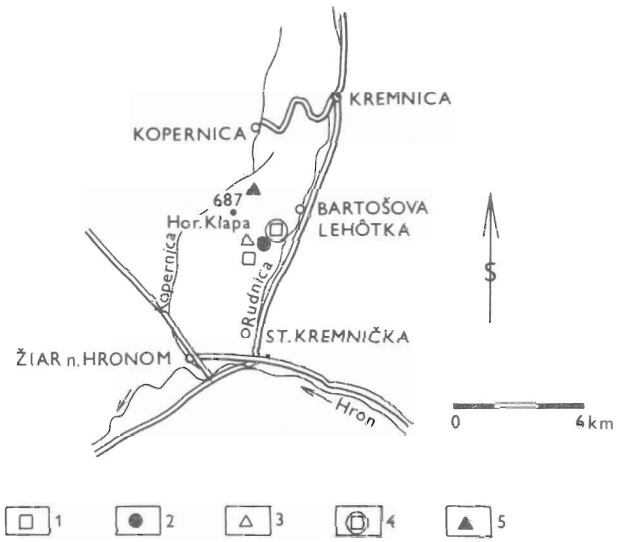
Na území Slovenska sa od roku 1975 sústavne ťaží len bentonit na ložisku Stará Kremnička-Jelšový potok I. Ročná ťažba sa pohybuje v rozmedzí 25,8 kt (rok 1975) až 39,0 kt (rok 1981). V posledných rokoch sa ustálila na úrovni 25—30 kt ročne. Ložiská bentonitu vo východoslovenskej panve sa ťažia len príležitostne. V Lastovciach vyťažili KZ Košice v rokoch 1971—1975 2,3; v rokoch 1976—1980 16,3 a v rokoch 1981—1985 29,0 kt bentonitu. Aj bentonit z Kuzmíc je vhodný na výrobu keramických zmesí. V uvedených päťročniciach sa vyťažilo 3,5; 5,1 a 4,6 kt. GP Spišská Nová Ves ťažil na ložisku Luhyňa. V rokoch 1971—1975 to bolo 2,9 a v rokoch 1976—1980 0,5 kt bentonitu na výrobu vrtného výplachu.

Geologická stavba

Jz. okraj Kremnických vrchov

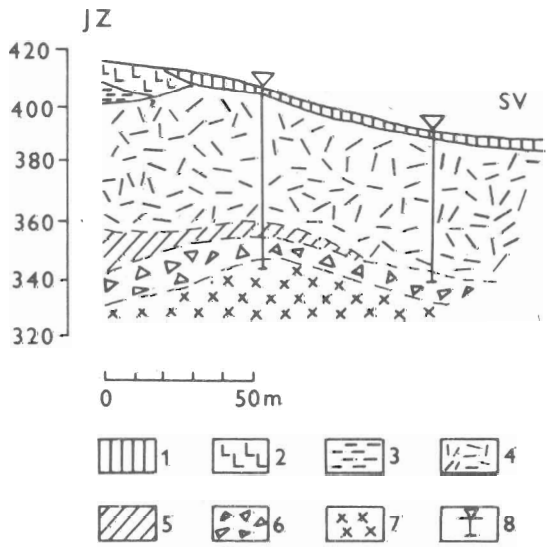
Územie s ložiskami bentonitov na jz. okraji Kremnických vrchov patrí jastrabskej formácii, ktorá sa považuje za nesúvislý súbor dajok, extrúzií, prúdov a vulkanoklastík ryodacitového a ryolitového zloženia s výraznou väzbou na s.—j. zlomové systémy (Konečný et al., 1983).

Biostratigrafické údaje poukazujú na sarmatský až panónsky vek formácie. Rádiometrickým datovaním



Obr. 1. Ložiská a výskyty bentonitov na jz. okraji Kremnických vrchov. 1 — Stará Kremnička—Jelšový potok I., 2. — Stará Kremnička—Jelšový potok sever, 3 — Stará Kremnička—Jelšový potok II, 4 — Bartošova Lehôtka—Okolo salaša, Veľký háj, 5 — Kopernica—Rozsypaná.

Fig. 1. Deposits and occurrences of bentonite along the SW margin of the Kremnické vrchy Mts. 1 — Stará Kremnička—Jelšový potok I, 2 — Stará Kremnička—Jelšový potok north, 3 — Stará Kremnička—Jelšový potok II, 4 — Bartošova Lehôtka—Okolo salaša, 5 — Kopernica—Rozsypaná.



Obr. 2. Geologický profil ložiskom bentonitu Stará Kremnička—Jelšový potok I podľa Zuberca (1973). 1 — hlinito-kamenitá suťma, 2 — limnokvarcity, 3 — bentonitové íly, 4 — bentonit, 5 — bentonit so zvýšeným obsahom nerozložených zvyškov, 6 — bentonitizované ryolitové autobrekcie, 7 — felsosferolitické ryolity, 8 — vrty.

Fig. 2. Geological profile of the Stará Kremnička—Jelšový potok I deposit according to Zuberec (1973). 1 — loam and stony debris, 2 — limnoquartzite, 3 — bentonite clay, 4 — bentonite, 5 — bentonite with unaltered fragments, 6 — bentonitized rhyolite autobreccia, 7 — felsospherolitric rhyolite, 8 — drilling.

metódou K/Ar sa určil vek 10,7 ± 0,3 miliónov rokov (Bagdasarjan et al., 1970). Zuberec (1983) vyčleňuje niekoľko petrograficky a snáď aj vekovo odlišných typov ryolitov a ich vulkanoklastík:

— najstaršie biotitické ryodacity a plagioklasové ryolity, väčšinou nepostihnuté premenou na ílové minerály a zeolity,

— mladšie sklovité ryolity s vulkanoklastikami, ktoré sú najintenzívnejšie postihnuté premenou na ílové minerály, hlavne na montmorillonit a zeolity,

— nepremenené felsitické a felsosferolitické ryolity,

— najmladšie ryolitové dajky s mikrogranitickou štruktúrou, ktoré sú intenzívne adularizované a kaolinizované, pričom majú úzky genetický vzťah k mineralizácii kremnického rudného rajónu.

Lexa (1971) vychádza z predstavy, že jednotlivé ryolitové telesá sa vyznačujú primárnou zonálnosťou, pričom v každom z nich možno vyčleniť niektorý z vyššie uvádzaných typov. Nedostatočné odkrytie väčšiny ryolitových telies, ako aj malý počet vrtov vyhĺbených priamo v ryolitoch zatiaľ nedovoľujú vysloviť jednoznačné stanovisko k ich časovej diferenciácii.

Geologickú stavbu bentonitov na jz. okraji Kremnických vrchov najlepšie ilustrujú pomery na ložisku Stará Kremnička—Jelšový potok I (obr. 2). Bentonity sa tvorili premenou ryolitových tufov s vysokým obsahom vulkanického skla a pemzy, patriacich sklovitým ryolitom. Bentonitizácia materských hornín na ložisku zasahuje približne do hĺbky 50 m od povrchu. Spodnejšia časť produktívneho súvrstvia sa vyznačuje nižšou intenzitou premeny. V podloží vystupujú ryolitové autobrekcie a felsitické ryolity.

Celkový prehľad ložísk a výskytov bentonitov v stredoslovenských neovulkanitoch je uvedený v tabuľke 1.

Východoslovenská panva

Bentonity vo východoslovenskej panve sa viažu na premenu ryodacitových a ryolitových vulkanoklastík vo všetkých útvaroch s výnimkou pliocénu.

V egenburgu sa zistili v čelovskej formácii vo vrte Čelovce-1 v severnej časti východoslovenskej panvy (Slávik et al., 1960; Kraus a Šantajová, 1983). Vznikli premenou eolicky transportovaných ryolitických pyroklastík. Dosahujú hrúbku niekoľkých decimetrov a pravdepodobne môžu mať väčší plošný rozsah.

V karpate na ložisku Fintice — Kapušany sú všetky známe polohy (najvýznamnejšia dosahuje priemernú hrúbku okolo 2 m) súčasťou vápnitých aleuritických ílovcov terjakovského súvrstvia (Molnár, 1986).

Bentonitizácia produktov ryodacitového a ryolitového vulkanizmu v spodnom a v strednom badene sa

TAB. 1

Geologicko-ložiskové pomery bentonitov stredoslovenských neovulkanitov
Geological data of bentonite deposits in young volcanites of Central Slovakia

Ložisko — výskyt	Hrúbka ložiska (m)	Plocha ložiska (km²)	Materská hornina	Vek	Ukončenie prieskumu
Stará Kremnička—Jelšový potok I	24,2	0,4	ryolitové tufy	sarmat	1985
Stará Kremnička—Jelšový potok sever	10,0	0,05	ryolitové tufy	sarmat	1983
Stará Kremnička—Jelšový potok II	14,2	0,028	ryolitové tufy	sarmat/panón	1980
Stará Kremnička—Na kotlišti	2—10	0,03	ryolitové tufy	sarmat	1964
Bartošova Lehôtka—Okolo salaša, Veľký háj	12,0	0,03	ryolitový tuf	sarmat	1980
Kopernica-Rozsypaná	7,5	0,05	ryolitové tufy	sarmat	1987
Hliník nad Hronom	21,0	0,15	ryolitové tufy	sarmat/panón	1980
Hrochoť	12	0,27	andezitové tufy	spodný báden	1969

Použitie bentonitu jednotlivých lokalít:
Stará Kremnička—Jelšový potok I: bieliaca hlinka, zlievárenstvo, potravinárstvo, farmácia, metalurgia; Stará Kremnička—Jelšový potok sever: zlievárenstvo, poľnohospodárstvo, keramický priemysel; Stará Kremnička—Jelšový potok II: zlievárenstvo, poľnohospodárstvo, keramický priemysel, Bartošova Lehôtka—Okolo salaša, Veľký háj: zlievárenstvo, poľnohospodárstvo, keramický priemysel; Kopernica—Rozsypaná: zlievárenstvo, poľnohospodárstvo; Hliník nad Hronom: poľnohospodárstvo; Hrochoť: zlievárenstvo, stavebníctvo.

TAB. 2

Geologicko-ložiskové pomery bentonitov vo východoslovenskej panve
Geological data of bentonite deposits in the East Slovakian basin

Ložisko	Materská hornina	Vek	Zásoby v kt	Preskúmanosť	Ukončenie prieskumu	Použitie
Čelovce	ryolitové pyroklastiká	egenburg	—	neoverované	—	—
Fintice	ryolitový tuf	karpat	129	B, C_1, C_2	1962	biel. hlinka
Kapušany	ryolitový tuf	karpat	420	C_2	1963	biel. hlinka
Oreské	ryolitový tuf	spodný báden	nevyčíslené	—	1963	zlievárenstvo
Kučín	ryodacitový tuf	stredný báden	323	C_2	1963	zlievárenstvo
N. Hrabovec	ryodacitový tuf	stredný báden	nevyčíslené	—	1963	—
Poša	ryodacitový tuf	stredný báden	nevyčíslené	—	1963	—
Veľaty	ryolitový tuf	vrchný báden	656	C_2	1963	zlievárenstvo
Veľká Tŕňa	ryolitový tuf	vrchný báden — spodný sarmat	—	neoverované	—	—
N. Žipov	ryolitový tuf	spodný sarmat	801	C_2	1963	vrtný výplach, stavebníctvo
Lastovce	ryolitový tuf a tufit	spodný sarmat	11 268	B, C_1, C_2	1962	zlievárenstvo, stavebníctvo
Kuzmice	ryolitový tuf a tufit	spodný sarmat	663	B, C_1, C_2	1961	zlievárenstvo, keramický priemysel
Luhyňa	ryolitový tuf a tufit	spodný sarmat	54	C_1, C_2	1970	vrtný výplach, stavebníctvo
Hnojné	ryolitový tuf	panón	—	neoverované	—	—

sledovala na viacerých miestach (Nižný Hrabovec, Poša, Kučín, Oreské, Bralo), ale na žiadnom z nich sa doteraz neoverili bilančné zásoby. Premenené produkty vrchnobádenského ryolitového vulkanizmu sa zistili v južnej časti východoslovenskej panvy (Nižný Žipov, Zemplínsky Klečenov a Veľaty).

Početné prejavy bentonitizácie sa zistili v strednej, ale najmä vo východnej a v juhovýchodnej časti východoslovenskej panvy (Bánovce nad Ondavou, Ptrukša, Vysoká), kde štruktúrne vrty zistili takmer úplný profil sarmatom s celkovou hrúbkou 1 800 m. V ílovito-slienitom a pieskovcovom vývoji tu vystupujú ryolitové vulkanoklastiká postihnuté rôzne intenzívnou premenou, ale zásadne len bentonitového typu (Šamajová a Kraus, 1985). Najväčšie ložisko bentonitu vo východoslovenskej panve — Lastovce, s pokračovaním k Michaľanom, je súčasťou spodnosarmatského vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia zloženého z ílov, tufitických ílov, ryolitových tufov, tufitov, silicitov a diatomitov. Najintenzívnejšie sú bentonitizované pemzové tufy, menej intenzívne tufity. Obmedzenie polôh bentonitu s hrúbkou od 5 do 30 m oproti materským horninám je neostré a dá sa stanoviť len na základe technologických kritérií. Na

ložisku v Kuzmiciach vystupuje v spodnom sarmate niekoľko samostatných, pomerne ostro obmedzených bentonitových šošoviek s hrúbkou 1—3,5 m uprostred slienitých ílov a tufitov. Niektoré z nich majú zachované znaky poukazujúce na primárny pôvod, podobne ako v Lastoviciach, iné potvrdzujú, že po bentonitizácii dochádzalo k redepozícii.

K najmladším produktom ryolitového vulkanizmu, v ktorom sa zaznamenali prejavy bentonitizácie, patria granatické ryolitové tufy a tufity panónskeho veku tvoriace súčasť medziuhoľnej tufitickej série v podvihorlatskej oblasti na lignitovom ložisku Hnojné (Kraus a Šamajová, 1978).

Prehľad ložísk a výskytov bentonitov vo východoslovenskej panve je uvedený v tab. 2.

Minerálne zloženie a distribúcia mikroprvkov

Jz. okraj Kremnických vrchov

Mineralogickým štúdiom premenených produktov ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie v zmysle Konečného et al. (1983) vyčlenili Kraus et al. (1982) na jz. okraji Kremnických vrchov štyri minerálne asociácie: montmorillonitovú ± kaolinit a cristobalit; kaolinitovú ± montmorillonit, halloyzit a cristobalit; so zmiešanovrstvovitým minerálom illit/montmorillonit ± kaolinit; zeolitovú, tvorenú mordenitom a klinoptilolitom ± kaolinit, montmorillonit a cristobalit.

V rámci montmorillonitovej minerálnej asociácie možno vyčleniť 2 typy bentonitov. Prvým je monominerálny bentonit, v ktorom je z ílových minerálov zastúpený len montmorillonit bez prímesi cristobalitu. V opisovanej oblasti je jediný, ktorý má priemyselný význam, a ťaží sa na ložisku Stará Kremnička—Jelšový potok I. Obsah montmorillonitu v najkvalitnejšom monominerálnom bentonite vo vrchnej časti ložiska je 75—85 %, v menej kvalitnom bentonite z hlbšej časti ložiska okolo 60 %. Najspodnejšie bentonitizované ryolitové autobrekcie obsahujú okolo 40—50 % montmorillonitu. Podľa obsadenia vymeniteľných katiónov sa jedná o Ca^{+2}-, Mg^{+2}- montmorillonit, pre ktorý Čičel et al. (1974) stanovil takýto kryštalochemický vzorec:

$$[Si_{7,81}Al_{0,19}]\ ^{IV}[Al_{3,02}\ Fe_{0,26}\ MgO_{0,70}]\ ^{VI}\ Ca_{0,38}\ Mg_{0,10}\ O_{20}\ (OH)_4$$

Značná pozornosť sa venovala rozšíreniu monominerálneho bentonitu v celej ložiskovej oblasti. Zistil sa v niektorých častiach vrtných jadier na ložisku Stará Kremnička-Jelšový potok sever a Okolo salaša, ale celkove malý rozsah takýchto partií nedovoľuje vyčleniť samostatný blok na výpočet zásob.

Druhým je bentonit s prímesou kaolinitu a cristobalitu. Obsah kaolinitu stanovený semikvantitatívnou röntgenografickou analýzou neprevyšuje 30—35 % a cristobalitu 15—20 %, zriedkavo 25 %. V študovanej oblasti je táto minerálna asociácia najrozšírenejšia a v prípade potreby je reálna možnosť zaistiť zásoby suroviny v požadovanom množstve. Podstatne je zastúpená na ložisku Stará Kremnička—Jelšový potok sever a na výskytoch pri Bartošovej Lehôtke a Kopernici. V oblasti Dolnej Vsi sa vyskytuje v okrajových partiách, najmä smerom na juh a západ, kým centrálnu časť tvorí íl so zmiešanovrstvovitou štruktúrou illit/montmorillonit.

Monominerálny bentonit Stará Kremnička-Jelšový potok I obsahuje (%): SiO_2 57,0—61,0; TiO_2 0,15—0,25; Al_2O_3 17,0—20,0; Fe_2O_3 2,0—3,0; FeO 0,1—0,5; MnO 0,1—0,2; MgO 3,0—4,2; CaO 1,9—2,6; Na_2O 0,2—0,7; K_2O 0,4—1,0; P_2O_5 0,05—0,1; SO_3 0,02—0,15 (Zuberec a Očenáš, 1973).

Bentonit s prímesou kaolinitu a cristobalitu Stará Kremnička-Jelšový potok sever má takýto obsah (%): SiO_2 54,04—75,07; TiO_2 0,07—0,30; Al_2O_3 11,31—20,46; Fe_2O_3 1,37—4,75; FeO 0,14—0,70; MnO 0,04—0,81; MgO 0,60—4,90; CaO 1,12—3,18; Na_2O 0,12—0,20; K_2O 0,61—7,18; P_2O_5 0,03—0,15; SO_3 0,01—0,40 (Zuberec a Sýkora, 1975).

Pri geochemickom výskume bentonitov v stredoslovenských neovulkanitoch venoval Kraus (1977) pozornosť distribúcii mikroprvkov, ktoré sú schopné registrovať zmeny vo faciálnom vývoji sedimentov (hlavne bór), respektíve indikovať charakter materských hornín (vanád a i.).

Bentonity, ktoré v oblasti stredoslovenských neovulkanitov vznikali premenou andezitov a ich tufov vždy v sladkovodnom prostredí, sa vyznačujú nízkym obsahom bóru — v priemere 33 $g \cdot t^{-1}$. V bentonitoch, ktoré sa tvorili premenou ryolitových tufov tiež v sladkovodnom prostredí, je situácia podobná. Priemerný obsah bóru aj v tomto prípade neprevyšuje 50 $g \cdot t^{-1}$.

V bentonitoch, ktoré vznikli premenou andezitových a ryolitových tufov, sa zistil podstatný rozdiel v zastúpení vanádu. Bentonity, ktoré sa tvorili z andezitových tufov, majú priemerný obsah vanádu 109 $g \cdot t^{-1}$. Bentonity vznikajúce v spojitosti s ryolitovými tufmi vykazujú podstatne nižší priemerný obsah vanádu — 43 $g \cdot t^{-1}$. Podobnú tendenciu možno v oblasti stredoslovenských neovulkanitov a vnútorných kotlín sledovať aj pri Cr, Ba a Sr.

Východoslovenská panva

Poznatky o minerálnom zložení bentonitov východoslovenskej panvy pochádzajú prevažne z polovice 60. rokov. Novšie údaje (Kraus a Šamajová, 1978; Varga et al., 1985) sa vzťahujú len na bodové vzorky istých súvrství a nevyjadrujú zastúpenie minerálov na jednotlivých ložiskách.

Osobitnú pozornosť si zasluhujú vrchnobádenské bentonity v južnej časti východoslovenskej panvy, v ktorých Horváth (1966) zistil vo Veľatoch prítomnosť Na-montmorillonitu a Kraus a Šamajová (1978) pri Nižnom Žipove a Zemplínskom Klečenove zmiešanovrstvovitý minerál illit/montmorillonit. Okrem toho na viacerých ložiskách bentonitu sa zistila prítomnosť klinoptilolitu a mordenitu (Šamajová a Kraus, 1985).

Geochemický výskum potvrdil, že bentonity, ktoré vznikajú vo východoslovenskej panve premenou vulkanického skla v hypersalinnom prostredí, majú vysoký obsah bóru, spravidla v rozmedzí 300—400 g · t^{-1} (Kraus, 1977).

Genéza a vek

Jz. okraj Kremnických vrchov

Monominerálne bentonity v tejto oblasti sa tvorili premenou ryolitových tufov s vysokým obsahom vulkanického skla v sladkovodnom prostredí. Ryolitové tufy sa tu viacnásobne striedajú s polohami limnokvarcitov, ktoré sú prejavom nízkotermálnej aktivity počas ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie v zmysle Konečného et al. (1983). Limnokvarcity vznikali chemogénne, keď roztoky s vysokým obsahom $[SiO_2]_n$ sa dostávali do plytkých jazerných panvičiek s nízkou hodnotou pH. Počas tohto procesu sa zároveň usadzovali ryolitové tufy, v ktorých sa vulkanické sklo menilo na montmorillonit. Hydratácia vulkanického skla mohla pokračovať aj po uložení produktívneho vulkanogénno-sedimentárneho súvrstvia účinkom cirkulácie vôd atmosferického pôvodu v zmysle koncepcie, ktorú pôvodne predložil Kraus (1967). Podľa súčasných poznatkov je ale pravdepodobnejšie, že hlavný proces bentonitizácie spadá do obdobia vzniku limnokvarcitov, ktorým je rozhranie medzi sarmatom a panónom.

Pri montmorillonite, ktorý je prítomný v bentonite s prímesou kaolinitu a cristobalitu, doteraz nevieme spoľahlivo diferencovať tri možné procesy podieľajúce sa pri jeho formovaní: hydrotermálnu alteráciu v južnej časti kremnického rudného rajónu, hydratáciu v jazernom prostredí počas tvorby limnokvarcitov a povrchové zvetrávanie. Na tvorbu kaolinitu mala rozhodujúci vplyv hodnota pH vôd spôsobujúca hydratáciu vulkanického skla vo všetkých uvádzaných procesoch.

Východoslovenská panva

Všetky doteraz známe ložiská a výskyty bentonitov sa nachádzajú v panve, ktorá sa vyznačuje od egenburgu až do pliocénu typickým vulkanogénno-sedimentárnym vývojom. Bentonitizácia materských hornín tu má regionálny charakter a postihuje všetky doteraz známe produkty ryodacitového a ryolitového vulkanizmu od egenburgu až do panónu. Najznámejšie ložiská bentonitov viazané hlavne na sarmatský ryolitový vulkanizmus v jz. časti panvy sa nachádzajú blízko povrchu. Súčasne však regionálny mineralogický výskum preukázal prítomnosť bentonitizovaných ryolitových tufov vo viacerých polohách nad sebou v súvrství, ktoré dosahuje hrúbku takmer 2 000 m. K takýmto patrí vývoj sarmatu v oblasti Bánoviec nad Ondavou, Ptrukše a Vysokej (Kraus a Šamajová, 1978; Šamajová a Kraus, 1985). V súlade s tým nemôže mať predstava Ivana (1965a, b, 1966) vo východoslovenskej panve všeobecnú, ale skôr len lokálnu, obmedzenú platnosť. V opačnom prípade by bolo nutné bentonitizáciu spájať vždy s prerušením sedimentácie a súčasne predpokladať hlbinnú cirkuláciu vadóznych vôd, ktorá je síce lokálne možná, ale regionálne málo pravdepodobná.

Technologické vlastnosti, úprava a použitie

Jz. okraj Kremnických vrchov

Monominerálny bentonit z ložiska Stará Kremnička-Jelšový potok I predstavuje kvalitatívne nový typ suroviny na území ČSSR. Využíva sa na výrobu bieliacej hlinky a na zlievárenské účely, pri paletizácii rúd, v stavebníctve, vo farmácii a vinárstve. V roku 1987 sa po viacročnom výskume overila jeho vhodnosť na výrobu organobentonitu.

Pri hodnotení bentonitu na výrobu bieliacej hlinky sa stáva rozhodujúcim kritériom zastúpenie nerozložených zvyškov na site 0,002 mm (maximálne 20 %) a odfarbovací efekt, ktorý dosahuje 96 % medzinárodného štandardu TONSIL AC. Z celkového množstva geologických zásob sa takto využíva 75 % bentonitu.

Na zlievárenské účely sa podľa ČSN 72 1350 vyžadujú takéto parametre bentonitu: väznosť v tlaku za surova v rozmedzí 55—85 kPa, pevnosť v strihu za surova 10—27 kPa, priedyšnosť plynov od 160 do 230 j. p., pevnosť v tlaku za sucha pri 200 °C/2 hod. od 220 do 490 kPa. Na základe zistených technologických parametrov predstavuje monominerálny bentonit surovinu umožňujúcu výrobu najkvalitnejších druhov natrifikovaných i nenatrifikovaných bentonitov.

Výroba organobentonitu je založená na sýtení bentonitovej suspenzie s časticami menšími ako 0,01 mm a s obsahom montmorillonitu 80 % oktadecylamínom. Parametre získaného produktu umožnia nahradiť obdobné výrobky importované zo zahraničia — benton a ivogel.

Bentonit s prímesou kaolinitu a cristobalitu na ložisku Stará Kremnička-Jelšový potok sever, prípadne na overovaných výskytoch pri Bartošovej Lehôtke

a Kopernici má v dôsledku meniaceho sa minerálneho zloženia a rôznej intenzity premeny veľmi variabilné chemicko-technologické vlastnosti. Výmena katiónov sa pohybuje v rozmedzí 0,348—0,763 mol/kg, prevažne nad 0,500 mol/kg. Pri vhodnej úprave, spočívajúcej predovšetkým v homogenizácii, možno surovinu použiť v závislosti od pomeru medzi kaolinitom a montmorillonitom na výrobu pórovinových obkladačiek, v zlievárenstve a v poľnohospodárstve.

Surovina z ložiska Stará Kremnička-Jelšový potok I sa homogenizuje a natrifikuje. Úprava má veľmi nízku úroveň, nezodpovedá súčasným požiadavkám ani kvalitatívnym vlastnostiam ťaženej suroviny.

Východoslovenská panva

Technologické vlastnosti východoslovenských bentonitov sa overovali počas geologickoprieskumných prác v rokoch 1959—1964, ako aj celým radom výskumných prác (Horváth, 1964, 1965, 1966; Gregor a Čičel, 1969). Na ich základe možno bentonity východoslovenskej panvy rozdeliť do dvoch skupín s odlišným kryštalochemickým zložením a technologickými vlastnosťami.

Do prvej skupiny patria bentonity s montmorillonitom vykazujúcim nízky stupeň oktaedrickej substitúcie, čo sa prejavuje na ich priaznivých reologických vlastnostiach (plasticita, väznosť, napúčavosť, tixotropia). Patria sem bentonity z Lastoviec, Kuzmíc a Nižného Žipova. Z toho dôvodu sa predpokladalo využitie predovšetkým lastovského bentonitu v zlievárenstve, pri aglomerácii Fe rúd, vo vrtnej technike a v stavebníctve. Plánovala sa tam výstavba úpravne s ročnou kapacitou 60 kt (Gregor a Čičel, 1969).

Do druhej skupiny patria bentonity, v ktorých sa montmorillonit vyznačuje vysokým stupňom oktaedrickej substitúcie, čo má vplyv na ich priaznivé sorpčné vlastnosti. Súčasne sa vyznačujú vyššou hodnotou výmennej kapacity a nižšou väznosťou. Typickým predstaviteľom je bentonit z Fintíc. V minulosti sa overovala jeho aplikácia v obalovej technike, pri dekontaminácii rádioaktívnych odpadov a pri výrobe bieliacej hlinky.

Obrat pri využívaní bentonitov východoslovenskej panvy vyžaduje v najprognóznejšej oblasti (sz. okraj Zemplínskych vrchov s ložiskami a výskytmi: Lastovce, Kuzmice, Nižný Žipov, Veľaty, Michaľany, Veľká Tŕňa a Luhyňa) nový geologický prieskum, ktorý by overil minerálne zloženie a technologické vlastnosti z hľadiska súčasných požiadaviek.

Literatúra

Bagdasarjan, G. P., Konečný, V. a Vass, D. 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 51, 47—69.*

Čičel, B., Novák, I. a Horváth, I. 1974: Záverečná správa o výsledkoch výskumu bentonitu z lokality Jelšový potok. *Manuskript — archív ÚACH SAV Bratislava.*

Čuchráč, M. 1977: Oreské — ryolitové tufity. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Gregor, M. a Čičel, B. 1969: Bentonit a jeho využitie. *Bratislava, Veda, 401 s.*

Horváth, I. 1964: Termochemická charakteristika najdôležitejších východoslovenských bentonitov a jej vzťah k ich určitým technologickým vlastnostiam. *Silikáty, 8, 53—58.*

Horváth, I. 1965: Niektoré vlastnosti montmorillonitických koncentrátov východoslovenského neogénu. *Geol. Práce, Zpr., 37, 153—162.*

Horváth, I. 1966: Kryštalochemická štruktúra montmorillonitov východného Slovenska — možnosti jej určenia a význam. *Silikáty, 10, 152—161.*

Ivan, L. 1965a: Poznámky k bentonitickým horninám v oblasti Michaľany — Veľká Tŕňa. *Geol. Práce, Zpr., 35, 73—86.*

Ivan, L. 1965b: Poznámky k vývoju východoslovenského neogénu vo vzťahu k nerudným surovinám. *Sbor. Východosl. Múz., Sér. A., geol. Vedy (Košice), 73—94.*

Ivan, L. 1966: Die Enstehung der Bentonite in der ostslowakischen Tiefebene. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 17, 1, 83—96.*

Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 203 s.*

Kraus, I. 1967: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza ílových sedimentov Žiarskej kotliny. *Geol. Práce, Zpr., 43, 25—52.*

Kraus, I. 1977: K niektorým otázkam geochémie bentonitu a kaolínu v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 9, 21—32.*

Kraus, I. a Šamajová, E. 1978: Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 5, 29—82.*

Kraus, I., Šamajová, E. a Zuberec, J. 1982: Minerálne zloženie a genéza ložísk ílových surovín na JZ okraji Kremnických vrchov. *Mineralia slov., 14, 403—420.*

Kraus, I. a Šamajová, E. 1983: Ílové a zeolitové suroviny východoslovenskej panvy. *Manuskript — archív Katedry ložiskovej geológie PF UK Bratislava.*

Lexa, J. 1971: Formy ryolitových telies v okolí Žiaru nad Hronom. *Geol. Práce, Spr., 56, 67—80.*

Molnár, J. 1986: Vysvetlivky k listu 22—444 (Sabinov—4). *Manuskript — archív Geol. úst. D. Štúra Bratislava.*

Slávik, J., Cuninková, M., Horáková, M. a Volfová, J. 1960: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie vrtu Čelovce—1. *Geol. Práce, Zpr., 18, 71—88.*

Šamajová, E. a Kraus, I. 1985: Distribution of smectites and zeolites in the West Carpathians. *In: 5-th Meeting European Clay Groups, Univerzita Karlova Praha, 321—328.*

Varga, I., Hodermarská, H., Horský, S., Mihalič, A. a Varga, M. 1985: Nižný Hrabovec — zeolitový tuf, predbežný prieskum. Záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript — archív GP Spiš. Nová Ves.*

Zuberec, J. a Očenáš, D. 1973: Jelšový potok — bentonit. Záverečná správa z etapy predbežného prieskumu. *Manuskript — archív GP Spiš. Nová Ves.*

Zuberec, J. a Sýkora, J. 1975: Žiarska kotlina — Jelšový potok — sever, Podháj. Bentonit pre poľnohospodárstvo a keramické účely. Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu. *Manuskript — archív GP Spiš. Nová Ves.*

Zuberec, J. a Sýkora, J. 1980: Žiarska kotlina — keramické suroviny. Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu. *Manuskript — archív GP Spiš. Nová Ves.*

Zuberec, J. 1983: Geologicko-ložiskové pomery ílových surovín, perlitov a limnokvarcitov Kremnických vrchov a Štiavnických vrchov. *Manuskript — archív Katedry ložiskovej geológie PF UK Bratislava.*

Deposits and occurrences of bentonite in the Slovak Socialist Republic

Deposits of bentonite clay in Slovakia occur in young volcanic mountain ranges or in the volcanogenous to sedimentary suites in basin fillings of Neogene age. Such accumulations are present in Central Slovakia within small intramountain basins and also in the East Slovakian basin.

Geological structure

The geological framework of bentonite occurrences in Central Slovakia is best explained by the situation on the Stará Kremnička—Jelšový potok deposit located on the SW margin of the Kremnické vrchy Mts. (fig. 2). A review of all bentonite occurrences in Slovakia is given by Tab. 1.

Bentonite in the East Slovakian basin originated as the alteration product of volcanoclastic rocks of rhyodacite to rhyolite composition from the Eggenburgian till to Pannonian time. The complete review of bentonite deposits and occurrences in Eastern Slovakia is given by Tab. 2.

Mineral composition and trace element distribution

Four mineral assemblages produced by alteration are outlined on the SW margin of the Kremnické vrchy Mts.:

1) montmorillonite ± kaolinite and cristobalite,
2) kaolinite ± montmorillonite, halloysite and cristobalite,
3) ilite/montmorillonite mixed layer mineral ± kaolinite,
4) zeolites (mordenite and clinoptilolite) ± kaolinite, montmorillonite and cristobalite.

The bentonite clay originated in the Central Slovakian neovolcanic area by alteration of volcanites of andesite or rhyolite composition and contains only small amounts of boron (33—50 g . t^{-1}). Bentonite developing after andesite and rhyolite tuff is characterized by various average contents of V, Cr, Ba and Sr

There are no recent data from East Slovakian bentonites on their mineralogy. In the East Slovakian basin, bentonite originated by the alteration of volcanic glass in hypersaline environment and hence it contains high amounts of boron, systematically between 300 and 400 g . t^{-1} .

Genesis and age

Bentonite occurrences along the SW margin of the Kremnické vrchy Mts. and in the East Slovakian basin are assumed to represent volcanogenous to sedimentary products. Bentonitization on the SW margin of the Kremnické vrchy Mts. occurred in the time of limnoquartzite deposition at the Sarmatian/Pannonian boundary. To the contrary of the former, bentonitization in the East Slovakian basin is of more regional extent affecting all known volcanites of rhyolite to rhyodacite composition from the Eggenburgian to the Pannonian.

Technological properties and use

Monomineral bentonite from the Stará Kremnička—Jelšový potok deposit is used in the production of bleaching earth and in foundry industry. It is also appropriate for ore agglomeration, for use in construction industry, pharmacy and viticulture. The suitability for the production of organobentonite has been tested in 1987.

The East Slovakian bentonites have partly appropriate rheological properties (plasticity, swelling, binding and tixotropy). Such quality displays the bentonite raw from Lastovce, Kuzmice and Nižný Žipov. The other East Slovakian bentonite varieties have in turn more appropriate sorption capacities and high ion exchange properties with simultaneously lower binding capacities. Type of such bentonite is represented by the raw from Fintice.

Pokračovanie zo s. 510

nižšia kryštalinita illitu a tento fakt možno využiť ako jedno z kritérií na jeho priestorové vymedzenie.

V borinskej sukcesii mezozoického tatrika Malých Karpát stúpa metamorfóza zo SV na JV v teplotnom rozmedzí 240—330 °C. Severná časť v okolí Perneku bola ponorená v hĺbke okolo 6 km a južná v okolí Marianky okolo 7 km, pričom v tejto časti metamorfóza dosiahla fácie zelených bridlíc. Výzdvih južnej časti borinskej sukcesie bol asi o 1 km vyšší ako výzdvih severnej časti.

P. Kováč: **Určenie konečnej deformácie použitím niektorých grafických numerických metód štruktúrnej geológie**

Metódy umožňujú určiť konečnú deformáciu hornín, opierajúc sa o dvojrozmernú analýzu, využívajúcu horninové rozmiestnenie horninových elementov pred a po deformácii. Každá z týchto metód využíva pomer dlhej a krátkej osi deformovaných zŕn a uhol medzi dlhou osou zrna a referenčnou líniou (plocha foliácie, vrstvovitosti, . . .). Jedná sa o R_f/φ metódu a jej modifikácie, Fryovu metódu, Robinovu metódu, metódu priemerov, sklonovú metódu, . . . Jednou z aplikácií zmienených metód bol príklad použitia Fryovej metódy pri deformačnej analýze spodnotriasových kremencov obalovej série v blízkosti poklesových zlomov v pohorí Žiar.

J. Michalko: **Niekoľko príkladov použitia izotopovej geológie pre štruktúrnogeologické uzávery**

Na niekoľkých príkladoch z domácej i zahraničnej literatúry autor poukázal na možnosti použitia oboch hlavných častí izotopovej geológie (stabilné i nestabilné izotopy) pre štruktúrnogeologické uzávery na príkladoch metód v súčasnosti u nás prístupných. Vysvetlil použitie K-Ar metódy na

datovanie a charakteristiku pohybov na presunových zónach v kryštaliniku sz. Škótska na základe distribúcie K a Ar v sľudách rôznych veľkostí. Ďalšie dva príklady (Iberská zóna a Malé Karpaty) poukázali na možnosti datovania prešmykových zón na základe údajov o izotopových pomeroch K-Ar (a Rb-Sr) v mineráloch tvorených pri mylonitizácii. Posledný príklad charakterizoval vzťahy medzi fluidnými režimami, štruktúrami a deformačnými mechanizmami počas tektonických pohybov v helvétskych Alpách na základe štúdia stabilných izotopov O a C.

L. Rozložník: **Význam primárnej foliácie pre štruktúrnu analýzu**

Význam primárnej foliácie pre štruktúrnu analýzu sčasti aj pre petrogenézu sa demonštroval na príklade zvrásnenej vložky amfibolitu v migmatitoch Nízkych Tatier, polôh kryštalických vápencov v rulovo-amfibolitovom telese rakoveckej skupiny pri Dobšinej a na príklade bazálnej plochy dobšinskej a krompašskej skupiny v Rudňanoch.

Z príkladov vyplynulo, že primárna foliácia, najmä ak je aj stratigraficky dobre datovaná, môže byť dôležitým informátorom napomáhajúcim rekonštruovať deformačné a geologické procesy.

T. Sasvári: **Kinematika vývoja žilných štruktúr sv. časti Spišsko-gemerského rudohoria**

Výsledky štruktúrno-ložiskového výskumu na ložiskách Rudňany a Slovinky ukazujú, že mineralizované štruktúry kopírujú len v hrubých rysoch smery anizotropie horninového prostredia, dané heteroaxiálnou vrásovou a kližážovou stavbou. Neúplné a veľmi slabé využívanie starších tektonických štruktúr mineralizovanými žilami umožňuje predpokladať predmineralizačný vývoj na seba nadväzujúcich štruktúr najmenej v dvoch etapách, s kinematicky odlišnými štruktúrnymi plánmi. Druhá, posledná etapa predmineralizačného vývoja bola usmerňovaná pod vplyvom regionálneho jednoosového tlaku sz.—jv. smeru, ktorý podmienil tvorbu sperených štruktúr systémov „R" (SZZ—JJV), „R'" (SSZ—JJV), „P_R" (SVV—JZZ) a „L_R" (V—Z), ktoré sú svojou genézou funkčne závislé od strižných zón smeru V—Z zvýraznených paleoalpínskymi a mezoalpínskymi deformačnými procesmi.

J. Slavkovský: **Štruktúrna analýza betliarskeho granitoidného telesa a jeho bezprostredného plášťa**

Betliarske granitoidné teleso vystupuje na povrch v južnej časti zložitého brachyantiklinória gemerika JZ od Volovca, kde je erozívne narezané Červeným a Palušovským potokom. Od dediny Betliar je tento výskyt vzdialený asi 4 km ssv. smerom. Jeho bezprostredný plášť tvoria metaryolitové tufy a tufity, ktoré spolu s fylitmi na SV — JZ patria gelnickej skupine. Pri geologickom mapovaní bolo možné kartograficky vymedziť iba tri petrografické typy granitoidných hornín, ktoré majú aj vlastnú štruktúrnu pozíciu, a to: 1. žulový porfýr, 2. kontaminovanú silne bridličnatú horninu s výrastlicami kremeňa a postihnutú silnou turmalinizáciou, 3. žulu stredne až jemnozrnnú, dvojsľudovú, s prechodom do aplitickej fácie.

Tektonický inventár jednotlivých typov granitoidného telesa vyhodnotený pomocou tektonogramov a kontúrových diagramov poukazuje na určité prejavy kupolovitej stavby granitoidného telesa, ktoré sa ale vplyvom ďalšieho disjunktívneho porušenia dá pomerne ťažko dešifrovať. Výsledky štruktúrnej analýzy bezprostredného plášťa však uvedenú interpretáciu potvrdzujú a do určitej miery detailizujú. Možno konštatovať, že orientácia štruktúrnych prvkov v granitoidnom telese a v plášti je v hrubých rysoch analogická, a teda ich štruktúrna symetria bola kontrolovaná rovnakým štruktúrnym plánom. Takéto stavby granitoidných telies môžu vznikať buď kopírovaním staršej stavby plášťa (hlavne pri granitizácii), alebo vznikajú pri spoločnom procese štruktúrneho formovania. Záverom poznamenávame, že granitoidné teleso je na okrajoch postihnuté zlomovou tektonikou epitektonického charakteru, ktoré spolu so sprievodnými systémami menšieho rozsahu značne porušujú kupolovitú stavbu, ale poukazujú tiež na poznatok, že prienik granitoidných telies — hornín v tejto oblasti nebol výsledkom jedného aktu, ale minimálne dvoch. Produktom druhého aktu sú relatívne mladšie žuly stredno- až jemnozrnné s prechodom do aplitickej fácie, ktoré tvoria s metaryolitovými tufmi výrazné kontakty.

L. Snopko: **Drobnotektonické a litologické štruktúry v strednej časti gelnickej skupiny (Mníšek—Smolník)**

V centrálnej časti gelnickej skupiny bola definovaná veľká výrazná klenbovitá štruktúra smeru V—Z. Jej existencia je doložená drobnolitologickými štruktúrami, ako i palinologickými výsledkami. Jadro štruktúry tvoria jemné pelitické sedimenty súvrstvia Bystrého potoka; krídla štruktúry tvoria sedimenty drnavského súvrstvia.

Pre oblasť Smolníka je typický výskyt zlomov označených ako rotemberský zlomový systém. Je to viac zlomov smeru SV—JZ overených v banských dielach pri Smolníku (Ilavský). Na povrchu vystupujú ako smolnícky zlomový systém prechádzajúci transverzálne cez celé gemerikum. Podľa toho systému zlomov je západná časť územia vysoko zdvihnutá, východná časť pravidelne stupňovite poklesáva. V poklesnutej časti sa zachovali sedimenty štóskeho súvrstvia, mladopaleozoické sedimenty i mezozoické sedimenty ležiace v širokom okolí Štósu. Vo východnej časti gelnickej skupiny sa uchovala výrazná vejárovitá štruktúra, ležiaca južne od osi klenbovitej štruktúry. Pre os klenbovitej štruktúry a os vejárovitej štruktúry je typické, že spolu nesúvisia. Vejárovitá štruktúra je mladšia a jej stavba je naložená na staršiu štruktúru (starohercýnska a mladohercýnska štruktúra).

Pre celú oblasť je typická bloková stavba vytvorená henclovským zlomovým systémom. Jeho smer SZ—JV je kolmý na predošlý systém. Vytvára hrastovú stavbu. Keďže zrudnenie je zachované len vo východnom bloku gelnickej skupiny, uvedená hrastová stavba spôsobuje nerovnomerné odkrytie úrovne rudnej zonálnosti v širšom okolí Smolníka, a tak poskytuje kľúč na riešenie zložitých tektonických i rudných pomerov tejto časti.

R. Mock: **Pieninské bradlové pásmo — významná transformná zóna v Karpatoch**

Autor aplikoval základné princípy platňovej tektoniky

Pokračovanie na s. 538

Mineralia slovaca, 21 (1989), 533—537

Sekundárne kvarcity stredoslovenských neovulkanitov

VILIAM ORUŽINSKÝ

Katedra ložiskovej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 23. 11. 1988, revidovaná verzia doručená 16. 2. 1989)

High-silica rocks of the Central Slovakian neovolcanic area

Hydrothermally altered rocks of high-silica composition are known from almost all young volcanic regions of Slovakia. Views on their genetic conditions, position and relations with ore mineralizing processes are various. The single deposit of high-silica rock under exploitation at present is the Šobov deposit near Banská Štiavnica producing raw for refractory ganister. Several occurrences of high-silica rock are known in the central Javorie Mts. representing an important resource potential for various industrial minerals.

Úvod

Hydrotermálne alterované horniny charakteru sekundárnych kvarcitov sú známe takmer zo všetkých neovulkanických oblastí Slovenska. Názory na ich vznik, geologickú pozíciu a vzťah k rudotvorným procesom nie sú jednotné. Jediným ložiskom sekundárnych kvarcitov, ktoré je v aktívnej ťažbe, je lokalita Šobov neďaleko Banskej Štiavnice, odkiaľ sa získava surovina vhodná na výrobu žiaruvzdorného dinasového materiálu. V centrálnej zóne Javoria je niekoľko lokalít sekundárnych kvarcitov, ktoré je možné považovať za perspektívny zdroj niektorých nerudných nerastných surovín.

Geologická stavba ložísk

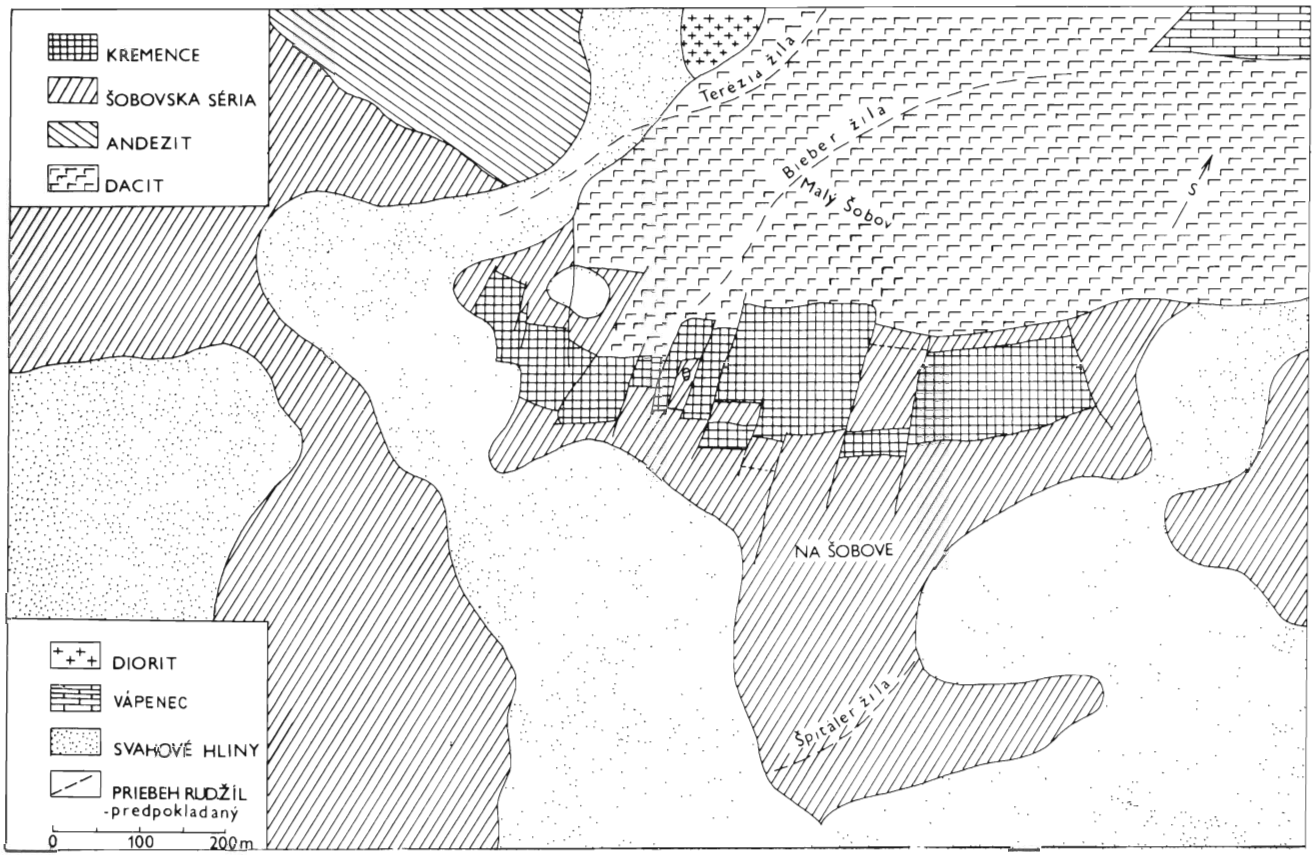
Horniny charakteru sekundárnych kvarcitov sú z oblasti stredoslovenských neovulkanitov známe z niekoľkých miest. V Štiavnických vrchoch je to hlavne lokalita Šobov, Kamenný kopec, okolie Sklených Teplíc a Hodruše, v pohorí Javorie je to Banisko, Podpolom a Stožok, uvádzané sú výskyty aj v Kremnických vrchoch a Poľane.

Ložisko Šobov

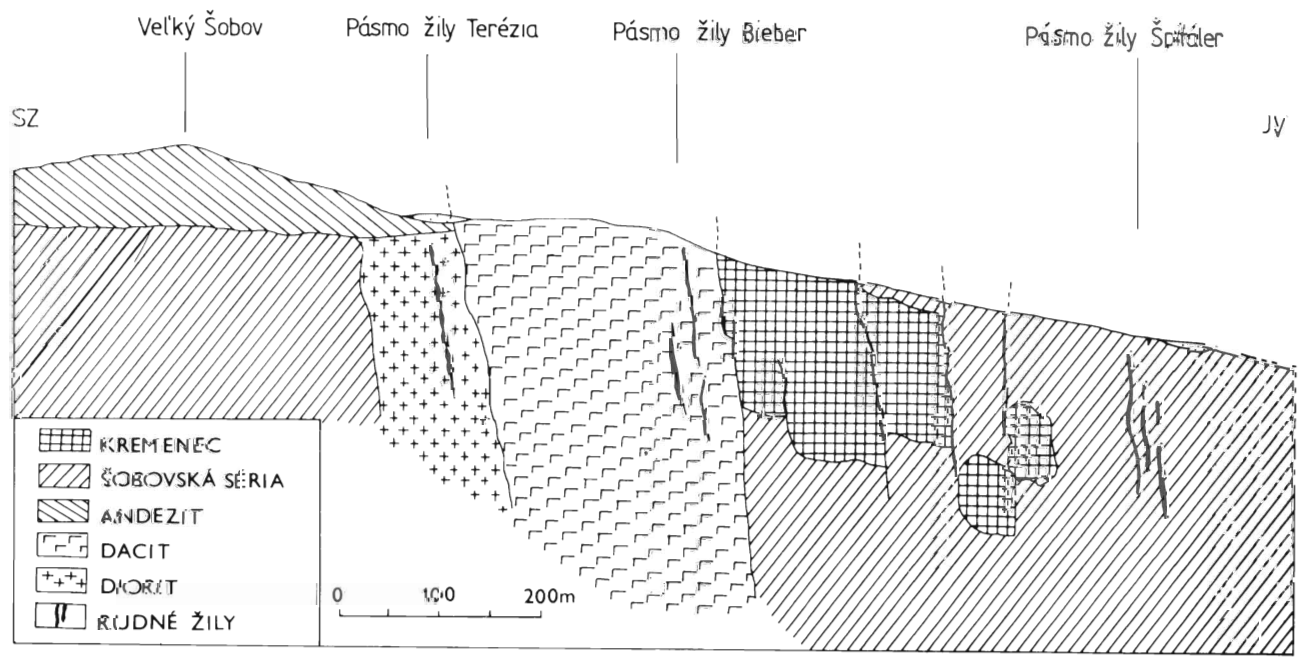
V tesnej blízkosti Banskej Štiavnice sa nachádza ložisko Šobov, ktorého surovina je vďaka mineralogickým, geochemickým a technologickým vlastnostiam vhodná na výrobu žiaruvzdorného dinasového materiálu. Od roku 1953 sa ťažená surovina spracováva v neďalekej výrobni dinasových výrobkov v Banskej Belej, v blízkosti ktorej je na Kamennom kopci obdobný výskyt, v minulosti čiastočne ťažený. Uvedené dinasové kvarcity sa v odbornej literatúre častejšie objavovali pod názvom šobovské kremence, v súčasnosti sa pre tento typ hornín neovulkanických oblastí zavádza termín sekundárne kvarcity.

V šesťdesiatych rokoch sa tak na ložisku Šobov, ako aj na lokalite Kamenný kopec pri Banskej Belej uskutočnil rozsiahly geologický prieskum so záverečným výpočtom zásob. Na ložisku Šobov bolo k 1. 1. 1987 evidovaných 4 966 kt voľných bilančných zásob v kategórii A + B + C_1 a 476 kt voľných bilančných zásob v kategórii C_2. Na lokalite Kamenný kopec je evidovaných 358 kt zásob v kategórii C_2.

Šobovské ložisko je situované v centrálnej zóne polygénneho štiavnického stratovulkánu neogénneho veku budovaného spodnou a vrchnou stratovulkanickou štruktúrou (Konečný, 1971; Konečný et al., 1983). Tvorí ho asi 70 m dlhý pruh niekoľkých tektonických blokov sekundárnych kvarcitov, ktorých geologickú a štruktúrnu pozíciu kontroluje niekoľkokrát aktivovaný zlom z.—v. smeru so sklonom 60° na juh. Tento zlom ohraničuje južný okraj šobovskej kryhy, vyzdvihnutej v záverečnej etape formovania štiavnickej kalderovej štruktúry (Konečný, 1969, 1971). Maximálna mocnosť ložiska je podľa Poláka (1960) asi 160 m pri hĺbkovom dosahu vyše 230 m. Štohl (1969) predpokladá hĺbkové pokračovanie tektonickej zóny šobovských kvarcitov do 400 až 600 m pod povrchom na úrovni 5. a 12. obzoru v poli Juraj ložiska Banská Štiavnica. Zo severnej strany je ložisko lemované dajkou mladšieho biotiticko-amfibolického dacitu (kremenito-dioritového porfýru) a čiastočne aj priečnym výbežkom intruzívneho telesa kremenitého dioritu (obr. 1 a 2). Dôležitými tektonickými líniami sú, okrem telesa dacitu a dioritu, aj rudolokalizujúce zlomové štruktúry priečne dislokujúce šobovské ložisko. Z ostatných strán sú kvarcity obklopené horninami tzv. „šobovskej série", ktorej pyroklastický charak-



Obr. 1. Odkrytá geologická mapa ložiska sekundárnych kvarcitov Šobov pri Banskej Štiavnici (upravené podľa Poláka, 1960).
Fig. 1. Uncovered geological map of the Šobov deposit of high-silica rock near Banská Štiavnica (modified after Polák, 1960).



Obr. 2. Geologický profil terénom v okolí sekundárnych kvarcitov ložiska Šobov (upravené podľa Poláka, 1960).
Fig. 2. Geological profile of the Šobov deposit (modified after Polák, 1960).

ter je evidentný aj napriek značnému stupňu alterácie pôvodného vulkanicko-sedimentárneho materiálu. Podľa najnovšieho stratigrafického členenia neovulkanitov stredného Slovenska (Konečný et al., 1983) možno pre túto sériu použiť termín červenostudnianske súvrstvie vrchnobádenského veku. Toto súvrstvie vypĺňalo intravulkanickú panvičku v priestore subsidovanej centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu.

Kamenný kopec

Výskyt sekundárnych kvarcitov na Kamennom kopci pri Banskej Belej asi 3 km východne od šobovského ložiska považuje Polák (1962) za východné pokračovanie ložiska Šobov. Podľa neho osamotená kryha kvarcitov uprostred pyroxenicko-amfibolicko-biotitických andezitov pripomína utrhnutý blok šobovského ložiska. Zaujímavé je výrazné tektonické ohraničenie ložiska, malý hĺbkový dosah a takmer horizontálne uloženie sekundárnych kvarcitov. Smer ložiska je JV—SZ (teda opačný ako na šobovskom ložisku), maximálna mocnosť okolo 50 m a dĺžka ložiska asi 300 m.

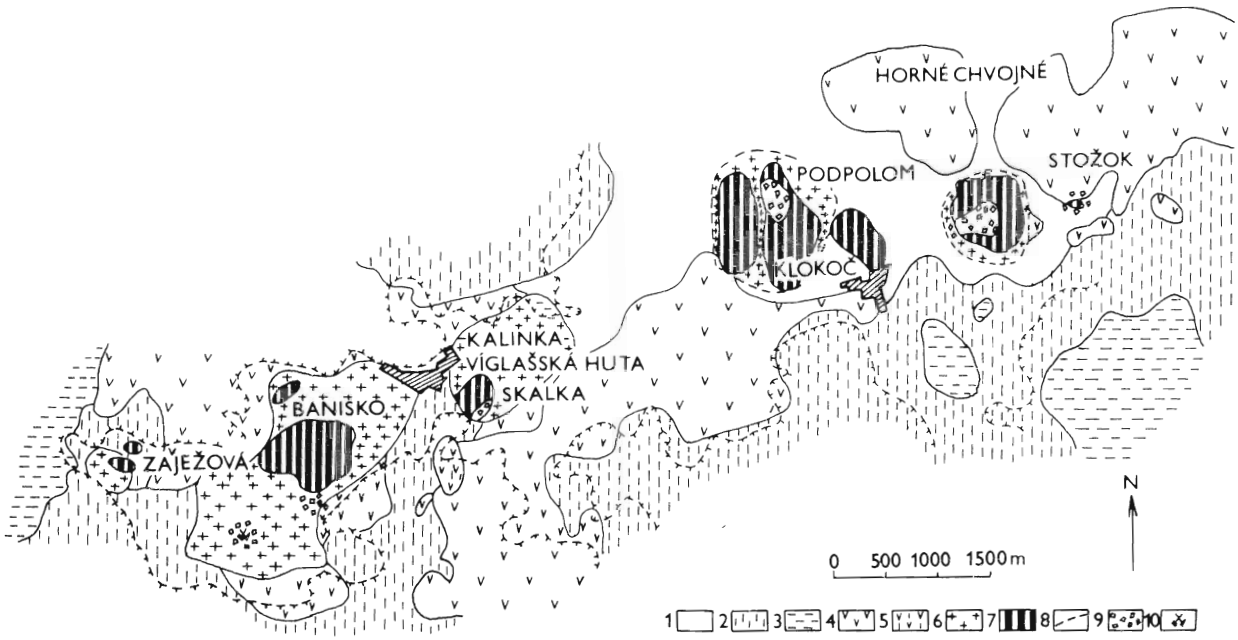
Sekundárne kvarcity zo šobovského ložiska sú mineralogicky dosť monotónne. Hlavnú zložku tvoria drobné zrnká undulózne zhášajúceho kremeňa veľkosti od 0,02 do 0,04 mm, medzi ktorými sa niekedy objavujú mladšie kremenné žilky. Častým minerálom je pyrit niekoľkých generácií, ktorý vypĺňa priestory medzi zrnkami kremeňa v podobe drobných žiliek alebo šmúh. Vysoký obsah síry so forme pyritu je pre šobovské ložisko charakteristický. Polák (1961) uvádza pre okolné horniny do 7 % síry, pre bilančné kvarcity pod 1,3 % a pre silne pyritizované kvarcity do 20 % síry. Typický je aj zvýšený obsah TiO_2, ktorý je spôsobený lokálnym nahromadením anatasu a rutilu. Z ďalších akcesorických minerálov bol identifikovaný zirkón, apatit, turmalín, granát, augit, amfibol, z ílových minerálov je najčastejšie prítomný sericit, illit, kaolinit, a pyrofylit (Cavarová, 1974; Oružinský et al., 1986; Oružinský, 1985b). Pomerne rovnorodé minerálne zloženie sekundárnych kvarcitov dáva určitú záruku nepatrného kolísania ich zloženia. Chemické zloženie suroviny vhodnej na výrobu dinasu je charakterizované obsahmi základných kysličníkov SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 a TiO_2. Kvalitný kvarcit by mal pri minimálnom obsahu 96 % SiO_2 obsahovať maximálne 2,5 % $Al_2O_3 + TiO_2$, 1,5 % Fe_2O_3 a 0,5 % $CaO + MgO$. Bilančné časti ložiska sú kvalitatívne závislé hlavne od znečistenia svahovými hlinami, od prítomnosti ílových minerálov, anatasu, pyritu a produktov jeho rozpadu. Šobovské kvarcity obsahujú v priemere 0,92 % TiO_2, miestami sú známe polohy so šivor- až 10 % obsahom. Detailnejším štúdiom distribúcie stopových prvkov v kvarcitoch ložiska na Šobove sa zaoberal Oružinský (1985b), ktorý zistil napr. tieto priemerné obsahy: 25 ppm Cu, 52 ppm Zn, 64 ppm Pb, 16 ppm Bi, 8 ppm Mo, 75 ppm Zr. Oružinský a Sombathy (1986) uvádzajú pre šobovské ložisko priemerný obsah 0,14 g/t Au a 8,27 g/t Ag a poukazujú, že z hľadiska obsahov drahých kovov sa javia zaujímavejšie okolné horniny tzv. „šobovskej série". Šobovské kvarcity zaujímajú vďaka svojmu chemickému zloženiu a obsahu stopových prvkov výnimočné postavenie v rámci celej štiavnickej vulkanickej stavby.

Oblasť Javorie

Centrálnu zónu rozsiahleho neogénneho stratovulkánu Javoria kontroluje starší graben a mladšia depresná vulkanicko-tektonická štruktúra (Konečný a Lexa, 1979). Z intruzívno-efuzívnych fácií andezitového vulkanizmu sú najdôležitejšie intruzívne telesá dioritových porfýrov, dioritov až monzodioritov, na ktoré sa geneticky viažu prejavy rudnej mineralizácie a hydrotermálnych premien rôznej intenzity. V dnešnej podobe sú hydrotermálne centrá reprezentované izolovanými telesami sekundárnych kvarcitov, koaxiálne sprevádzanými menej intenzívnymi premenami typu argilitizácie až propylitizácie (Štohl et al., 1981; Štohl. et al., 1983). Sekundárne kvarcity predstavujú dôležitú stavebnú jednotku premenených zón, tvorených piatimi samostatnými hydrotermálnymi centrami — Zaježová, Banisko, Skalka, Podpolom a Stožok (obr. 3). Najvýznamnejšie lokality sekundárnych kvarcitov sú lineárne usporiadané v dĺžke asi 8 km v smere VSV—ZJZ, ktorý je identický s pohorelskou zlomovou líniou v kryštalickom fundamente vulkanickej stavby Javoria. Ich výskyt je kontrolovaný aj priečnou zlomovou tektonikou smeru S-J a SZ-JV. Telesá kvarcitov spolu s argilitmi vystupujú v niektorých prípadoch priamo v intruzívnom komplexe dioritových porfýrov až dioritov. Výskyty kvarcitov sú morfologicky nápadné a tvoria izometricky prevýšené telesá voči okoliu. Potvrdený bol vertikálny priebeh do hĺbky 300 m a v horizontálnom reze sú rozmery kvarcitov od 100 do 500 m. Hranica voči okolným menej intenzívnym premenám je horizontálna.

Z hľadiska praktického využitia sekundárnych kvarcitov je centrálna zóna Javoria nádejnou oblasťou. V oblasti Kalinka—Vígľašská Huta, Klokoč a Stožok je niekoľko lokalít sekundárnych kvarcitov, ktoré možno považovať za perspektívny zdroj niektorých nerudných nerastných surovín.

Mineralógia alterovaných hornín charakteru sekundárnych kvarcitov stratovulkánu Javorie je v porovnaní so šobovskými kvarcitmi oveľa pestrejšia. Z nerudných minerálov sa opísal kremeň, alunit, pyrofylit, adulár, kaolinit, montmorillonit, dickit, halloyzit, diaspor, korund, topás, zunyit, fluorit, rutil,



Obr. 3. Schéma geologickej stavby centrálnej zóny Javoria (z podkladov Konečného, 1981, zostavil Štohl in Burian et al., 1985). 1 — nediferencované hydrotermálne premenené vulkanity, 2 — hyaloklastitová formácia Blýskavica, 3 — andezitová formácia Javorie, 4 — formácia Rohy, 5 — ryodacitová intrúzia, 6 — intruzívny komplex Kalinky, 7 — centrá hydrotermálnej aktivity — sekundárne kvarcity ± rýdza síra ± alunit ± pyrofylit ± diaspor ± pyrit, 8 — hranice hydrotermálne premenených hornín, 9 — hydrotermálne explozívne brekcie, 10 — opustená sírna baňa Kalinka.

Fig. 3. Schematic geological structure of the central volcanic zone in the Javorie Mts. (according to Konečný, 1981, compiled by Štohl in Burian et al., 1985). 1 — hydrothermally altered volcanite, undivided, 2 — hyaloclastite, Blýskavica Formation, 3 — andesite, Javorie Formation, 4 — Rohy Formation, 5 — rhyodacite intrusive body, 6 — the Kalinka intrusive complex, 7 — hydrothermal activity centre, high-silica rock ± native sulphur ± alunite ± diaspore ± pyrophyllite ± pyrite, 8 — limits of hydrothermally altered rocks, 9 — hydrothermal explosive breccia, 10 — abandoned sulphur mine at Kalinka.

kalcit, anhydrit, sadrovec, dolomit, zeolit, chlorit, sericit (Marková a Štohl, 1978; Štohl et al., 1983). Prejavmi rudnej mineralizácie sa zaoberala Rojkovičová (1982), ktorá identifikovala pyrit, markazit, sfalerit, hematit, magnetit, rýdzu síru, pyrotín, chalkopyrit, galenit, enargit a ďalšie rudné minerály, prítomné najčastejšie v mikroskopických rozmeroch. Štohl a Marková (1981) vydelili sírne kvarcity (± alunit), monokvarcity, alunitizované kvarcity, pyrofylitovo-diasporové kvarcity a argility. Sírne kvarcity sa vyskytujú na známom ložisku síry pri Kalinke, kde sa v polovici minulého storočia vyťažilo cca 300 t rýdzej síry. Prakticky význam týchto kvarcitov sa v dnešnej dobe neposudzoval. Sekundárne kvarcity z lokality Podpolom, ktoré sú typickým reprezentantom monokvarcitov, sa ukázali nevhodné na výrobu žiaruvzdorného dinasového materiálu. Majú zvýšený obsah Al_2O_3 a TiO_2 (pravdepodobná prímes topásu alebo alunitu). Zaujímavou surovinou sú alunitizované kvarcity. Z praktického hľadiska je nepriaznivá veľká variabilita obsahu alunitu (od 10 do 70 %). Pyrofylitovo-diasporové kvarcity sa zistili v lome na lokalite Podpolom, kde sa miestne ťažia ako omietkový a stavebný piesok. Obsah Al_2O_3 kolíše od 28,3 do 53,4 %. Vzorky s vysokým obsahom Al_2O_3 majú až 30 % diasporu. Podiel diasporu vo vzorkách s 20 až 30 % obsahom Al_2O_3 je 10 až 15 %.

Sekundárne kvarcity z pohoria Javorie sú v porovnaní s ostatnými oblasťami stredoslovenských neovulkanitov dosť perspektívne. Ich praktický význam ako netradičných nerastných surovín nie je doteraz ujasnený.

Genéza a vek sekundárnych kvarcitov

Názory na vznik, vekovú a štruktúrno-geologickú pozíciu hornín charakteru sekundárnych kvarcitov z oblasti stredoslovenských neovulkanitov nie sú jednotné. Príkladom tohto tvrdenia sú hlavne sekundárne kvarcity z ložiska Šobov, známe aj pre svoju spornú a mnohými autormi rozdielne interpretovanú otázku genézy.

Podľa Poláka (1960, 1961, 1963) vytvárajú šobovské kvarcity v dnešnej podobe zvyšky mohutného kremenitého komplexu povahy limnokvarcitov, ktorý sedimentoval syngeneticky s okolnými horninami šobovskej série. Hydrotermálna činnosť sa uskutočnila v solfatárovom prostredí v štádiu dočasného vulkanického kľudu. Prínos SiO_2 bol spájaný so slabým ryolitovým vulkanizmom. Koděra a Kováčik (1968)

uvažujú o vzniku šobovských kvarcitov pôsobením intenzívnej lokálnej silicifikácie hornín šobovskej série v priebehu solfatárovej alterácie. Štohl (1969, 1976, 1980) spája mineralizáciu šobovských kvarcitov so šobovským intrakalderovým zlomom, ktorý sa formoval v priebehu prvej vývojovej etapy štiavnického vulkanického aparátu v zmysle Konečného (1969, 1971). Táto mineralizačná etapa, ktorá tesne predchádzala etape rudných skarnov a samotnému polymetalickému zrudneniu ložiska Banská Štiavnica, je podľa jeho názoru najstaršou v štiavnickom vulkanickom aparáte. V súlade s výsledkami Oružinského (1985a, b) a Oružinského a Huraia (1985) možno predpokladať, že kvarcity šobovského ložiska vznikali v priebehu prvej vývojovej etapy štiavnického vulkanického aparátu vplyvom zložitého hydrolytického účinku recirkulujúcich alterujúcich fluíd na pôvodné horninové prostredie. V dnešnej podobe predstavujú šobovské kvarcity relikty vrchných častí dynamického hydrotermálneho systému, ktorý operoval v oblasti výrazného kríženia niekoľkých tektonických prvkov a ktorý zároveň pravdepodobne predstavoval aj jeden z najdôležitejších prívodných kanálov hydrotermálnych centier v celej štiavnickej vulkanickej stavbe.

Výskyt sekundárnych kvarcitov na Kamennom kopci pri Banskej Belej považuje Polák (1962) za utrhnutý blok šobovského ložiska, ktorý bol premiestnený lávovým prúdom andezitu. Oružinský (1985) predpokladá pre túto lokalitu samostatný vývoj.

V centrálnej vulkanickej zóne Javoria sú procesy vzniku rudnej mineralizácie a hydrotermálnych premien rôznej intenzity vzájomne geneticky späté a dokázateľne súvisia s intruzívnou aktivitou dioritových porfýrov, dioritov až monzodioritov. Uvádzajú sa dve vekovo odlíšiteľné etapy hydrotermálnych premien a mineralizácií (Štohl et al., 1981; Štohl et al., 1983). Pre staršiu etapu, s indíciami zrudnenia typu porfýrových medených rúd, sú charakteristické premeny typu biotitizácie, aktinolitizácie, epidotizácie a chloritizácie. Mladšia etapa, s oveľa zaujímavejšou a perspektívnejšou mineralizáciou, je priestorovo, časovo a aj geneticky spätá s procesmi vzniku hydrotermálnych alterácií typu sekundárnych kvarcitov. Alteračná zonálnosť je vyjadrená touto postupnosťou hydrotermálnych premien: sekundárne kvarcity — argility a sekundárne kvarcity — argility — propylity (Konečný a Miháliková, 1977). Staršie vysokoteplotné minerálne asociácie sú v dôsledku teleskopingu, spôsobeného chladnutím intrúzie, prekrývané mladšími nízkoteplotnými asociáciami.

Literatúra

Bőhmer, M. a Šímová, M. 1976: Kontaktnometasomatická aureola miocénnych intruzív v Kremnických horách. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 30, 119—137.*

Burian, J. et al. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov. — Monografia, Bratislava, Alfa, 269 s.*

Cavarová, Ľ. 1974: Mineralogické štúdium na niektorých ložiskách nerudných surovín v stredoslovenských neovulkanitoch. *Diplomová práca. Manuskript — Kat. lož. geol. PF UK, Bratislava.*

Dublan, L. 1981: Geologická stavba Poľany. *[Kand. dizert. práca.] Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Koděra, M. a Kováčik, J. 1968: Bazálna séria III. andezitovej fázy v oblasti Banskej Štiavnice. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 13.*

Konečný, V. 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice). *Mineralia slov., 3—4, 177—198.*

Konečný, V. 1971: Evolutionary stages of the Banská Štiavnica Caldera and its postvolcanic structure. *Bull. volcanol., 35, 1.*

Konečný, V. a Miháliková, A. 1977: Záverečná správa za štruktúrny vrt KON-1 — Kalinka. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Konečný, V. a Lexa, J. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 205 s.*

Marková, M. a Štohl, J. 1978: Niektoré poznatky o solfatárovej formácii v oblasti Kalinka — Vígľašská Huta (stredoslovenské neovulkanity). *Západ. Karpaty, Sér Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. 5, 109—144.*

Oružinský, V. 1985a: Sekundárne kvarcity ako možné indikátory ďalších zrudnení v oblasti neovulkanitov Slovenska. *Geol. Průzk., 4, 106—108.*

Oružinský, V. 1985b: Sekundárne kvarcity štiavnickej vulkanickej stavby, ich vznik, geologická pozícia a vzťah k metalogenéze. *[Kand. diz. práca.] Manuskript — GÚ SAV Bratislava, 136 s.*

Oružinský, V. a Hurai, V. 1985: Fluidné uzavreniny sekundárnych kvarcitov štiavnického stratovulkánu. *Mineralia slov., 5, 419.*

Oružinský, V., Lintnerová, O., Holický, I. a Hurai, V. 1986: Stredoslovenské dinasové kremence vo svetle nových poznatkov. *In: Aplikovaná miner. nerud. surovin. IV. cykl. miner sem. Nové Město na Moravě, 27—36.*

Oružinský, V. a Sombathy, L. 1986: Distribúcia Au a Ag v stredoslovenských dinasových kremencoch. *Mineralia slov., 525—533.*

Polák, S. 1960: Záverečná správa a výpočet zásob Banská Štiavnica, Šobov — kremence. *Manuskript — Geofond Bratislava, 401 s.*

Polák, S. 1961: Stredoslovenské dinasové kremence a perspektíva ich priemyselného využitia. *Geol. Průzk., 2, 37—39.*

Polák, S. 1962: Záverečná správa a výpočet zásob Banská Belá—kremence. *Manuskript — Geofond Bratislava, 68 s.*

Polák, S. 1963: Ku genéze ložiska dinasových kremencov na vrchu Šobov pri Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, 29, 143—155.*

Rojkovičová, Ľ. 1982: Rudná mineralizácia v Javorí. *Mineralia slov., 14, 461—470.*

Slávik, J. et al. 1971: Zborník o nerudných surovinách Slovenska. *Mineralia slov., 12—13.*

Štohl, J. 1969: Veková a štruktúrno-geologická pozícia šobovských kremencov. *Geol. Práce, 50, 81—91.*

Štohl, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr. Geochém. Lož., 2, 7—40.*

Štohl, J. 1980: Metalogenéza stredoslovenských neovulkanitov. *[Kand. dizer. práca.] Manuskript — GÚDŠ Bratislava, 190 s.*

Štohl, J. et al. 1981: Metalogenetický výskum Javoria. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Štohl, J. a Marková, M. 1981: Výskyty a geológia niektorých netradičných nerudných surovín (pyrofylit, diaspor, alunit, kvarcit) v centrálnej zóne neovulkanického aparátu Javoria. *In: Netradiční nerudní suroviny. 17. fórum pro nerudy. ČGÚ Praha, 210—217.*

Štohl, J., Marková, M. a Žáková, E. 1983: Silicifikácia a argilitizácia solfatárovej formácie. *In: Vplyv geolog. prostredia na zrudnenie. GÚDŠ Bratislava, 169—176.*

Pokračovanie zo s. 532

a s ňou súvisiace skracovanie priestoru na príklade bradlového pásma a rozoberal otázky jeho postavenia v paleogeografickom pláne.

D. Plašienka: **Štruktúrny vývoj tatrika Malých Karpát**

Paleotektonicky patrí malokarpatské tatrikum v alpínskom období (od spodnej jury) do oblasti elevačnej prahovej zóny medzi riftovými trogmi penninika (váhika) a fatranskej zóny tatrika. Jednotlivé jursko-kriedové sukcesie, líšiace sa litostratigrafickou náplňou, sa usadili buď v samostatných halfgrabenoch (borinská, orešianska, devínsko-kuchynská a solírovská) alebo na vyvýšených chrbtoch či hranách tiltujúcich blokov (kadlubská sukcesia). Subaerická ostrovná zóna, analogická lungauskému prahu Východných Álp, ležala medzi borinskou oblasťou na severe a sedimentačnými oblasťami ostatných sukcesií na juhu. Počas kompresie v strednej — vrchnej kriede zostali sukcesie, ktoré sa uložili v proximálnej pozícii voči lungauskému prahu spolu so svojím fundamentom, v subautochtónnej pozícii (borinská a orešianska jednotka), kým ostatné boli na ne superponované ako mohutný bratislavský príkrov fundamentu. Spodnejšiu šupinu vytvoril modranský príkrov fundamentu bez zachovaných jursko-kriedových hornín. Príkrovové násuny prebehli na subhorizontálnych duktilných strižných zónach a štruktúrne sú zaznamenané paragenézou prvého alpínskeho deformačného štádia AD_1. Z naložených štruktúr je najvýraznejšia dextrálna transpresná zóna v severnej časti pohoria (AD_2), kde sa štruktúrne individualizovali mezozoické komplexy superficiálnych subtatranských príkrovov a čiastočne tatrika od bloku tatrika budovaného hlavne jeho fundamentom.

V. Bezák: **Niekoľko poznámok k tektonickej stavbe veporika**

Veporikum ako alpínska tektonická jednotka má v sebe zakomponované viaceré komplexy kryštalinika s rozdielnou vnútornou náplňou i vekom. Nové údaje, získané výskumom kryštalinika paralelne rôznymi metódami (kartografické vymedzenie komplexov, štruktúrno-tektonický výskum, metamorfná petrológia a litológia, geofyzika a i.), vyžadujú revíziu starších názorov, pretože niektoré prvky v stavbe ukazujú na významné uplatnenie hercýnskych tektonických procesov. Autor predložil aj základné problémy a námety na ich riešenie v budúcnosti.

M. Kohút: **Tektonické deformácie na styku kryštalinika a mezozoika v sz. časti Veľkej Fatry**

V oblasti medzi Katovou skalou a Kľakom je vyvinutá výrazná prešmyková zóna. Na kryštalinikum, budované najmä dvojsľudnými granitmi, je od severu presunuté mezozoikum šiprunského obalu. Kryštalinikum, ako aj mezozoikum sú výrazne mylonitizované. V strednotriasových dolomitoch sa vyvinuli dvojklivážové deformácie konfigurácie S—C mylonitov. Lineácie pohybu v horninách obalového mezozoika poukazujú na pohyb od S na J, podobne ako aj v nadložnom krížňanskom príkrove.

J. Gorek, J. Hók: **Prvé poznatky zo štruktúrnej analýzy kryštalinika Lúčanskej Fatry**

Hlavným dôvodom samostatného štúdia štruktúrnych javov v kryštaliniku Lúčanskej Fatry bola ich úplná absencia v doposiaľ publikovanej literatúre. Maximálna pozornosť sa preto venovala zhromažďovaniu základných údajov — smerov sklonov foliácií a lineácií. Z toho dôvodu má štruktúrna analýza orientačný charakter a vymedzuje problematiku na ďalšie spracovanie.

Analyzované foliačné prvky v skúmanom území sú plochy vrstvovej bridličnatosti (resp. kryštalizačnej bridličnatosti), plochy kliváže a tektonických zrkadiel. Lineárne prvky zahrňujú osi b vrás, lineácie dlhých osí deformovaných minerálov a stopy ryhovania na plochách tektonických zrkadiel. Merania sa robili tak v metasedimentoch, metamorfitoch, ako aj v granitoidoch.

Deformácia má vo všetkých spomenutých typoch hornín jednotný charakter a predbežne ju autori zaraďujú do alpínskeho orogenetického cyklu.

L. Hraško, J. Hók: **Aplikácia niektorých metodík deformačnej analýzy západného priebehu pohorelskej línie**

Prednáška sa zamerala na riešenie štruktúrneho charakteru styku kráľovohoľského a hronského komplexu v západnom priebehu pohorelskej línie pomocou vybraných metodík deformačnej analýzy. V mezomeradle sa zhodnotili základné foliačné a lineárne prvky (vrstvovitosť, vrstvová bridličnatosť, plochy vrásových rovín, plochy kliváže, foliačné plochy S—C mylonitov, osi b vrás, lineácie prednostného usporiadania deformovaných minerálov a ryhovania na tektonizovaných plochách). Deformačná analýza v mikromeradle mala potvrdiť výsledky získané z predchádzajúcich pozorovaní (prednostná orientácia optických osí c kremeňa, plôch 001 biotitu, analýza deformačných elipsoíd odvodených z deformovaných geologických objektov). Syntézou získaných výsledkov možno potvrdiť násun kráľovohoľského komplexu na hronský komplex z JV na SZ s následným sinistrálnym horizontálnym posunom pozdĺž pohorelskej línie, ktorá predstavuje len jednu z čiastkových prešmykových plôch odvodených zrejme z tektonickej línie prechádzajúcej v podloží (čertovickej, príp. osrblianskej). Vzhľadom na charakter štruktúrnych fenoménov a konkordanciu s fenoménmi v mezozoických sekvenciách radíme oba procesy do alpínskeho tektonodeformačného cyklu.

M. Nemčok, M. Kováč, F. Marko, Z. Fodor: **Neogénny vývoj a zmeny paleonapätí v sz. časti viedenskej panvy**

Geodynamická rekonštrukcia neogénneho vývoja sv. časti viedenskej panvy a priľahlých území Malých a Brezovských Karpát je založená na ekostratigrafickom, sedimentologickom a štruktúrnom štúdiu. Tektonický vývoj oblasti, a tým aj sedimentáciu, ovplyvňovala zmena paleonapätí, ktorých os maximálneho kompresívneho napätia pôsobila v subhorizontálnej rovine, pričom jej smer postupne rotoval zo SZ—JV do smeru SV—JZ.

Pokračovanie na s. 554

Mineralia slovaca, 21 (1989), 539—546

Sekundárne kvarcity a Al-metasomatity Vihorlatu

ZOLTÁN BACSÓ[1], JÁN DERCO[2], PAVOL BAČO[1]

[1]Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice
[2]Geologický prieskum, š. p., ATNS, Jesenského 6, 040 01 Košice

(Doručené 23. 11. 1988, revidovaná verzia doručená 2. 2. 1989)

High-silica and alumo-metasomatic rocks of the Vihorlat Mts., Eastern Slovakia

Bodies of high-silica and alumo-metasomatite rock occur in the Vihorlat Mts. in places of crater-feeding systems of the central Morské Oko stratovolcano and in crater zones of parasitic volcanoes. High-silica rocks are here of syn- to postvolcanic origin developed during solfatara and fumarola activity in the Upper Badenian till the Lower Pannonian. The rock are fine-grained and composed of quartz to quartz-chalcedony with topas as main mineral constituents. Another type of high-silica and alumo-metasomatic rock occurs in bodies located along contacts of diorite to diorite porphyrite intrusive bodies of Upper Sarmatian age. These rocks are coarse-grained and composed of andalusite, topas, hydromica, corundum, boehmite, diaspor and quartz as the main minerals. Both stages of epigenetic mineralization are divided by a pronounced tectonic event. Laboratory tests proved the possibility to obtain after treatment a high-quality refractory grog with higher alumina content or also to use the raw for extraction of fluorine.

Úvod

Sekundárne kvarcity a Al-metasomatity vystupujú vo Vihorlate v bývalých kráterových častiach ústredného stratovulkánu Morské oko (Bacsó, 1971) a v kráterových zónach parazitných vulkánov Sokolský potok a Kyjov (obr. 1; Bacsó, 1982). Sú súčasťou mohutného vulkanického oblúku Vihorlatsko-gutinského pohoria, ktorého hlavná časť sa nachádza na území Zakarpatskej Ukrajiny (Lazarenko, 1963) a severného Rumunska. Aj väčšina výskytov sekundárnych kvarcitov tohto pohoria sa nachádza mimo územia ČSSR, v kráterových zónach stratovulkánov Popriečny, Antalovskij, Siňjak, Smerekov Kameň a Tolstyj verch.

Z československých telies sekundárnych kvarcitov pohoria sú najviac preskúmané telesá sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov vo vulkanicko-tektonickej depresii centrálneho Vihorlatu uprostred stratovulkánu Morské oko. Sú to telesá severne od potoka Kapka a severne od Skalného potoka. Menej sú preskúmané výskyty sekundárnych kvarcitov v záveroch Porubského potoka, na východnom a západnom brehu jazera Morské oko a tiež výskyty v kráterových zónach parazitných vulkánov Sokolský potok a vulkánu Kyjov.

V minulosti (hlavne v minulom storočí) sa hematitizované a limonitizované časti sekundárnych kvarcitov ťažili ako Fe-rudy v závere Porubského potoka a podľa množstva háld a pingových ťahov pravdepodobne aj v terénoch severne od potoka Kapka a severne od Skalného potoka. Podľa zachovaných archívnych záznamov (Figna, 1952) ťažba železných rúd v závere Porubského potoka prebiehala s väčšími či menšími prestávkami do roku 1915. Vyťažená ruda sa spracovávala v Remetských Hámroch.

Geologická stavba územia výskytov

Skupina výskytov v strednej a v sv. časti vulkanotektonickej depresie centrálneho Vihorlatu

Skupina telies vystupuje v s.—j. zlomovej zóne medzi Skalným potokom na juhu a jazerom Morské oko na severe. Výskyty metasomatitov sú uprostred hydrotermálne premenených andezitových lávových prúdov a vulkanoklastík komplexu Okna-Valaškovce, komplexu zmenených pyroxenických andezitových porfýrov intrúzií a extrúzií komplexu Skalný potok a na styku intruzívneho komplexu Morské oko, ktorý je reprezentovaný subkomplexom starších pyroxenických andezitových porfýrov a subkomplexom mladších dioritových porfýrov a dioritov (Bacsó, 1988).

Výskyt Kapka-sever

Teleso sekundárnych kvarcitov pretiahnuté v smere S — J vystupuje na ploche 0,26 km^2. Nachádza sa

pod 50 až 80 m mocnou polohou zosuvu andezitových úlomkov a hliny juhozápadne od jazera Morské oko. Vrtom RH-14 v strede plochy overená mocnosť telesa je 184,7 m. Vo vrte sa zistili tieto minerálne asociácie fácie hornín sekundárnych kvarcitov: kremenný až kremeňovo-topásový metasomatit; turmalinicko-sericiticko-kremenný metasomatit; hydrosľudovo-kremenný metasomatit ± fluorit ± topás. Obsah Al_2O_3 v metasomatitoch sa pohybuje od 17,42 do 31,34 % a obsahy fluóru od 0,4 do 4,5 %.

Výskyt Kapka-juh

Kanálovými ryhami a v odkryvoch v bezprostrednom severnom susedstve potoka Kapka sa overilo, resp. zistilo najvýznamnejšie teleso Al- metasomatitov a sekundárnych kvarcitov vo Vihorlate. V smere V — Z má teleso 500 m, široké je 50—250 m a vystupuje na ploche 0,13 km². Podľa terénnych poznatkov tu všade ide o metasomatity na bezprostredných kontaktoch pňovitej intrúzie dioritových porfýrov až dioritov. Na základe výsledkov chemických analýz 53 zásekových vzoriek z rýh obsah Al_2O_3 sa pohybuje od 19,66 do 56,48 % a obsah fluóru od 0,25 do 18,80 %. Na základe 10 kompletných silikátových analýz sa stanovil priemerný obsah Al_2O_3 31,23 % a priemerný obsah fluóru 2,715 %. V syn- a postvulkanických starších sekundárnych kvarcitoch je obsah SiO_2 od 63 do 93 %, v postintruzívnych Al-metasomatitoch pod 35 %.

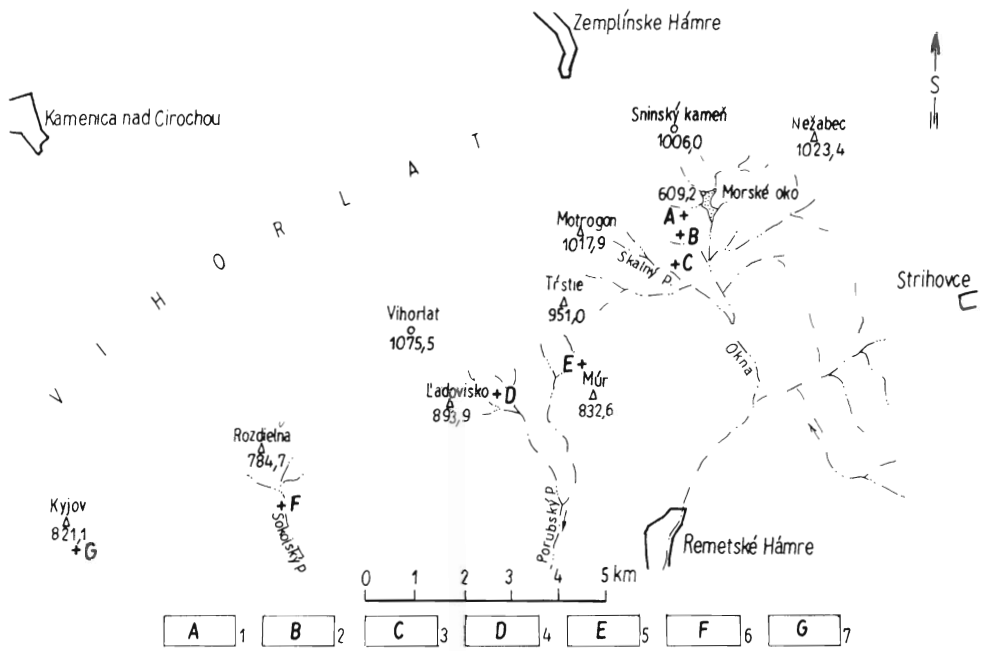
Výskyt Skalný potok

Nepravidelné metasomatické teleso má rozlohu 0,22 km² a na povrchu vystupuje jednak medzi kupolami vrchnosarmatských andezitových porfýrov, na západe na priamom kontakte vrchnosarmatských pyroxenických dioritových porfýrov. Urobilo sa niekoľko orientačných bodových chemických analýz z odkryvov, v ktorých sa obsah Al_2O_3 pohybuje od 16,19 do 52,56 % a obsah fluóru od 0,03 do 5,0 %.

Z výskytov Kapka-juh, Skalný potok, Morské oko-východný breh sú známe fácie hornín sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov s týmito asociáciami podstatných minerálov: topás, andaluzit, amónna hydrosľuda; tridymit, kaolinit, topás; hydrosľuda, topás, diaspor; kremeň, topás; andaluzit, topás; kremeň, diaspor, topás, korund; diaspor, hydrosľuda; kremeň, turmalín. Silicifikované kráterové brekcie (aglutináty) sú rozšírené hlavne v bezprostrednom okolí potoka Kapka medzi potokmi Kapka a Skalný potok a na východnom brehu Morského oka. Jedná sa tu o kremeňovo-turmalínovo-sericitové metasomatity ± hematit ± mullit s brekciovitou textúrou.

Skupina výskytu v jz. časti vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu

Skupina telies vystupuje uprostred hydrotermálne zmenených (argilitizovaných) láv a vulkanoklastík komplexu Okna-Valaškovce (Bacsó, 1988).



Obr. 1. Situačná schéma výskytov sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov Vihorlatu. A — Kapka-sever, B — Kapka-juh, C — Skalný potok, D — Krásny javor, E — Múr-severozápad, F — Sokolský potok, G — Kyjov.

Fig. 1. Sketch map of high-silica and alumo-metasomatic rock occurrences in the Vihorlat Mts. A — Kapka-north, B — Kapka-south, C — Skalný potok brook, D — Krásny javor, E — Múr-northwest, F — Sokolský potok brook, G — Kyjov.

Výskyty Krásny Javor a Múr-severozápad

Na základe interpretácie výsledkov detailného geologického mapovania, komplexu detailných geofyzikálnych a geochemických prác nad vulkanickým prívodovým systémom jz. časti vulkanicko-tektonickej depresie v závere Porubského potoka je východozápadne usmernená 2 km dlhá a 150–200 m široká lokálna synvulkanická hrastová štruktúra. Na západnom ukončení štruktúry je teleso sekundárnych kvarcitov Krásny javor a na východnom ukončení je teleso sekundárnych kvarcitov Múr-severozápad. Obe telesá sekundárnych kvarcitov majú na povrchu celkovú rozlohu 0,30 km^2. Tu v závere Porubského potoka na ploche telies sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov sa vyskytujú asociácie: kremeň ± hematit; tridymit, diaspor, andaluzit, topás, hydrosľuda; kremeň, kaolinit. Telesá metasomatitov pozostávajú jednak z masívnych a krehkých telies sekundárnych kvarcitov (cca 55 % z celkovej masy) a jednak zo silicifikovaných kráterových brekcií po andezitoidných horninách (cca 45 % z celkovej masy). V doposiaľ chemicky analyzovaných vzorkách metasomatitov je relatívne veľmi nízky obsah Al_2O_3 (11,73—20,17 %). Obsah fluóru sa pohybuje od 0,015 do 6,44 %, obsah bóru od 38,0 ppm do 1 455,0 ppm.

Na základe interpretácie realizovaných geologických prác a na základe analógie so sv. časťou tejto vulkanicko-tektonickej depresie predpokladáme, že telesá sekundárnych kvarcitov sa nachádzajú nad rozsiahlym komplexom intruzívnych hornín dioritového alebo dioritovo-porfýrového charakteru.

Skupina telies sekundárnych kvarcitov v západnej časti Vihorlatu

Výskyt Sokolský potok

Nachádza sa v závere Sokolského potoka v kráterovo-prívodovej zóne parazitného rovnomenného stratovulkánu. Telesá sekundárnych kvarcitov vystupujú uprostred zmenených, hlavne kaolinitizovaných pyroxenických andezitov (Dobra a Kraus, 1972) centrálnej vulkanickej zóny patriacich ku komplexu láv a vulkanoklastík Rozdielňa. Plošné ani vertikálne rozmery týchto menších telies metasomatitov nepoznáme. Z telies sekundárnych kvarcitov sa opísali asociácie: kremeň ± pyrit; kremeň, turmalín ± tridymit; kremeň, topás (Bacsó a Sopková, 1978). Obsah Al_2O_3 je od 12,74 do 22,62 % a obsah fluóru od 3,79 do 5,00 %.

Výskyt Kyjov

V kráterovo-prívodovej zóne rovnomenného stratovulkánu vystupujú menšie telesá sekundárnych kvarcitov uprostred zmenených pyroxenicko-andezitových láv komplexu Kyjov a uprostred extrúzií a intrúzií (leukokratných argilitizovaných andezitových porfýrov) komplexu Viniansky potok. Opísala sa fácia metasomatitov s kremeňom, chalcedónom a tridymitom.

Mineralogické pomery výskytov

V rokoch 1971—1986 sa vo Vihorlate zistilo asi 20 epigenetických minerálov sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov (Bacsó, 1971; Ďuďa, 1974; Derco et al., 1977; Kozáč et al., 1977; Bacsó a Sopková, 1978; Bacsó et al., 1986). Mnohé z nich sú ojedinelé aj v celej ČSSR. Väčšina minerálov bola identifikovaná mikroskopicky, röntgenometricky a semikvantitatívnymi spektrálnymi analýzami. Pri identifikácii minerálov sa úspešne využila röntgenová fázová analýza a mikrosonda.

Detailný mineralogický výskum sa realizoval na typoch metasomatitov výskytu Kapka-juh, u ktorých sa skúmali technologické vlastnosti suroviny.

Typ 1 predstavuje makroskopicky kompaktnú, pevnú horninu zelenosivej farby a brekciovitej textúry. Priemerná merná hmotnosť horniny je 2,91 g/cm^3.

Typ 2 predstavuje makroskopicky pevnú kompaktnú horninu sivoružovkastej farby a brekciovitej textúry. V základnej mase horniny sa vyskytujú výrastlice a žilky topásu. Veľmi časté sú záteky oxidov Fe. Priemerná merná hmotnosť horniny je 3,20 g/cm^3.

Typ 3 je hornina sivej, sivobielej a zelenkavej farby. Je to kompaktná, pomerne pevná a jemnozrnná hornina. Jej priemerná merná hmotnosť je 2,75 g/cm^3.

V 1. type sa zistila sľuda (sericit-fengit), böhmit, diaspor, topás, andaluzit, mullit, korund, tridymit, kremeň, chlorit, dumortierit, fluorit, turmalín, monazit, apatit a argentit, v 2. type topás, andaluzit, sľuda (biotit), kaolinit, fluorit, tridymit, korund, rutil, oxidy Fe (amorfné), apatit, v 3. type kremeň, topás, kaolinit, andaluzit, rutil, fluorit a apatit (?).

Topás vytvára v 2. etape stĺpčekovité idiomorfné výrastlice (2 mm), v ktorých prevládajú dómy a prizmy. Základnú hmotu tvorí jemnozrnný topás s monokryštálmi 0,015 až 0,2 mm. Ojedinele sa vyskytujú zrasty podľa roviny (101). V 1. type horniny sa zistili väčšie stĺpčekovité kryštáliky a nepravidelné zrná menších rozmerov postihnuté rekryštalizáciou na mieste. V 3. type sa vyskytuje jemnozrnný topás.

Andaluzit vytvára prizmatické idiomorfné monokryštáliky pretiahnuté v smere osi c. Často sú prúdovite usmernené v jemnodisperznej sľudovej hmote. Rtg-difrakčná analýza zistila rozdielnu prednostnú orientáciu základných kryštálových rovín medzi andaluzitom 1. a 2. typu. V 1. type je prednostne orientovaná rovina (101) a v 2. type roviny (110) a (220).

Kremeň sme zistili len v 2. a 3. type horniny.

TAB. 1
Mineralogické a chemické zloženie typov sekundárnych kvarcitov (v %)
Mineralogical and chemical composition of high silica rock types (%)

Minerál (1)	Zložka (2)	1. typ		2. typ		3. typ	
		1	2	1	2	1	2
topás	SiO_2	15	36,43	55,0	31,71	25,0	60,13
andaluzit	Al_2O_3	9,5	51,98	17,0	48,70	2,0	28,72
sľuda	F_2O_3	42,0	0,52	12,0	1,73	—	0,56
böhmit + diaspor	CaO	15,0	0,54	—	2,73	—	0,65
korund	MgO	4,5	0,45	3,0	2,08	—	0,39
mullit	TiO_2	7,0	0,40	—	0,41	—	0,61
fluorit	MnO	0,4	0,02	5,0	0,01	0,4	0,01
tridymit + kremeň	P_2O_5	3,5	0,10	2,0	0,10	36,0	0,05
kaolinit	SO_3 celk.	—	0,05	5,0	0,06	36,0	0,04
chlorit	K_2O	2,0	0,70	—	0,76	—	0,14
dumortierit	Na_2O	0,5	0,10	—	0,05	—	0,05
rutil	str. žih. (1 050 °C)	0,4	7,37	0,4	10,49	0,5	5,09
oxidy Fe	F	—	3,20	0,5	11,00	—	5,00
akcesórie	Cl	0,2	0,06	0,1	0,06	0,1	0,05
	NH_4^+	—	0,50	—	0,03	—	0,04
	C	—	0,15	—	—	—	—
	B	—	0,01—0,1	—	0,01—0,1	—	0,01—0,1

Vytvára dlažbovitú štruktúru, vypĺňuje trhliny v topásovej hmote. Miestami majú monokryštály dlažbovej štruktúry súhlasnú optickú orientáciu a ich veľkosť je do 0,02 mm.

Sľuda sa vyskytuje v 1. a 2. type horniny. V 1. type tvorí spolu s böhmitom základnú jemnodisperznú hmotu svetlozelenosivej farby s veľkosťou monočastíc pod 10 μm. Vyznačuje sa vyšším obsahom SiO_2 (51 %) a nízkym obsahom alkálií (1,2—1,5 %). Podrobným chemickým a mineralogickým výskumom sa zistil katión NH_4^+, ktorý vedľa H_3O^+ nahrádza časť iónu K^+ v medzivrstvovom priestore o obsahu 3,83 %. Z výsledkov vyplýva, že ide o sľudu inklinujúcu k fengitu, gilberitu, alebo je to amónna hydrosľuda. V 2. type horniny sa vyskytuje biotit, čiastočne postihnutý premenou na kaolinit a oxidy Fe.

Korund sa vyskytuje len v 1. type horniny. Vytvára prevažne xenoblastické zrná veľké do 0,26 mm.

Turmalín a dumortierit sa našli len v 1. type horniny. Turmalín vytvára ihličkovité kryštáliky s radiálno-lúčovitou stavbou. Nachádza sa vo forme žiliek v topáse. Dumortierit vytvára prizmatické kryštáliky vo forme zrastov.

Mullit sa vyskytuje len v 1. type horniny. V jadrách aureol vytvárajú jeho častice (do 0,01 mm) zhluky jemnozrnnej hmoty.

Na základe výsledkov mineralogického rozboru a prepočtom z chemických analýz bolo stanovené semikvantitatívne zastúpenie minerálov v sledovaných typoch hornín (tab. 1).

Vznik a vek výskytov

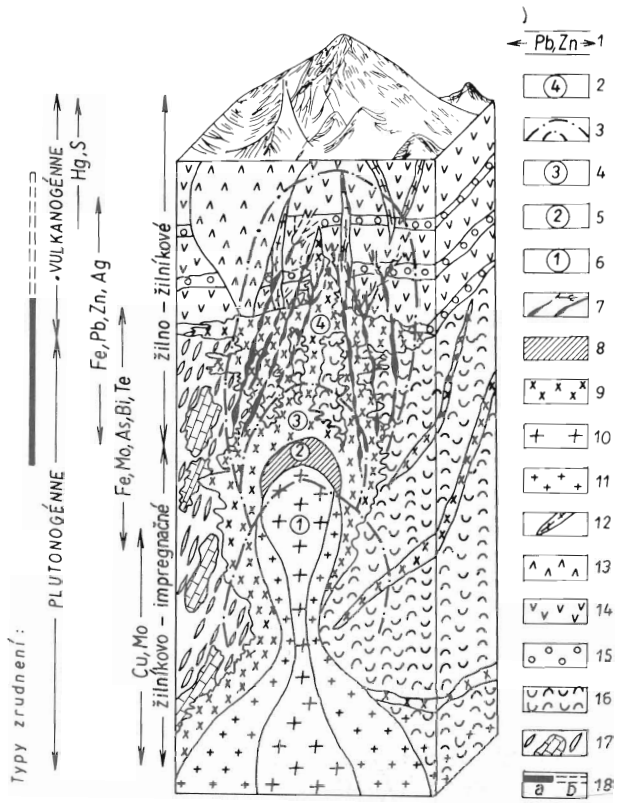
Všetky doposiaľ známe výskyty sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov vo Vihorlate sa viažu výhradne na strmé až vertikálne prívodové (kráterové) systémy jednotlivých vulkánov (Bacsó et al., 1986). Sekundárne kvarcity sa na sledovanom území nezistili jedine v tých prívodových systémoch vulkánov, ktoré sú hlboko až temer úplne erodované (v parazitných vulkánoch Levková — Diel a Ladomírov).

Syn- a postvulkanické sekundárne kvarcity

Vo všetkých vihorlatských telesách týchto metasomatitov vystupujú vo forme jemnozrnných až submikroskopických hornín. Často predstavujú vykryštalizované a dehydratované gély, pre ktoré sú typické kolomorfné textúry a sférolitické zrasty minerálov. Majú pomerne jednotvárne mineralogické zloženie (kremeň, tridymit, chalcedón, často aj topás a turmalín). Vznik týchto sekundárnych kvarcitov vysvetľujeme syn- až postvulkanickou fumarolno-solfatárnou činnosťou. Minerály pravdepodobne vznikali približne tak, ako ich poznáme zo súčasných rajónov aktívneho vulkanizmu, napr. z Kamčatky (porovnaj Naboko, 1959, 1962). Prítomnosť topásu a turmalínu v týchto telesách sekundárnych kvarcitov vysvetľujeme v súvislosti s priestorovo blízkymi výskytmi (200 až 900 m) dioritových intruzívnych telies. Pravdepodobne sa nachádzajú na spoločných skoro vertikálnych zlomoch a trhlinách centrálnych prívodových zón vulkanických štruktúr.

Postintruzívne mladšie Al-metasomatity a sekundárne kvarcity

Výskyty týchto metasomatitov sú známe výlučne



Obr. 2. Geologicko-genetický model mineralizačno-magmatického systému typu Vihorlat. 1 — vertikálny rozsah mineralizácie, 2 — zóna Fe-Pb-Zn-Ag rúd, 3 — hranice zón epigenetických mineralizácií, 4 — zóna Fe-Mo-Bi-As - Te-vzácnokovovej mineralizácie, 5 — zóna sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov (postintruzívnych), 6 — zóna Cu-Mo rúd, 7 — žilno-žilníkové Fe-Pb-Zn-Ag zrudnenie, 8 — sekundárne kvarcity a Al-metasomatity, 9 — zóna žilných telies dioritových porfýrov, 10 — strednozrnné diority, 11 — drobno- až jemnozrnné diority, 12 — žily andezitu, 13 — extruzívno-intruzívne teleso andezitu, 14 — lávové prúdy andezitu, 15 — polohy andezitoidných vulkanoklastík, 16 — vonkajší (magurský) paleogén, 17 — pieninské bradlové pásmo, 18 — overený vertikálny interval polymetalickej mineralizácie na ložisku Remetské Hámre: a — ložiskové telesá, b — mineralogické výskyty.

Fig. 2. Geological and genetic model of magmatic and mineralization processes in the Vihorlat Mts. 1 — vertical span of mineralization, 2 — zone of Fe-Pb-Zn-Ag ores, 3 - limits of epigenetic mineralized zones, 4 — zone of Fe-Mo-Bi-As-Te-precious metals ore, 5 — zone of high-silica and alumo-metasomatic rocks, 6 — zone of Cu-Mo ore, 7 — stockwork to vein type of Fe-Pb-Zn-Ag ore, 8 — high-silica and alumo-metasomatic rock, 9 — zone of diorite porphyrite dykes, 10 — medium-grained diorite, 11 — fine- to medium-grained diorite, 12 — andesite dyke, 13 — extrusive to intrusive body of andesite, 14 — andesite lava flow, 15 — andesite volcanoclastics, 16 — Paleogene of the Magura unit, 17 — the Pieniny Klippen Belt, 18 — known vertical span of base-metal ore in the Remetské Hámre deposit, a — ore body, b — ore occurrence.

z tých bývalých kráterových zón vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu, v ktorých na kontaktoch sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov vystupujú telesá dioritových porfýrov a dioritov. V porovnaní so syn- a postvulkanickým typom metasomatitov sú mineralogicky oveľa pestrejšie, hrubozrnnejšie, viazané na priame kontakty intrúzií. Pôsobením dioritovej intrúzie na okolité staršie andezitové vulkanity a na komínové brekcie andezitového zloženia nastali medzi intrúziou a pôvodnou okolitou vulkanickou horninou zložité výmenné reakcie. Hlavnú úlohu tu zohrali termické účinky, ktorých výsledkom bol vznik andaluzitu, korundu a mullitu. Plyny sprevádzajúce intrúzie obsahovali veľké množstvo fluóru, pravdepodobne vo forme agresívnej HF, ktorá atakovala okolité horniny, vynášala z nich Si a Al. Ich vzájomnou reakciou vznikol topás.

Na spoločné mineralizačno-magmatické systémy kráterovo-prívodových zón jednotlivých vulkánov Vihorlatu sa viažu ekonomicky viac alebo menej perspektívne epigenetické mineralizácie, t. j. sekundárne kvarcity, Al-metasomatity, Bi-Mo, Sn-As-Te vzácne kovové mineralizácie a Fe-Pb-Zn-Ag polymetalické mineralizácie (Bacsó et al., 1986; Bacsó a Ďuďa, 1988). Najčastejšie pozorované vzájomné priestorové rozmiestnenie vyššie uvedených mineralizácií ukazuje geologicko-genetický model (obr. 2). Rozsiahlejší vývoj niektorých z vyššie uvedených mineralizácií sa zatiaľ pozoroval len vo vulkanicko-tektonickej depresii centrálneho Vihorlatu, kde na povrchu a v blízkosti k povrchu vystupujú pňovité intruzívne telesá dioritových porfýrov a dioritu (juhozápadné okolie jazera Morské oko a pramenná zóna Porubského potoka).

Vekové vzťahy

Vekové vzťahy syn- a postvulkanických sekundárnych kvarcitov na jednej strane a postintruzívnych Al-metasomatitov a sekundárnych kvarcitov na druhej strane sa v súčasnosti dajú dobre pozorovať v povrchových odkryvoch na výskyte Kapka-juh. V starších, syn- až postvulkanických, jemnozrnných, makroskopicky celistvých sekundárnych kvarcitoch pozorovať pukliny a poruchy vyplnené postintruzívnymi mladšími andaluzitovo-topásovo-hydrosľudovo-korundovými Al-metasomatitmi. Nie sú zriedkavé ani prípady, že brekcie starších jemnozrnných syn- a postvulkanických kvarcitov sú tmelené mladšími hrubozrnnejšími andaluzitovými postintruzívnymi Al-metasomatitmi.

Absolútne veky vihorlatských sekundárnych kvarcitov vychádzajú z rádiometricky stanovených vekov vihorlatských magmatitov. Podľa stanovených absolútnych vekov sa magmatizmus vo Vihorlate vyvíjal od vrchného bádenu do spodného panónu. Vývoj týchto vulkanických procesov bol spojený syn- až postvulkanickou prerušovanou fumarolno-solfatárnou činnosťou súvisiacou so vznikom hlavne starších,

jemnozrnných syn- a postvulkanických sekundárnych kvarcitov pohoria.

S kontaktno-intruzívnou činnosťou a postintruzívnymi endogénnymi procesmi vrchnosarmatských dioritov a dioritových porfýrov súvisí vznik mineralogicky pestrých hrubozrnnejších, vysokoteplotných Al-metasomatitov a sekundárnych kvarcitov. Vek týchto procesov doložil Repčok et al. (1988) absolútnym vekom vzniku hydrotermálnych biotitov z dioritového porfýru z lokality Kapka-juh z vrtu RH-6 z hĺbky 180,0 m na 11,2 ± 0,6 miliónov rokov, čo podľa škály absolútnych vekov Vassa (1978) zodpovedá vrchnému sarmatu, čo je v súlade so zistenými geologickými poznatkami.

Technológia, úprava a použitie suroviny

Technologický výskum a úprava suroviny z etalónového výskytu Kapka-juh bol realizovaný za účelom získania optimálnych poznatkov. Možnosti priemyselnej aplikácie suroviny sa skúmali na troch základných typoch nerastnej suroviny z lokality Kapka-juh, ktoré odrážali aj očakávané mineralogické a chemické zloženie ostatných telies sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov v oblasti Vihorlatu.

1. typ: Hornina — surovina na žiaruvzdorné hmoty — má vysoký obsah Al_2O_3 a je dostatočne čistá. Znižovanie obsahu škodlivín je technologicky a ekonomicky bezvýznamné. Pri nepatrnom znížení škodlivín je veľmi nízka výťažnosť koncentrátu.

2. typ: V tomto type bolo treba znížiť obsah škodlivín na požadovanú hodnotu (pod 3 %). Lúžením v HCL a vysokointenzitnou elektromagnetickou separáciou a následnou termickou úpravou možno znížiť obsah škodlivín o cca 3,5—4 %. Pomerom $Al_2O_3 : SiO_2$ bol tento koncentrát lepší ako v 1. type.

3. typ: Surovina je veľmi čistá, netreba znižovať obsah jej škodlivín. Pre nižší obsah Al_2O_3 sa hodí iba ako konvenčné ostrivo do keramických pracovných hmôt. Kvalitné vysokohlinité ostrivo sa získa pridaním aktívneho Al_2O_3.

Jediným potrebným úpravníckym procesom 1. typu suroviny je výpal na 1 200—1 250 °C, pri ktorom uniknú prchavé splodiny, získa sa váhovo a objemovo stála surovina. Zo splodín tepelného rozkladu 1. typu do 700 °C sa uvoľňuje viazaná voda a čpavok. Z 1 000 kg suroviny sa uvoľní 5 kg, t. j. 6,2 m^3 plynného čpavku. Pri výpale horniny na 1 250 °C došlo k deštrukcii mriežky topásu a uvoľnil sa fluór. K úplnej mullitizácii minerálov dochádza po výpale na 1 560 °C. Žiaruvzdorným hmotám dáva požadované vlastnosti mullit a korund. Mullit vznikajúci po výpale 1. typu horniny je veľmi jemne kryštalický. Pri výpale 2. typu horniny do 700 °C sa uvoľňuje funkčne viazaná voda v kryštálovej mriežke vrstevnatých silikátov. Pri výpale 2. typu na 1 250 °C sa zo splodín uvoľňuje 10 % fluóru. Fluór uvoľnený pri rozklade topásu má vplyv na rast kryštálov mullitu. Preto kryštály mullitu 2. typu horniny majú oveľa väčšie rozmery ako v 1. type. Pri výpale horniny 3. typu do 700 °C dochádza k úniku konštitučnej vody z vrstevnatých silikátov. Pri výpale na 1 250 °C sa rozkladá topás a uvoľňuje sa fluór. Mineralogické zloženie vzoriek všetkých 3 typov vypálených pri 1 250 °C a 1 560 °C je v tab. 2.

TAB. 2

Minerálne zloženie základných typov hornín po termickej úprave (v hmotn. %)

Mineral composition of main rock types after thermal treatment (weight %)

Minerálna fáza	1. typ		2. typ		3. typ	
	1	2	1	2	1	2
mullit	45	53	70	85	36	38
andaluzit	10	—	17	—	2	—
korund	20	20	3	3	—	—
sklo (+ cristobalit)	25	27	10	12	62	62

1—1 250 °C, 2—1 560 °C

Aby bolo ostrivo na žiaruvzdorné hmoty dostatočne objemovo a váhovo stále, je účelné horninu predpaľovať na teplotu 1 200—1 250 °C. Prchavé splodiny možno zachytávať a získať cenné vedľajšie produkty. Výpalom 1 000 kg horniny 1. typu na teplotu 1 250 °C možno získať teoreticky 910 kg kvalitného vysokohlinitého ostriva s obsahom Al_2O_3 56—60 %. Ako vedľajší produkt možno získať 5 kg čpavku a 15—25 kg fluoridu kremičitého. Výpalom 1 000 kg horniny 2. typu na teplotu 1 250 °C možno teoreticky získať 800—850 kg vysokohlinitého ostriva s obsahom Al_2O_3 56—59 %. Zachytávaním splodín možno získať 150 kg fluoridu kremičitého. Pri výpale 3. typu horniny možno získavať 900 kg ostriva s obsahom Al_2O_3 30—32 %. Zachytením splodín možno získať 40—60 kg fluoridu kremičitého.

Vzorky koncentrátov po termickej úprave sa odskúšali v n. p. Jiskra Tábor ako základná hmota na výrobu izolátorov motorových sviečok. Fyzikálno-mechanické a elektrické vlastnosti keramickej pracovnej hmoty sú blízke vlastnostiam pracovnej hmoty pripravenej na báze dovážaného sillimanitu (tab. 3). Na základe výsledkov aplikačných skúšok a testov v Elektroporceláne Čab a VÚHK Bratislava možno povedať, že surovinu, hlavne 1. typu, možno priemyselne aplikovať na alumosilikátové žiaruvzdorné stavivá, elektrotechnickú keramiku a základnú keramiku na izolátory motorových sviečok.

Metodika vyhľadávania a prieskumu suroviny

Sekundárne kvarcity vo Vihorlate sa zatiaľ osobitne

TAB. 3
Výsledky aplikačných skúšok realizovaných v n. p. Jiskra Tábor
Results of practical experiences realized in Jiskra Tábor factory

	Fyzikálne vlastnosti		
	1. typ	2. typ	Koncentrát
Objemová hmotnosť (g/cm³)	3,34 — 3,35	3,35	3,32
Nasiakavosť (v %)	0,01 — 0,02	0,02	0,01
Príd. na zmrštenie (v %)	21,91 — 23,18	22,98	23,20
Pevnosť v ohybe (MPa)	158,80 — 180,20	156,70	157,8
Elektrická pevnosť v (kv . mm^{-1})	28,72 — 29,58	29,02	31,56
Merný vnútorný odpor pri 700 °C (cm . 10^5)	6,53 — 8,02	8,25	3,22

neskúmali. Pri vyhľadávacom prieskume v pohorí by sa vzhľadom na mineralogické zloženie mali uplatniť hlavne geofyzikálne, elektrické — odporové (takéto horniny musia mať vysoký odpor) a rádiometrické metódy. Na kvalitatívne rozlíšenie suroviny sa vhodne uplatnia hlavne chemické metódy (stanovenie úžitkovej zložky Al_2O_3 a škodlivých prímesí — Fe_2O_3, MgO, CaO, K_2O, Na_2O), na stanovenie minerálneho zloženia sa osvedčila röntgenová fázová analýza v kombinácii s chemickou kvantitatívnou analýzou, DTA, klasická a elektrónová mikroskopia a elektrónová mikrosonda.

Štatistika ťažby

Sekundárne kvarcity — alumometasomatity — sa v ČSSR neťažia. Neťažia sa ani žiadne suroviny na výrobu veľmi kvalitného žiaruvzdorného ostriva so zvýšeným obsahom Al_2O_3 na účely, na ktoré možno využiť sekundárne kvarcity — alumometasomatity — z pohoria Vihorlat.

Literatúra

Bacsó, Z. 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu. *Mineralia slov., 3, 247—270.*

Bacsó, Z. 1982: Manifestations of endogenous mineralization in the Vihorlat Mts. Area. *In: Symposium on geochemistry of endogenous and exogenous processes. Bratislava, 156—195.*

Bacsó, Z., Bačo, P., Ďuďa, R. a Komoň, J. 1986: Záverečná správa úlohy Remetské Hámre, stav k 30. 11. 1985. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 333 s.*

Bacsó, Z. a Ďuďa, R. 1988: Metalogenéza a rudné formácie rudného poľa Remetské Hámre. *Mineralia slov., 20, 3, 193—220.*

Bacsó, Z. a Sopková, A. 1978: Popis minerálov telies sekundárnych kvarcitov vo vihorlatskej oblasti. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 124—161*

Derco, J., Kozáč, J. a Očenáš, D. 1977: Nové poznatky o mineralógii a genéze sekundárnych kvarcitov lokality Kapka v centrálnom Vihorlate. *Mineralia slov., 9, 185—206.*

Dobra, E. a Kraus, I. 1972: Výskyt kaolínu v oblasti Vihorlatu. *Mineralia slov., 4, 315—319.*

Ďuďa, R. 1974: Popis rudných minerálov z lokality Remetské Hámre. *Manuskript — GP Spišská Nová Ves, 6s.*

Figna, E. 1952: Baníctvo na východnom Slovensku v okolí Vihorlatu a Slanského pohoria. *Manuskript — GP Spišská Nová Ves, 45 s.*

Kozáč, J., Očenáš, E. a Derco, J. 1977: Amónna hydrosľuda vo Vihorlate. *Mineralia slov., 9, 479—494.*

Lazarenko, E. A. 1963a: Vtoryčnyje kvarcity Zakarpatja, ich rudonosnosť i genezia. *In: VI. Congr. de L'Ass. Geol. Carpatho-Balkanigue, V. III. Warszawa, 1974, 724—735.*

Lazarenko, E. K. 1963b: Mineralogia Zakarpatija. *Lvov, 612 s.*

Repčok, I., Kaličiak, M. a Bacsó, Z. 1988: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stôp po štiepení uránu. *Západ. Karpaty, Sér. Miner., Petrogr., geochem., Metalog., 11, 75—88.*

Vass, D. Tőzsér, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Orlický, O. a Ďurica, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. Práce, Spr., 71.*

High-silica and alumo-metasomatic rocks of the Vihorlat Mts., Eastern Slovakia

High-silica and alumo-metasomatic rocks occur in the Vihorlat Mts. within crater zones of the central Morské Oko stratovolcano and of parasite volcanes of Sokolský potok and Kyjov (Fig. 1). The volcanic structures are part of the Vihorlat -Gutin paleovolcanic arc continuing into the Transcarpathian Ukraine and northern Rumania.

Geological structure

The group of high-silica and alumo-metasomatic rock bodies in the central and NE part of the Central Vihorlat Mts. volcanotectonic depression creates a N-S trending belt along a fault zone of similar attitude between Skalný potok brook on the south and the Morské oko lake on the north. Single bodies are distributed amidst hydrothermally altered andesite lava flows, altered porpyric pyroxene andesite instrusive and extrusive bodies of the Skalný potok complex as well as along the contacts of the Morské oko intrusive complex represented by older porphyric pyroxene andesite and younger diorite porphyrite to diorite (fig. 1).

Mineralogy

Detailed investigations into the mineral composition

between 1971—1986 identified 20 mineral species in high-silica and alumo-metasomatic rocks. Several mineral species are unique not only for Slovakia but even for the CSSR. The majority of minerals has been identified under microscope and data complemented by X-ray as well as semiquantitative spectral data. X-ray phase analysis and electron microprobe analysis was made on samples as well. Detailed mineralogical data allowed to distinguish three types of metasomatic rock from the Kapka-south locality, for which also results of technological tests are available. Accordingly, the rock types are subdivided into three types as follows:

Type I represents by nacked eye a massive rock of greenish-grey colour and brecciated structure. The rock is composed of sericite-phengite, boehmite, diaspor, topas, andalusite, mullite, corundum, tridymite, quartz, chlorite, dumortierite, fluorite, tourmaline, monazite, apatite and argentite.

Type II represents by nacked eye a massive rock of greyish-pink colour and of brecciated structure. Phenocrysts and veinlets of topas occur in the groundmass composed of topas, andalusite, biotite, kaolinite, fluorite, tridymite, corundum, rutile, amorphous iron-oxide and apatite.

Type III is a grey to greyish-white or pale green rock of massive structure, resistant and fine-grained. The mineral composition is quartz, topas, kaolinite, andalusite, rutile, fluorite and apatite (?).

Genesis and age

Syn- to postvolcanic high-silica rock originated by low-temperature fumarola and solfatara activity.

This type occurs in all metasomatic bodies as a fine-grained to submicroscopic variety representing the product of crystallized and dehydrated gels for which collomorphic structures and spherolithic intergrowths are typical. The mineral composition is simple, represented by various amounts of quartz, tridymite, chalcedony and frequently topas and tourmaline.

Pneumatolithic to hydrothermal alumo-metasomatite and high-silica rock are of Upper Sarmatian age.

These metasomatic rock varieties are only known from crater zones in the volcano-tectonic depression of the Central Vihorlat where diorite to diorite porphyrite bodies are in contact with them. In contrast with the former type, the mineral composition is far more variegated, the rocks are coarse-grained and occur on immediate contacts with intrusive rocks. The mineral composition resulted from interactions between the intrusion and enclosing older andesite and pipe breccia. Andalusite, corundum and mullite developed under high-temperature conditions whereas gaseous exhalations were rich in fluorine, probably hydrogen fluorine, attacking the enclosing rock and bleaching silica and alumina from them. Mutual interactions resulted in the crystallization of topas.

The common crater-feeding systems of magmatism and high-temperature mineralization in the Vihorlat Mts. are carrying perspective epigenetic ores and minerals, i. e. high-silica and alumo-metasomatic rocks, bismuth-molybdenium ores, tin-arsenic-tellurium ores, rare metals as well as iron-lead-zinc-silver ores. The most frequently observed spatial relations of the indicated minerals are on the geological-genetic model of Fig. 2.

Intrusive contacts and the related subsequent endogenous processes related with the diorite porphyrite to diorite intrusion of Upper Sarmatian age carry the more coarse-grained and variegated high-temperature alumo-metasomatic rocks and high-silica rock varieties. The age of the processes is evidenced by 11.2±0.6 m. y. age of hydrothermal biotite from diorite porphyrite on the Kapka-south locality (RH-6 drilling, 1,800 m depth; Repčok, 1982) what refers, according to the time scale by Vass (1982), to Upper Sarmatian and this is also in accordance with the observed geological data.

Technology, processing and use

Type I represents a high-alumina refractory raw material of sufficient purity in natural state. The Type II needs benefication to decrease the harmful substances under the required level (less than 3 %). To the contrary, Type III represents a very pure raw material (concerning the harmful substances) which could be used without treatment, however due to its lower alumina content, the raw is suitable only as current grog into ceramic bodies. If a high-quality grog with high alumina content is required, then the adition of active alumina is necessarry.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 547—554

Ťažba, spotreba a využívanie dolomitov Slovenska

JÁN TABAK, ALOJZ DOMANICKÝ

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Marxa—Engelsa 29, 010 01 Žilina

(Doručené 23. 11. 1988, revidovaná verzia doručená 7. 4. 1989)

Exploitation, consumption and use of dolomite in Slovakia

The paper reviews data on exploitation, consumption and present use of dolomite in Czechoslovakia, compares the indicated data with exploitation and use of dolomite in states with highest consumption and gives examples of non-traditional use of the dolomite raw.

Úvod

Dolomity sú jednou z najrozšírenejších a najčastejšie sa vyskytujúcich hornín na území SSR. Sú dominantnou horninou hlavne v sériách chočsko-strážovskej jednotky, krížňanskej jednotky a v obalových jednotkách jadrových pohorí. Tvoria samostatné súvrstvia, mocné až niekoľko sto metrov, v strednom a vrchnom triase, alebo vystupujú ako nepravidelné šošovky, telieska a polohy v okolitých vápencoch v tých istých stratigrafických súvrstviach. Tvoria tiež vložky v spodnom triase (kampil), v karpatskom keupri, predmezozoických (paleozoických) horninách a v neogéne bez priemyselného významu. Dolomity sa vyskytujú v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Strážovských vrchoch, Žiari, Malej Fatre, Veľkej Fatre, chočsko-prosečnianskom pohorí, Nízkych Tatrách, Zvolenskej pahorkatine, Stratenskej hornatine, Šarišskej vrchovine.

Najzaujímavejšie z hľadiska výskytu dolomitov pre priemyselné využitie sú Strážovské vrchy, Veľká Fatra, Malé Karpaty a Považský Inovec. V ostatných pohoriach je zastúpenie dolomitov podstatne menšie.

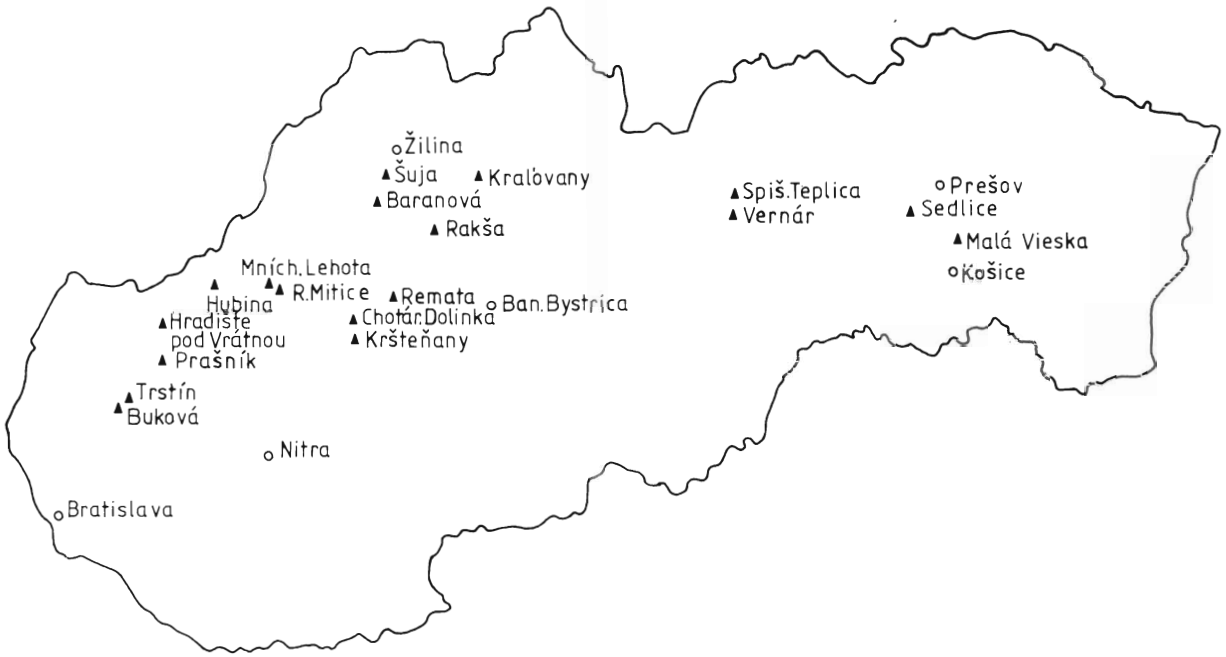
Dolomity jednotlivých lokalít sa podstatne od seba nelíšia, ale určité rozdiely existujú. Chočské dolomity sú oveľa chemicky čistejšie, svetlejšie, silnejšie rozpadavé ako dolomity v ostatných tektonických jednotkách, obsahujú však oveľa častejšie a mocnejšie vložky lunzských vrstiev. Dolomity celkom sa približujúce stechiometrickému zloženiu sú vzácne. Vždy viac-menej obsahujú prímesi kyslých kysličníkov, síry, mangánu, fosforu, titánu a iných stopových prvkov. Často obsahujú aj ílovitú prímes, alebo sú znečistené oxidmi Fe a Mn. Slovenské dolomity sú však pomerne chemicky čisté a kvalitné.

Doterajšie využitie a ťažba dolomitov v SSR

Z hľadiska využiteľnosti v národnom hospodárstve sa im v minulosti venovala len malá pozornosť. Širšie uplatnenie našli dolomity v SSR po roku 1950, keď sa začali využívať v hutníctve železa, stavebníctve, keramickom a sklárskom priemysle a podobne. Aj tak sa však výskumu dolomitov pre tieto priemyselné odvetvia nevenovala taká pozornosť, akú by si zasluhovali. Výnimku tvorí len výskum dolomitov na použitie v stavebníctve. Výsledkom niekoľkých štátnych úloh bolo vydanie štátnej normy ČSN 72 1475 — dolomitové kamenivo do betónov, platnej od roku 1974. Od vydania tejto normy veľmi výrazne stúpla spotreba dolomitov v stavebníctve.

V posledných rokoch sa dolomit uplatňuje aj vo výrobe sklárskeho kmeňa pre špeciálne sklo (napr. na výrobu farebných obrazoviek), pri výrobe umelých hnojív, na zníženie kyslosti pôdy a doplnenie značného deficitu horčíka v pôde, na zníženie kyslosti úžitkovej vody, doplnenie obsahu horčíka a vápnika v lesnej pôde. Začal sa výskum dolomitov na výrobu kysličníka horečnatého (MgO), na výrobu žiaruvzdorných materiálov jednostupňovým a dvojstupňovým výpalom, dopracovali sme sa k triedeniu jemných dolomitov a najnovšie sa nadviazala spolupráca s výskumným pracoviskom Gliwice v PĽR pri aplikácii dolomitov v zdravotníctve.

Jednako však zatiaľ zaostávame za súčasným svetovým trendom nielen vo výskume dolomitov, ale predovšetkým v jeho aplikácii priamo vo výrobe. Stúpa ročná produkcia dolomitu. Kým v roku 1970 sa vyťažilo 2,75 mil. ton, v roku 1980 už 4,94 mil. ton a v roku 1986 6,56 mil. ton. Toto zvýšenie ťažby dolomitov bolo podmienené ich intenzívnejším



Obr. 1. Mapa hlavných ťažených ložísk dolomitov v SSR. Trojuholníkom je označené ťažené ložisko.
Fig. 1. Map of main exploited deposits of dolomite in Slovakia. Triangle denotes deposit in exploitation.

uplatňovaním v stavebníctve (Habanik et al., 1984).

Na území SSR ťažia dolomit hlavne Stredoslovenské kameňolomy a štrkopiesky, n. p., Žilina a Západoslovenské kameňolomy a štrkopiesky, n. p., Bratislava. V roku 1986 z celkového vyťaženého dolomitu vyťažili 4,12 mil. ton dolomitov, čo je 62,8 %.

V súčasnosti ťažené lokality dolomitov uvádzame v tab. 2. Okrem týchto lokalít sú na ťažbu pripravené dve veľké lokality, a to Sedlice, s uvažovanou ročnou ťažbou 600 000 ton, a Strečno-Kosová, s predpokladanou ročnou ťažbou 800 000 ton. Celková svetová produkcia dolomitu v roku 1979 bola 50,7; v roku 1980 64,0; v roku 1981 57,0 a v roku 1983 55,5 mil. ton.

V zahraničí sa z dolomitu vyrába hlavne žiaruvzdorný materiál na obklady metalurgických pecí, ďalej sa využíva v keramickom, cementárskom a sklárskom priemysle, na desulfurizáciu dymových plynov, čistenie odpadových vôd, v poľnohospodárstve a lesnom hospodárstve a na prevenciu proti samozapáleniu a banským požiarom. Ostatné odvetvia používajú dolomit len vo veľmi malej miere (zdravotníctvo, výroba plnív, chemický priemysel a iné). V zahraničí je snaha dolomitom nahradiť magnezit a výrobky z neho (predovšetkým v metalurgickom priemysle), lebo žiaruvzdorné obloženia z dolomitov sú ekonomicky výhodnejšie ako žiaruvzdorné hmoty z magnezitu (v Japonsku už v 80. rokoch dokázali, že výmurovky z dolomitu vydržia až niekoľko desiatok tavieb viac ako magnezitové.

V poslednom čase značne stúpla spotreba dolomitu (a rozšíril sa okruh odvetví použitia) v Japonsku, USA, ZSSR, NSR, Austrálii, Novom Zélande, Anglicku, PLR, MLR, Juhoslávii, Kanade, Švédsku atď. (Švanda, 1985).

Použitie dolomitu pri výrobe žiaruvzdorných materiálov

Za ideálnu surovinu na toto použitie sa pokladá dolomit v zložení: strata žíhaním 47 %, CaO 32 %, MgO 20 %, Al_2O_3 0,2 %, SiO_2 0,2 %, Fe_2O_3 0,5 % a ostatných kysličníkov 0,1 %. V SSR sa zatiaľ nepodarilo nájsť dolomity s takým chemickým zložením (vo väčších akumuláciách), preto sa skúmal dolomit takéhoto chemického zloženia: strata žíhaním 46,11—46,88, Fe_2O_3 0,06—0,21, SiO_2 0,09—0,28, CaO 29,57—31,88, Al_2O_3 0,05—0,21, MgO 18,06—23,16.

Vykonané skúšky slinovania kusových dolomitov pri teplotách 1 800, 1 900 a 2 000 °C ukázali, že priamym výpalom skúmaných vzoriek nemožno získať dolomitový slinok so skutočnou pórovitosťou nižšou ako 7 %. Súvisí to s vysokou chemickou čistotou vzoriek. Nízky obsah oxidických prímesí SiO_2, Al_2O_3 a Fe_2O_3, ktorý je vhodný z hľadiska termomechanických vlastností a odolnosti proti korózii dolomitového staviva, má nepriaznivý vplyv na slinovaciu schopnosť dolomitu. Výroba kvalitných bázických stavív s vysokými termomechanickými vlastnosťami a s vysokou odolnosťou voči korózii

TAB. 1
Spotreba dolomitu v jednotlivých odvetviach národného hospodárstva
Consumption of dolomite in industrial branches of the national economy

	1980		1986	
	mil. ton	%	mil. ton	%
Stavebníctvo	4,04	81,8	4,92	75,0
Hutníctvo železa	0,28	5,7	0,65	9,9
Poľnohospodárstvo	0,43	8,6	0,63	9,6
Ostatné	0,19	3,7	0,36	5,4
Spolu	4,94	100,0	6,56	100,0

TAB. 2
Ťažba dolomitu na jednotlivých lokalitách (v tis. ton)
Dolomite exploitation on single deposits (in thousand tons)

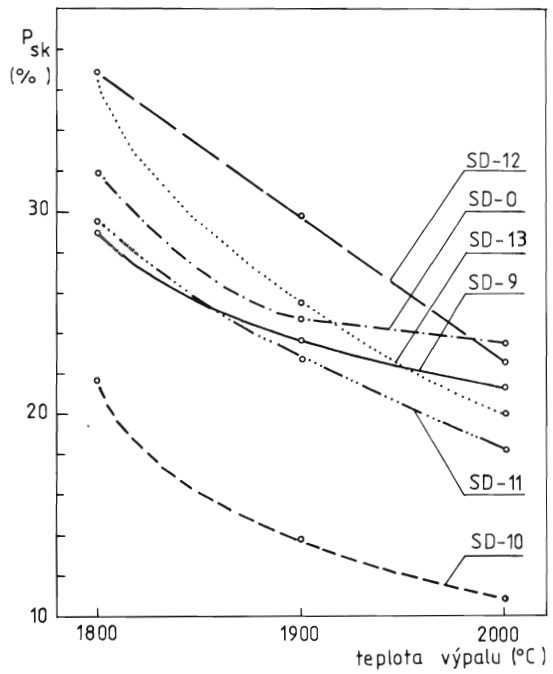
Lokalita	Organizácia	Ročná ťažba	
		1982	1986
Šuja	SKŠ Žilina	900	943
Rakša	SKŠ Žilina	700	709
Kraľovany II	SKŠ Žilina	450	514
V. Čierna	ZIPP Bratislava	100	59
Trstín	ZKŠ Bratislava	300	198
Mníchova Lehota	ZKŠ Bratislava	440	644
Rožňové Mitice	ZKŠ Bratislava	360	622
Prašník	ZKŠ Bratislava	300	300
Buková	ZKŠ Bratislava	180	—
Hubina	ZKŠ Bratislava	60	209
M. Kršteňany	ZKŠ Bratislava	50	292
Chotárna Dolinka	ZKŠ Bratislava	250	362
Hradište pod Vrátnom	JRD Jablonica	200	101
Remata	JRD Prievidza	100	89
M. Vieska	VSŽ Košice	300	480
Vernár	JRD Hranovnica	100	100
Sedlice	OSC Prešov	50	50
Spišská Teplica	JRD Sp. Teplica	50	50
Spolu		4 890	5 722

a erózii však vyžaduje použitie slinkov vysokej hustoty pri zachovaní čo najnižšieho obsahu prímesí. Jednou z možností získania vysokohutného dolomitového slinku je zvýšenie obsahu oxidických prímesí, predovšetkým Fe_2O_3 v surovine. Skúšky ukázali, že najväčšiu schopnosť slinovať má dolomit dekarbonatizovaný, t. j. vypálený pri 1 100 °C a po pridaní min. 0,7 % Fe_2O_3 pri teplote 1 800 °C, resp. s obsahom 0,9 % Fe_2O_3 a pri teplote 1 700 °C (Zimová, 1987). Z takéhoto vypáleného dolomitu možno získať finálny výrobok so skutočnou pórovitosťou 7 % (obr. 3). Výroba hutného dolomitu z briketovanej suroviny vyžaduje na briketáciu použiť jemne mletú surovinu min. s 95 % podielom menším ako 0,06 mm. Problémy s mletím dekarbonizovanej suroviny, ale predovšetkým strata pevnosti brikiet v dôsledku ich vysokej hydratačnej schopnosti viedli ku skúmaniu vplyvu hydratácie dekarbonizovanej suroviny na vlastnosti slinku. Z vykonaných laboratórnych skúšok vyplynulo, že okrem toho, že mletie hydratovanej suroviny sa vykonalo bez väčších komplikácií a brikety z hydratovaného materiálu sú pevné a na vzduchu dostatočne stabilné, hydratáciu podporuje aj slinovanie. Slinok požadovanej pórovitosti sa získa výpalom brikiet hydratovaného, jemne mletého dolomitu aj bez prísady Fe_2O_3. Lenže na vypálených výtavkoch, napriek tomu, že mali potrebnú hutnosť, boli po 10 dňoch voľného skladovania na vzduchu viditeľné znaky hydratácie a po 40 dňoch sa úplne rozsypali. Podobne dopadli aj skúšky s použitím čiastočne, resp. úplne dekarbonizovaného dolomitu bez prísady Fe_2O_3. Všetky vypálené vzorky s prísadou Fe_2O_3 sú však na vzduchu dostatočne stabilné. Z teoretického mineralogického zloženia uvedených vzoriek je zrejmá prítomnosť malého množstva 3 Ca. Al_2O_3 (C_3As), ktorý môže byť príčinou rozpadu slinutých brikiet. Zvýšením obsahu Fe_2O_3 v týchto surovinách sa vytvorili

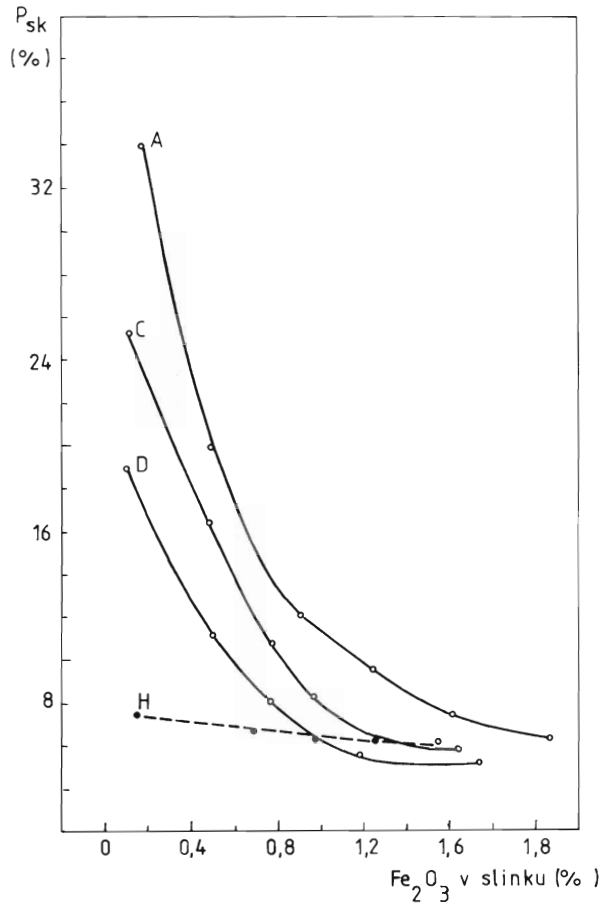
TAB. 3
Štáty s najvyššou ťažbou dolomitu (údaje z r. 1983 podľa Švandu, 1985)
States with the highest dolomite exploitation (data from 1983 according to Švanda, 1985)

Štát	Ťažba (mil. ton)	Využitie
Belgicko	4,3	Výroba ocele, skla, žiaruvzdorných materiálov, hnojív, kŕmnych prísad, palív, chemikálií a Mg
Fínsko	1,3	Stavebníctvo, poľnohospodárstvo, výroba skla, plnivo v hrubej keramike a v krmivách
Francúzsko	0,7 surový PVD, VD	Výroba ocele, skla, keramiky, hnojív, žiaruvzdorných stavív, v stavebníctve
Kanada	9,3 surový PVD, VD	Stavebníctvo, metalurgia, výroba skla, keramiky, plniva, minerálnych vlákien, kŕmnych prísad, hnojív
NSR	2,2 surový 0.3 PVD, VD 0,6 jemne mletý	Výroba ocele, chemikálií, hnojív, papieru a káblov, v stavebníctve
Poľsko	3,5	Žiaruvzdorné materiály, oceľ, v poľnohospodárstve, výroba skla, v keramike, kŕmne prísady, tabletky v zdravotníctve
USA	8,8 surový PVD, VD	Výroba žiaruvzdorných materiálov, ocele, skla, v stavebníctve, poľnohospodárstve, v neutralizácii kyselín, plnivá aj do tabliet
Veľká Británia	4,2	Výroba skla, ocele, žiaruvzdorných materiálov, chemikálie, plnivá, v poľnohospodárstve

PVD — polovypálený dolomit, VD — vypálený dolomit.



Obr. 2. Závislosť P_{sk} od teploty výpalu kusových dolomitov.
Fig. 2. Relation between the value of P_{sk} and the firing temperature of lump dolomite.



Obr. 3. Závislosť P_{sk} od obsahu Fe_2O_3 v slinku, výpal 1 700 °C. A — surový dolomit, C — dolomit pálený pri 850 °C, D — dolomit pálený pri 1 100 °C, H — hydratovaný dolomit.

Fig. 3. Relation between the P_{sk} value and Fe_2O_3 content of the clinker fired at 1 700 °C temparature. A — raw dolomite, C — dolomite fired at 850 °C, D — dolomite fired at 1 100 °C, H — hydrated dolomite.

podmienky pre vznik 2 CaO . Fe_2O_3 (C_2F). Slinuté brikety sú potom na vzduchu dostatočne stabilné.

Z uvedených dôvodov sa vypracoval predbežný technologický predpis výroby dolomitového slinku z hydratovanej dekarbonatizovanej suroviny s prísadou 0,4 % Fe_2O_3, ktorý bol základom pre modelové skúšky výroby dolomitového slinku v podmienkach Výskumného ústavu hutníckej keramiky. Technologický postup spočíva v dekarbonatizácii suroviny pri teplote 1 050—1 100 °C, hydratácii, pridaní Fe_2O_3, jemnom mletí, briketácii a výpale brikiet na slinok pri 1 700 °C. Podľa toho technologického postupu sa vyrobilo 25 kg slinku s priemernou pórovitosťou 4,1 % a s chemickým zložením 0,46 % SiO_2, 0,11 % Al_2O_3, 0,68 % Fe_2O_3, 57,82 % CaO, 40,93 % MgO.

Použitie dolomitu v poľnohospodárstve

Určitá časť pôdy má kyslú reakciu (v ČSR až 60 %, predovšetkým v určitých oblastiach Severočeského, Stredočeského a Severomoravského kraja, na Slovensku asi 40 % všetkej pôdy).

Použitím dolomitov, resp. dolomitických vápencov sa zlepší obsah horčíka a vápnika v pôde, zlepšia sa hodnoty pH a zvýši sa rozpustnosť v pôde sa nachádzajúcich rezerv horčíka. V ČSR treba ročne dodať do pôdy (poľnohospodárskej) asi 700 tisíc ton dolomitu drobného zrnenia. V súčasnosti sa do ČSR dováža ročne 150 tisíc ton dolomitu z ložiska Malé Krštеňany. Rýchlosť rozkladu a účinok použitých dolomitov v pôde závisí okrem vlhkosti pôdy a jej kyslosti, resp. hodnoty pH (čím nižšie, tým rýchlejší rozklad) i od jemnosti dolomitov. Vo vode sa dolomity, podobne ako ostatné suroviny karbonátového radu, rozpúšťajú málo. V pôde je ich rozpustnosť niekoľkonásobne väčšia (vplyvom vyššieho obsahu kysličníka uhličitého, organických i minerálnych kyselín a kyslých koreňových substancií).

Dolomity možno použiť ako prísadu do krmných zmesí chovného dobytka a hydiny. Laboratórne skúšky vo Výskumnom ústave krmovinového priemyslu k. ú. p. Pečky priniesli pozitívny výsledok a odporúča sa to vyskúšať v poloprevádzkových podmienkach. Ako prísada do krmných zmesí sa hodí dolomit zrnitosti do 0,01 mm. Danou problematikou sa zaoberá Výskumný ústav výživy zvierat v Pohořeliciach v spolupráci s poľskými kolegami. Doteraz sa robili

pokusy len s poľskými dolomitmi ako prídavkom do krmných zmesí mladých ošípaných. V blízkej budúcnosti sa odskúšajú vybrané slovenské dolomity.

Použitie dolomitu v lesnom hospodárstve

Jedným z nepriaznivých faktorov, ktorý vplýva na úbytok lesov, sú priemyselné exhalácie. Hlavnou zložkou emisií je oxid siričitý, ďalej zlúčeniny chlóru, fluóru, dusíka, arzénu, ortuti, olova, niklu, kobaltu, zinku, vanádu, selénu, berýlia a kadmia. Tieto emisie pôsobia jednak priamo a jednak druhotne tým, že sa viažu na atmosferickú vlhkosť a vo forme kyslých dažďov sa dostávajú na miesta, ktoré sú vzdialené aj tisíce kilometrov od miesta svojho vzniku. ČSSR patrí k popredným producentom exhalácií oxidu siričitého na obyvateľa. Ročne sa dostáva do ovzdušia 1,5 mil. ton síry, pričom 550 tisíc ton sa uloží na našom území, zvyšok v okolitých krajinách. V súčasnom období tvorí spád zo susedných zemí na naše územie približne 1 mil. ton, predovšetkým z NDR a NSR. V ČSSR sa priemerné ročné hodnoty pH zrážok pohybujú v rozmedzí 4,1—4,5, pričom kyslosť dažďov mierne klesá od severozápadu na juhovýchod. Nie sú však výnimkou zrážky s pH 2,5.

Vyčíslené straty vplyvom znečisteného ovzdušia predstavujú len v ČSR zhruba 3,5 mld. Kčs za rok. Tento odhad je však len hrubý a zahŕňa škody za približne 470 mil. Kčs v rastlinnej výrobe, za 420 mil. Kčs v lesnom hospodárstve, za 150 mil. Kčs na chránených pamiatkach a zvyšok predstavujú nevyčíslené položky.

Následky kyslých emisií má zmierniť neutralizácia lesných pôd. V ČSR je poškodená približne jedna tretina lesov, z toho viac ako 5 % vykazuje viditeľné poškodenie. V SSR je poškodená asi jedna pätina lesov, ale poškodenie je nižšie ako v ČSR. Na okamžitý zásah a urýchlené zníženie kyslosti pôdy je vhodný vápenec VJM tr. 11 a 12 s veľkosťou častíc 60, resp. 40 μm, ktoré sú účinné iba asi tri mesiace. Tieto frakcie sa letecky ťažko rozprašujú, preto sa na leteckú aplikáciu zvolila frakcia vápencov a dolomitov v rozmedzí častíc 2—4 mm. Tieto častice sa postupne rozpúšťajú po dobu 1 až 2 rokov.

Přerovské chemické závody, n. p., Přerov úspešne odskúšali dolomit na výrobu nového granulovaného hnojiva Arbovit D pre lesné porasty, použitím ktorého sa zvýšil nárast drevnej hmoty cca o 25 %. Na výrobu tohto hnojiva sa používa dolomit vo frakcii 0—0,5 mm.

Použitie dolomitu vo výrobe náterových hmôt

Vo Výskumnom ústave náterových hmôt v Prahe sa skúšali vzorky z čistých dolomitov zrnitosti 0—10 μm a 0—40 μm a polovypálený dolomit zrnitosti 10—40 μm. Doterajšie výsledky výskumu nasvedčujú, že dolomitové plnivo (z čistých dolomitov) môže svojou farbou a nízkym obsahom chemických nečistôt konkurovať najčastejším vápencovým plnivám (Švanda, 1985).

Použitie dolomitu v zdravotníctve

Otázkou použitia dolomitu v zdravotníctve sa v zahraničí zaoberajú výskumné pracoviská už veľa rokov. Zistilo sa, že nedostatok denných dávok iónov horčíka je príčinou mnohých chorôb. Aby sa vyrovnal nedostatok horčíkových solí v organizmoch, veľa krajín, najmä západných, vyrába dolomitové tabletky (Lukwinski a Chrzeszorych, 1987). U nás sa zatiaľ otázkou využitia dolomitov v tomto odbore nezaoberá žiadne pracovisko. Ak porovnáme naše dolomity s platnou poľskou normou ZN-86/Mo-126 pre dolomity na špeciálne účely, a teda aj pre zdravotníctvo, zistíme, že aj naše chemicky čisté dolomity vyhovujú tejto norme. Treba ešte dodať, že dolomity s podobným chemickým zložením sa nachádzajú na viacerých lokalitách SSR (tab. 4).

Použitie na výrobu polovypáleného dolomitu (PVD)

PVD vzniká vypálením dolomitu medzi 720—750 °C pri asi 2 hodinách výdrže. Pri tejto teplote dochádza k výpalu prvého stupňa, kde sa rozkladá len $MgCO_3$ a $CaCO_3$ zostáva nezmenené. Výrobu PVD skúma predovšetkým Výskumný ústav stavebných hmôt Brno. Overil dolomit z viacerých lokalít

TAB. 4

Kvalitatívne požiadavky na dolomity na špeciálne účely hodnotené podľa poľskej normy ZN-86/MO-126 (v %)

Qualitative requirements for dolomite for special purposes evaluated according to the Polish State Standard ZN-86/MO-126 (in %)

Sledované zložky	Medzné hodnoty	1	2	3
MgO	20—22	21,52	21,79	20,36
CaO	28—32	30,17	30,45	31,55
SiO_2 max.	2	0,10	0,27	0,10
Al_2O_3 max.	0,6	0,04	0,12	0,05
Fe_2O_3 max.	0,3	0,07	0,09	0,03
MnO max.	0,06	0,005	0,003	0,006
Pb max.	0,015	st.	0,0005	0,0005
As max.	0,0005	st.	stopy	st.
Cu max.	0,002	0,0008	0,0005	0,0005
Zn max.	0,01	0,0015	0,0015	0,0010
str. žíh. min.	45	47,47	46,70	47,43
str. suš. max.	1,5	—		
		—	—	—
zrnitosť	0—40	—	—	—
nadsitné nad	15	—	—	—
podsitné	40	—	—	—

1 — Veľká Čierna, 2 — Chotár. Dolinka, 3 — Remata

Českého masívu, ako aj z územia SSR. Dolomit zo slovenských lokalít je na výpal PVD omnoho vhodnejší.

PVD možno vo veľkom množstve využiť na vodárenské účely. Metodika výroby PVD bola overená už v sedemdesiatych rokoch. Pokusne vyrobené vzorky PVD boli aplikované v niektorých vodárňach na úpravu vody. Vypálená surovina PVD plne nahradzuje výrobky dovážané z kapitalistických štátov (pod názvami Magno, Dekarbolit, Akdalit). Pri použití PVD ako filtračného materiálu sa znižuje agresivita CO_2 vo vode, voda sa odkysľuje, znižuje sa obsah Fe a Mn. Tým sa znižujú náklady na opravy a údržbu vo vodárňach, zvyšuje sa kvalita pitnej a úžitkovej vody, voda sa obohacuje o Mg. Na filtráciu sa používa PVD zrnitosti 2—4 mm a 27 mm. Úprava vôd pomocou PVD sa u nás overila napríklad vo vodárňach VÚV Brno, OVMS Vir, OUHS Žďár nad Sázavou a ďalších. U nás PVD vyrábajú ZKŠ, n. p., Bratislava z dolomitov z Malých Krštenian v rotačnej elektrickej peci. PVD možno uplatniť aj ako prísadu do Sorellových maltovín. Na to sa hodia dolomity z lokality Šuja a Hubina. Sorellov cement z PVD týchto lokalít vykazoval veľmi dobrú pevnosť: v ťahu za ohybu po 3 dňoch 4—7 MPa a v tlaku po 3 dňoch 60—70 MPa (Malá, 1987).

Chemická úprava dolomitu

V súčasnosti je známych niekoľko chemicko-technologických postupov na spracovanie horečnatých surovín, pri ktorých vzniká oxid horečnatý. Horečnaté suroviny majú rozsiahle použitie. Prevláda použitie oxidu horečnatého na slinok, ale využíva sa aj vo výrobe celulózy, gumárenskom priemysle, v metalurgii horčíka, jadrovej energetike, farmácii, chémii, stavebníctve a inde. Každé takéto uplatnenie si vyžaduje špecifický súbor vlastností. Aj keď sú vyvinuté metódy výroby a hľadajú sa ešte ďalšie, ekonomicky výhodnejšie, oxid horečnatý u nás ešte nevyrábame, ale dovážame ho z USA (na výrobu transformátorových plechov — Válcovny plechu, n. p., Frýdek Místek 200 t za 47 840 Kčs za tonu) pre gumárenský priemysel (Náchod, Zubří, Púchov, Kralupy nad Vltavou a inde) z NSR v cene 14 000 Kčs FCO za tonu (Zigmund, 1984).

U nás skúma otázky výroby oxidu horečnatého Výskumný ústav anorganickej chémie v Ústí nad Labem (nitrátová technológia), Ústav anorganickej chémie CCHV SAV (mravčanová technológia) a v poslednom čase sa touto problematikou začal zaoberať aj Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves — aplikovaná technológia nerastných surovín Košice, a to bez použitia kyselín, pomocou chloridového roztoku (tab. 5).

Belosť produktov je 92,7, zatiaľ čo belosť dolomitov použitých na túto skúšku bola okolo 70. Navrhovaná technológia úpravy dolomitu s cieľom oddeliť zložky Ca od Mg, prípadne obohacovať suroviny zložkou Mg v ľubovoľnom pomere je jedným z možných postupov tzv. bezodpadovej technológie (Kozáč a Očenáš, 1988).

TAB. 5

Kvalita oxidu horečnatého vyrobeného v ATNS Košice (v %)
Quality of magnesium oxide produced by ATNS Košice (in %)

Stanovené zložky	Produkt $Mg(OH)_2$	Produkt $CaCO_3$
MgO	67,50	0,23
CaO	0,54	54,74
SiO_2	0,47	—
Al_2O_3	0,42	—
Fe_2O_3	0,076	0,008
SO_3	0,02	—
As	stopy	—
Pb	0,0002	—
Cd	stopy	—
Zn	0,0009	—
str. žih.	30,34	44,47

Použitie dolomitu na odsírovanie exhalácií

Hlavnou zložkou spalín, ktoré vznikajú z tepelných elektrární a ďalších priemyselných závodov, je SO_2. Ako odsírovacie médium možno použiť karbonáty, teda aj dolomity. Ak použijeme dolomity na tento účel, pri reakcii s SO_2 v spalinách vzniká odpadová sadra a MgO je hľadaným vedľajším produktom. Počiatočné pokusy s dolomitom z lokality Lanova dopadli dobre. (Vejvoda a Hrnčíř, 1974). Bude treba uskutočniť overovacie skúšky s dolomitom iných lokalít a ukončiť tento výskum od poloprevádzkového odskúšania až do praktického využitia. Doterajšie výskumné práce v tomto smere vykonával Chemoprojekt Praha.

Použitie dolomitu pre sklárne

Pre dolomit dodávaný do sklární platí podniková norma PN 72 1472 — Dolomit pre sklárne, platná od 1. 9. 1972. V zmysle tejto normy musia mať dolomity pre sklárne chemické zloženie: CaO min. 30 %, MgO min. 20 %, Fe_2O_3 max. 0,03 %, granulometriu: zvyšok na site 3,15 mm max. 1,8 %, zvyšok na site 5,6 neprípustný.

Norma platí pre dodávateľa ZKŠ Bratislava a odberateľov Sklo Union, n. p., Teplice, Sklobal, n. p., Nemšová a iných. Na výrobu skla pre farebné obrazovky bola v roku 1987 ustanovená ďalšia podniková norma pre sklárne, a to PN 72 1489 — Dolomit na výrobu farebných obrazoviek. Tu sa predpisuje viac kvalitatívnych kritérií: CaO max. 32 %, MgO

min. 19 %, Fe_2O_3 max. 0,08 %, SiO_2 max. 1,5 %, S ako SO_3 max. 0,2 %, Cr_2O_3 max. 0,001 %.

V súčasnosti sa vo výrobe farebných obrazoviek využíva dolomit z lokality Malé Kršteňany frakcie 0—2 mm, pričom podiel zŕn nad 1 mm nesmie presahovať 20 % hmotnosti.

V Skloplaste Trnava sa používa dolomit na výrobu „Eutal skla" (frakcia do 1 mm). Chemické zloženie dolomitov na toto použitie je nasledovné: CaO min. 30 %, MgO min. 20 %, SiO_2 max. 0,5 %, Fe_2O_3 max. 0,1 %. Povolené kolísanie obsahu kysličníkov CaO, MgO, SiO_2 a Al_2O_3 v jednotlivých dodávkach je ± 1 %.

Použitie dolomitu v keramike

Dolomit sa v keramike používa do masy a do glazúr (napr. pri výrobe obkladačiek). Považuje sa za rovnocennú náhradu za vápence a čiastočne za živec, niektoré íly, kaolín, zrážaný SiO_2, baryt, kriedu alebo za bridlicu. Požiadavky na chemické zloženie dolomitu sú také isté ako v sklárskom priemysle (Konta, 1981).

Dolomit pôsobí v glazúrach a v keramických hmotách pri teplotách nad 1 000 °C ako tavidlo, ale pri výpale pod 1 000 °C prispieva k pórovitosti výrobku. Vzhľadom na nižšiu teplotu disociácie väzby $MgCO_3$ v dolomite ako $CaCO_3$ možno kameninu obsahujúcu dolomit páliť pri nižších teplotách ako hmotu s vápencom, a to už pri teplote 1 020—1 040 °C (Hrdina, 1974).

Pre informáciu uvádzame ďalšie možnosti využitia dolomitov, a to vo výrobe čistiacich prostriedkov, zlievárenských foriem, mikromletých plnív, brúsiacich prostriedkov (PVD), vnútorných plastických omietok, pesticídov, zmesných hnojív, náterových hmôt, plastických hmôt, celulózy, dolomitového vápna, minerálnych vláken, kovového horčíka, gumárenských zmesí, tmelov a lepidiel a pri likvidácii odpadových kyselín.

Triedenie a úprava dolomitu

Dolomit sa využíva v rôznych formách. Tak napríklad pri aplikácii do betónov, v hutníctve, na hnojenie pôd a v sklárstve postačí iba zrnitostná úprava, kým v iných odvetviach sa musia dolomity upravovať zložitejšou technológiou — napr. termickou úpravou (v hutníctve na žiaruvzdorné materiály, PVD pre vodárne) alebo chemickou úpravou — výroba $Mg(OH)_2$ a pod. V stavebníctve (kamenivo do betónov) ide predovšetkým o výrobu normových frakcií v zrnení 0/4—4/8—8/16 mm. V hutníctve železa pri aglomerácii železnej rudy sa používa dolomit v zrnení 0/6 mm. Po úspešnom vyriešení triedenia dolomitov na hranici 2 mm tretím najväčším odberateľom je lesné hospodárstvo, kde dolomit v zrnení 2/4 mm sa používa na otupenie kyslosti pôd. Dolomity zrnitosti 0—3,15 mm sa exportujú iba do NDR (sklárske účely). V roku 1986 bolo exportovaných 43 tisíc ton.

Ďalšie využitie dolomitov v národnom hospodárstve je podmienené ich zrnitostnou úpravou, a to hlavne triedením na jemné frakcie. Takto zameraný výskum jemného triedenia dolomitov realizoval Československý kameňopriemysel, GR odborový výskum Praha, detašované pracovisko Žilina v spolupráci s ÚNS Kutná Hora (Habanik et al., 1984). Zistilo sa, že v súčasnosti možno na vybračných triedičoch triediť dolomity na hranici 2 mm len do vlhkosti 2,5 hmotnostných %. Pri vyššej vlhkosti nie je triediaci proces dostatočne ostrý. Ak je však vlhkosť dolomitov menšia ako 1 % hmotnosti, triediaci proces prebieha s dostatočnou ostrosťou na sitách s podstatne menšou okatosťou. Triedenie mechanickou cestou na vybračných triedičoch je technicky efektívne len v hranici desatín milimetra. Pri snahe triediť dolomity na hranici jemného triedenia, t. j. na hranici desiatky mikrónov, treba triediť pomocou vzduchového média, teda na vzduchových triedičoch po sušení. Jemné triedenie možno vykonávať aj mokrou cestou pomocou vodného média s následným sušením. Aj keď už boli vykonané určité laboratórne skúšky, nemožno získané výsledky považovať za dostatočné a ukončené, a to jednak preto, že doteraz realizované práce neboli overené v poloprevádzkovom meradle, a jednak preto, že dosiahnuté výsledky sa nedajú aplikovať na dolomity všetkých existujúcich lokalít, lebo dolomity jednotlivých lokalít majú rozdielne zastúpenie jemných frakcií a rozdielnu prirodzenú vlhkosť. Jemným triedením dolomitov sa bude treba zaoberať, až kým sa táto problematika nevyrieši a potom kým sa prakticky nepoužije v jednotlivých rezortoch národného hospodárstva. Pokiaľ sa táto otázka dorieši, bolo by možné predávať niektoré dolomitové piesky (napr. z ložiska Malé Kršteňany) na zahraničnom trhu. Tieto dolomity by mali byť balené do vriec a veľmi jemne triedené, vo väčšine prípadov pod 100 μm.

Záver

Dolomit sa množstvom zásob radí medzi najrozšírenejšie suroviny na Slovensku. Využívanie dolomitovej suroviny u nás zaostáva za svetovým vývojom. Dolomit má veľmi mnohostranné využitie, preto pri jeho ťažbe treba postupovať rozvážne, aby sa vysokokvalitný dolomit nepoužíval na podradnejšie účely. Len pri dôkladnom komplexnom poznaní mineralogicko-technologických vlastností dolomitu možno rozhodnúť, kde bude dolomit tej-ktorej lokality efektívne využitý.

U nás doteraz neexistuje akostné triedenie dolomi-

tických surovín stanovené štátnou normou, aká platí pre triedenie vápencov podľa ČSN 72 1217 — Vápenec — akosť. Sú iba podnikové normy a technické podmienky, ktorými sa doteraz najčastejšie hodnotia vlastnosti dolomitu. Výnimkou je štátna norma ČSN 72 1475 — Dolomitové kamenivo do betónu, platná od 1. 7. 1974.

Literatúra

Habanik, J. 1987: Jemné triedenie dolomitov. *Manuskript — archív ČSK, GR oborový výskum, Praha, detašované pracovisko Žilina.*

Habanik, J., Rigan, J. a Žabka. A. 1984: Dolomity v stavebníctve. *Manuskript — archív Ministerstva stavebníctva SSR Bratislava.*

Hrdina, M. 1974: Výskumný úkol č. S-12-526-004-02. Dílčí úkol „Ověřování použitelnosti dolomitů pro speciální účely". *Manuskript — archív ÚNS Kutná Hora.*

Konta, J. 1981: Keramické a sklárske suroviny. *Praha.*

Kozáč, J. a Očenáš, D. 1988: Správa o výsledkoch chemickej úpravy vzorky jemnomletého dolomitu DT-34. *Manuskript — ATNS Košice.*

Krutský, N. 1985: Možnosti komplexního využití dolomitů v ČSR. *Manuskript — archív Geoindustria Praha.*

Lukwinski, L. a Chrzeszorych, M. 1987: Vlastnosti dolomitov pre potravinárske účely. *In: Zborník III. medzinárodnej konferencie „Dolomit v národnom hospodárstve". Gliwice, Inštitút žiaruvzdorných materiálov.*

Malá, E. 1987: Možnosti využití dolomitů. *Manuskript — Výskumný ústav stavebných hmôt Brno.*

Vejvoda, J. a Hrnčíř, J. 1974: Hodnocení vápenců pro speciální účely suché vápenaté technologie odsírování spalin tepelních elektráren. *Zbor. ÚVP Běchovice, 27, 191—279.*

Švanda, J. 1985: Ověření použitelnosti dolomitů pro speciální účely. *Manuskript — archív ÚNS Kutná Hora.*

Zimová, M. 1987: Záverečná správa zákazkovej výskumnej úlohy Z 01-66/86-87. Skúšky spekavosti dolomitov. *Manuskript — archív Výskumného ústavu hutníckej keramiky Bratislava.*

Zigmund, M. 1984: Výroba oxidu horečnatého a zrážaného uhličitanu vápenatého z dolomitu. *Manuskript — UACH SAV Bratislava.*

Pokračovanie zo s. 538

Spodnomiocénne obdobie sa vyznačovalo najprv vrásovo-násunovou a prešmykovou tektonikou, neskôr horizontálnymi posunmi s hlavnou kompresnou zložkou napätia smeru SZ—JV. V strednom miocéne sa uplatnili výrazné horizontálne posuny s hlavnou kompresnou zložkou orientovanou na SV—JZ. Počas vrchného miocénu a v pliocéne dominovala extenzívna tektonika s osou maximálnej extenzie smeru SV—JZ.

R. Melka: **Analýza konečnej deformácie stredočeskej strižnej zóny na základe magnetickej anizotropie**

Na deformačnú analýzu kambria a proterozoika časti jv. krídla Barrandienu sa použili údaje z merania obliakov konglomerátov. Ďalšie údaje boli získané na základe kvantitatívnej korelácie anizotropie magnetickej susceptibility s veľkosťou deformácie. Výsledky analýzy ukazujú, že deformácia študovaného územia mala charakter jednoduchého strihu so subhorizontálnou extenziou v smere SV—JZ, korá zodpovedá hercýnskemu pravostrannému posunu pozdĺž stredočeskej strižnej zóny.

M. Lobkowicz: **Nízkoteplotná strižná deformácia v granitoidoch na príklade dyjského masívu a durbachitov stredočeského plutónu**

Na základe mezoštruktúrnych a mikroštruktúrnych údajov a meraní prednostnej orientácie osí c kremeňa sa zistilo, že deformácia granitoidov dyjského masívu prechádza v smere od SZ na JV od jednoosovej extenzie k plošnej deformácii a vo východnej časti postupne celkom mizne. Smerom na JV, t. j. do tektonického podložia, sa kontinuálne znižujú teplotné podmienky — pri západnom okraji sa deformácia prejavuje silnou rekryštalizáciou a vznikom úzkych prolátnych mylonitových zón, v strednej časti vznikom diskrétnych foliačných plôch, medzi ktorými je deformácia slabá, a pri východnom okraji sú hojné klzné plochy pokryté výraznými chloritovými alebo kremennými striáciami dokladom nízkych teplôt deformácie. Na základe asymetrických štruktúr, prednostnej orientácie osí c kremeňa a analýzy klzných plôch sa zistil hlavný smer tektonického transportu ako sv. bez závislosti od teplotných podmienok deformácie. Durbachity typu Čertovo břemeno pri jv. okraji stredočeského plutónu sú postihnuté strižnou deformáciou prejavujúcou sa prítomnosťou hojných klzných plôch so striáciami, deformáciou a prednostnou orientáciou živcových výrastlíc a čiastočným usporiadaním vnútornej stavby. Pri sledovaní ukazovateľov S—C sa zistil poklesový charakter deformácie so smerom transportu na SZ.

K. Schulmann: **Kinematika variskej strižnej deformácie v moldanubiku jz. Moravy**

V moldanubickom polymetamorfnom komplexe sa rozlišujú dve deformačné fázy. Prvá fáza sa stotožňuje s duktilným násunom na JV počas variskej kompresie spojeným s vysokotlakovými a vysokoteplotnými metamorfnými podmienkami. Táto fáza bola príčinou zhrubnutia kôry a regionálnej anatexie. Deformačná fáza D_2, postihujúca aj migmatitový komplex, je charakterizovaná extenziou v smere SSV—JJZ s prevládajúcim zmyslom transportu na SSV a je spojená s vývojom divergentných strižných zón. Pre túto fázu je typická stredne teplotná a stredne tlaková metamorfóza plynule prechádzajúca do nízkoteplotných a nízkotlakových podmienok, súvisiacich so vznikom krehkých štruktúr poklesového charakteru.

A. Klinec: **K tvorbe anomálií stavby Nízkych Tatier**

Niektoré rysy poukazujú že Nízke Tatry tvorí niekoľko zostáv, ktoré sa pôvodne vyvíjali oddelene a tektonicky sa zblížili v alpínskom období.

Dominujúcu úlohu hrá jasenská zostava. Ide o vysoko premenené predpaleozoické metamorfity (90 %) a do nich zavrásnené slabo metamorfované paleozoické a mezozoic-

Pokračovanie na s. 570

Mineralia slovaca, 21 (1989), 555—560

Nové poznatky o niektorých mastencových ložiskách Slovenska

ALOIS VITÁSEK

Rudné bane, š. p., J. Kráľa 1, 974 32 Banská Bystrica

(Doručené 23. 11. 1988, revidovaná verzia doručená 13. 3. 1989)

New knowledge from some talc deposits of Slovakia

Talc is recently more used in several branches of industry (paper, dyes and paints, plastics) therefore sufficient reserves of it are necessary. New knowledge from exploration work during 1973—1987 on three deposits of talc near Hnúšťa (Mútnik, Samo and Sinec) are summarized in the paper. Attention is concentrated onto the problem of lateral and depthward continuation of mineralized bodies, to the regularities of talc distribution and to the forecasts of further reserves. Occurrences of scheelite within the talc deposit are mentioned, new chemical data on talc mineralization are given and the influence of tectonics onto the distribution and quality of talc raw is stated.

Úvod

Mastenec sa v niektorých odvetviach priemyslu využíva už dlhé roky, v iných, ktoré sa dnes rýchlo rozvíjajú (napr. výroba plastov), si získava stále významnejšiu pozíciu a stáva sa tam dokonca nenahraditeľným. Je preto pochopiteľná snaha orientovať sa v čo najväčšej miere na domácu surovinovú základňu a zaistiť dostatočné zásoby kvalitných mastencov pre priemysel. Vyhľadávací a predbežný geologický prieskum na ložisku Sinec a podrobné geologické prieskumy na ložiskách Mútnik a Samo v rokoch 1973 až 1987 priniesli niektoré nové poznatky najmä o geologickej stavbe ložísk (smerné aj hĺbkové pokračovanie), o kvantitatívnych pomeroch mastencovej suroviny na týchto ložiskách, o chemizme, mineralógii, sprievodných surovinách a pod.

Cieľom tohto príspevku je doplniť o tieto nové poznatky doterajšie publikácie najmä Kužvarta (1956), Lisého (1971), Slavkaya (1974), Suchára (1974), Zlochu (1984) a Derca (1986).

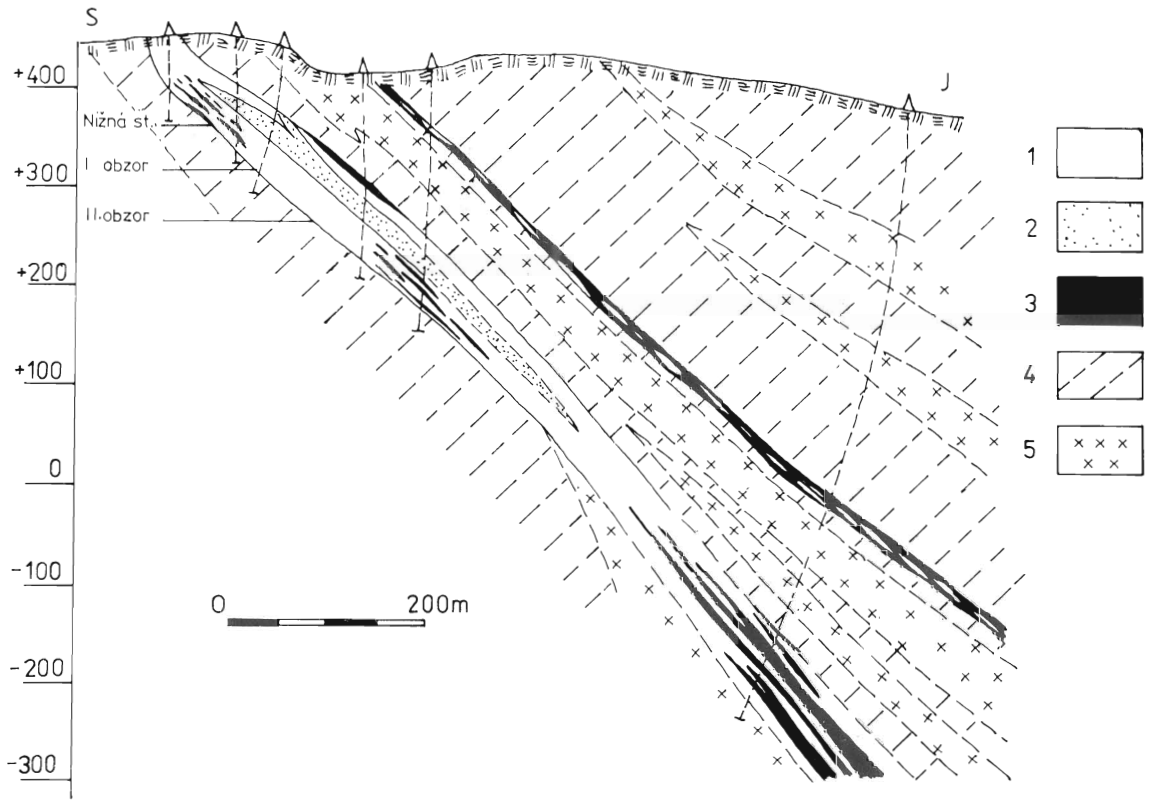
Charakteristika ložísk

Všetky priemyselne využívané ložiská mastenca u nás sú typom ložísk viazaných na hydrotermálnometasomatické premeny karbonátových hornín a sú sústredené v tzv. severnom slovenskom magnezitovom pruhu v blízkosti Hnúšte. Z viacerých ložísk tvoriacich tento pruh sú dnes exploatované iba ložiská Mútnik, Sinec a Samo.

Ložisko Mútnik

Ložisko Mútnik je najperspektívnejším predstaviteľom mastencovo-magnezitového ložiska a zároveň aj najväčším ložiskom severného magnezitového pruhu. Je uložené v kryštalických bridliciach jz. časti veporika. Okolité horniny tvorí viacero komplexov. Podľa Bezáka (1988) sú to svorový komplex Ostrej (granatické svory s telesami amfibolitov, pričom amfibolity vystupujú v okolí ložiska ako väčšie pretiahnuté telesá konkordantne uložené v kryštalických bridliciach), klenovecký komplex (albitizované biotitické pararuly) a sinecký komplex (muskoviticko-chloritické fylity s bázickými metavulkanitmi a magnezitmi). Okrem týchto základných komplexov sa často vyskytuje celý rad vzájomných pozvoľných prechodov litologických typov (kvarcit — fylit, kvarcit — svor, svor — rula a pod.).

Samotné ložisko tvorí z východu na západ pretiahnutá magnezitová šošovka ukláňajúca sa pod uhlom cca 50 ° na J, ktorá je v západnej časti esovite zvrásnená a v ktorej mastenec vystupuje vo forme intergranulárnej výplne medzi zrnami magnezitu alebo vo forme samostatných hniezd, pretiahnutých šošoviek, žíl a žilníkov mocností rádovo X cm až X m. Nadložie západnej časti magnezitovej šošovky tvorí dolomit, ktorého mocnosť je podobná ako mocnosť magnezitu (cca 50 m). Dolomit sa vyskytuje v menšej miere aj v centrálnej časti šošovky. Vrtný a banský prieskum upresnil rozmery ložiska: smerná dĺžka až do vyklinenia 880 m, maximálna horizontálna mocnosť 180 m, overený hĺbkový dosah po sklone 880 m, pričom horizontálna mocnosť v tejto hĺbke dosahuje 100 m (Suchár et al., 1986). Okrem tejto tzv. hlavnej šošovky sú v nadloží overené tri samostatné mastencové šošovky s mocnosťou od 0 do 25 m. Smerné dĺžky prvých dvoch šošoviek sú 50 a 300 m. Najvzdialenejšia tretia nadložná šošovka má overenú smernú



Obr. 1. Priečny geologický rez ložiskom Mútnik (podľa Suchára et al., 1983). 1 — magnezit a intergranulárne premastencovaný magnezit, 2 — dolomit, 3 — samostatné polohy mastenca bez rozlíšenia kvality, 4 — okolité kryštalické bridlice, 5 — telesá amfibolitov.

Fig. 1. Geological cross-section of the Mútnik talc deposit (according to Suchár et al., 1983). 1 — magnesite and talc-magnesite rock, 2 — dolomite. 3 — monomineral talc, 4 — enclosing crystalline schist, 5 — amphibolite.

dĺžku 600 m. Zachytil ju však aj vrt V-2/86 cca 300 m na V od vyklinenia hlavnej šošovky, takže jej celková smerná dĺžka je až 900 m. Nadložné šošovky sú zvrásnené, vyvlečené a často sú do nich zavrásnené útržky okolitých hornín, ktoré majú potom tvar zaoblených, vyvalcovaných blokov. Na niektorých miestach sú šošovky postihnuté porudnou priečnou tektonikou, pozdĺž ktorej dochádza k poklesom alebo prešmykom. Ložiskovú výplň tvorí väčšinou mastenec kontaminovaný chloritmi — leuchtenbergitom, pennínom, sheridanitom, menej magnezitom, dolomitom a kremeňom.

Zaujímavá je vertikálna zonálnosť obsahu mastenca v ložisku (obr. 1). Podľa pôvodných názorov (Kužvart, 1956) malo byť premastencovanie s narastajúcou hĺbkou menej intenzívne. V skutočnosti sa smerom do hĺbky striedajú zóny s vyšším a nižším obsahom mastenca, pričom v globále s hĺbkou mastenca pribúda. V hĺbke 880 m po sklone ložiska (vrt M-1-80) dosahuje obsah mastenca až 15 % a mocnosť monominerálnych mastencových polôh kolíše od 0,2 m do 6,5 m. Ložisko smerom do hĺbky pokračuje s nezmenenou mocnosťou a nepozorovať jeho vykliňovanie. V súčasnosti sa ťaží iba do hĺbky 170 m po sklone ložiska. Veľkú variabilitu v priestorovom výskyte mastenca možno pozorovať aj v horizontálnej rovine. Podložné a nadložné kontakty magnezitového telesa sú väčšinou lemované polohami tzv. technických mastencov (mastencov s chloritmi až premastencovaných chloritických a chloriticko-sericitických bridlíc), ktoré dosahujú mocnosť od niekoľkých cm až do 10 m, vnútri telesa sa vyskytujú polohy monominerálnych šošoviek až žíl čistého mastenca (tzv. mastenca farmaceutického a elektrokeramického). Východná časť ložiska obsahuje výrazne viac mastencových polôh a takisto intergranulárne premastencovanie je intenzívnejšie ako v centrálnej časti šošovky. V západnej časti sa mastenec vyskytuje iba sporadicky. Čo sa týka chemizmu mastencov, ani v hĺbke nedochádza k väčším zmenám ako pri mastencoch ťažených v podpovrchových častiach ložiska. Z tab. 1 je zrejmé, že s hĺbkou sa čiastočne zvyšuje chemická čistota mastencov, najmä čo sa týka obsahu Fe_2O_3, Al_2O_3 a MgO, čo sú limitujúce oxidy pre určenie kvality mastencov.

Zo sprievodných surovín je na ložisku najdôležitejší magnezit s priemerným chemickým zložením: MgO — 43,50 %, CaO — 1,67 %, SiO_2 — 3,80 %,

TAB. 1
Porovnanie chemizmu mastencov (%)
Comparison of chemical compositions of talc (%)

	Mastenec s chloritom (technický) vrt M-1 (599 m)	Farmaceut. mastenec vrt M-1 (591 m)	Mastenec s chloritom (TM ťažený) (1987)	Farmaceut. mastenec (FM ťažený) (1987)
SiO_2	44,58	51,27	52,94	52,6
Al_2O_3	10,72	1,31	13,95*	3,1*
Fe_2O_3	0,78	0,44	4,03	2,00
FeO	1,64	1,34	—	—
CaO	0,16	0,80	1,14	1,20
MgO	32,39	32,49	19,62	31,18
MnO	0,005	0,031	0,006	0,0049
TiO_2	0,51	0,02	—	—
SŽ	9,08	12,03	8,28	10,28
Na_2O	0,08	0,05	—	—
K_2O	0,03	0,01	—	—

* zahrnutý aj obsah TiO_2

Fe_2O_3 — 2,43 % (Lisý, 1974), ktorý sa ťaží v množstve 20 kt ročne a spracováva sa v SMZ Košice na pálené magnezitové výrobky. V súčasnosti prebiehajú technologické pokusy s kaustifikáciou magnezitu z ložiska Mútnik.

Perspektívnou surovinou je steatitizovaný magnezit (magnezit s vyšším obsahom intergranulárneho mastenca) a tzv. mastencové žilníky v magnezite, ktoré sa zatiaľ nevyužívajú, ale v budúcnosti sa s nimi počíta pri flotačnej úprave na získanie vysoko kvalitných druhov mastenca. Ako bolo zistené, intergranulárny mastenec tvoria šupinkovité, perleťovo lesklé, priesvitné až biele kryštáliky mastenca, ktorý je chemicky veľmi čistý a dosahuje až kvalitu EK — II, to znamená, že obsah Fe_2O_3 je menší ako 1,2 % a obsah MgO väčší ako 28 %.

Ďalšou sprievodnou surovinou, ktorá je na ložisku pomerne značne zastúpená, je čistý, jemnokryštalický, cukrovobiely dolomit s priemerným chemickým zložením: MgO — 14,68 %, CaO — 20,25 %, Fe_2O_3 — 1,07 %, SiO_2 — 21,15 % a SŽ — 32,09 %. Jemne mletý vykazuje belosť až 90,3 %. Dolomit, ktorý tvorí nadložie západnej časti ložiskového telesa, dosahuje horizontálnu mocnosť až 50 m, v centrálnej časti telesa tvorí pretiahnuté až 5 m mocné polohy konkordantne uložené v magnezite. Mletý dolomit sa v súčasnosti pokusne využíva ako plnidlo do náterových hmôt a keramiky, priemyselne sa však zatiaľ nevyužíva.

Nezanedbateľnou sprievodnou surovinou mastenca na ložisku Mútnik sú rudné minerály, najmä sulfidy. Doterajšie poznatky o sulfidoch sú pomerne podrobne zhrnuté v 1. časti Topografickej mineralógie Slovenska (Koděra, 1986). V súčasnosti sa problematikou sulfidov zaoberá GÚ SAV v Banskej Bystrici. Podľa Ragana (ústne oznámenie) je v súčasnosti na ložisku makroskopicky zastúpený chalkopyrit (tvorí až 90 % všetkých sulfidov na ložisku), pyrit, kobaltín, pyrotín, tetraedrit, sfalerit a z oxidov rutil. Mikroskopicky sa zistil galenit, Bi-sulfidy, Bi- a Sb-sulfosoli, siegenit, bornit, chalkozín, rýdze Au a rýdzi Bi.

Ekonomicky zaujímavý je obsah niektorých prvkov v chalkopyrite, napr. Au max. 6,6 ppm (Ragan, 1987), Ag max. 300 ppm, Se 160—380 ppm.

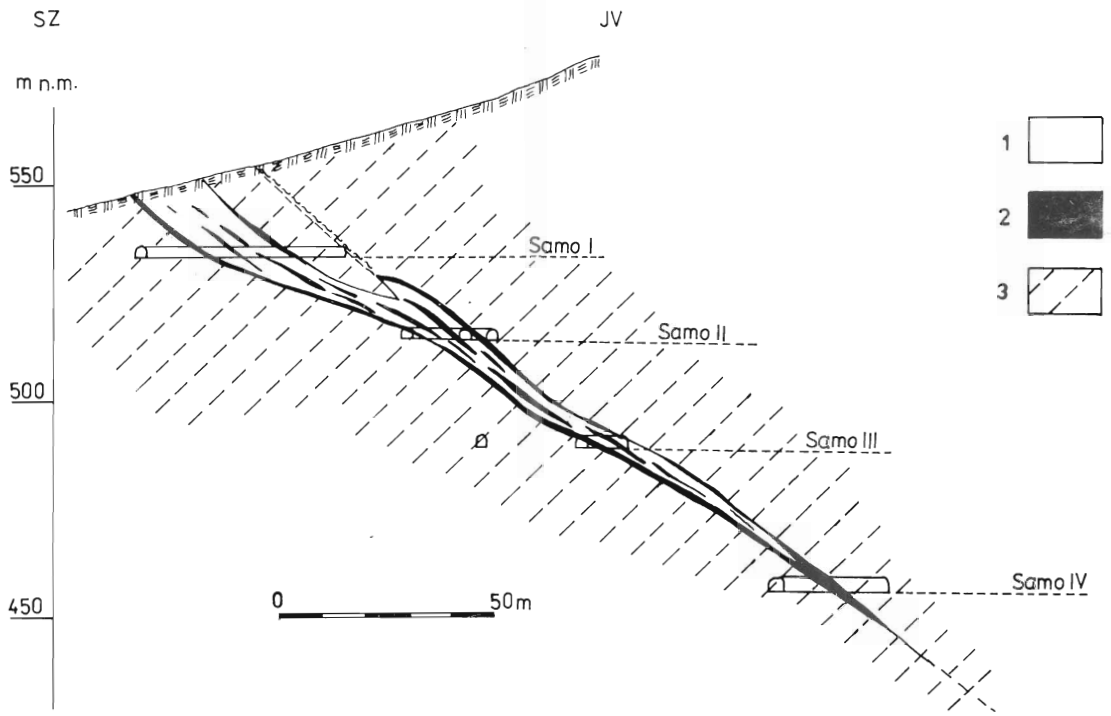
Z ďalších minerálov stojí za zmienku výskyt veľmi vzácneho turmalínu — uvitu (Bouška, 1973) zo skupiny vápenato-horečnatých turmalínov. Uvit sa nachádza najmä v chloriticko-mastencovej bridlici (tzv. technický mastenec) a na styku mastenca s okolitými kryštalickými bridlicami, najmä rulami. Ide o stĺpcovité čiernohnedé kryštály dĺžky až 5 cm, voľne roztrúsené alebo v lúčovitých agregátoch. Nálezy uvitu sú však čoraz vzácnejšie a dá sa povedať, že v hlbších úrovniach ložiska sa prakticky nevyskytuje. V posledných rokoch sa na ložisku pozoroval väčší výskyt jemne šupinkatého smaragdovozeleného fuchsitu, ktorý tvorí až 1 cm hrubé pásiky v jemnozrnnej prekremenenej muskovitickej rule z nadložia hlavného ložiska. Fuchsit bol určený na základe emisnej spektrálnej analýzy a mikroskopického štúdia.

Geologické zásoby mastencovej suroviny kvantifikoval Lisý (1977). Podrobný geologický prieskum na mastenec ukončený v roku 1987 priniesol však nové poznatky o kvantitatívnych parametroch a priestorovom rozmiestnení mastenca v ložisku. Bolo potvrdené, že v súčasnosti ťažené hĺbkové úrovne (I. a II. obzor) sa nachádzajú v mieste vertikálneho ochudobnenia mastencom, čo sa prejavuje celkovou redukciou pôvodných zásob, ako aj znížením podielu kvalitných druhov mastenca na skladbe ložiskovej výplne. Nový výpočet zásob mastenca na ložisku Mútnik predstavuje stav k 1. 1. 1989.

Ložisko Samo

Na ložisku Samo, ktoré sa považuje za najcharakteristickejšie ložisko mastenca viazané na Mg karboná-ty (Lisý, 1971), bude v najbližších rokoch ukončená exploatácia.

Samo je vzdialené od ložiska Mútnik vzdušnou čiarou cca 3 km na JZ (v smere severného magnezitového pruhu). Je tvorené jedinou pretiahnutou mastencovo-magnezitovou šošovkou smeru VSV — ZJZ so sklonom na JV. Smerná dĺžka šošovky, ako potvrdil geologický prieskum ukončený v roku 1986, sa s hĺbkou skracuje. V pripovrchových partiách dosahovala smerná dĺžka ložiska až 850 m, pričom v jz. časti bola šošovka prerušená hluchým pásmom a rozdelená na dve relatívne samostatné šošovky sv. — 550 m a jz. — 230 m. Smerom do hĺbky (úroveň Samo II a III) menšia jz. šošovka vykliňuje a na



Obr. 2. Priečny geologický rez ložiskom Samo. 1 — intergranulárne premastencovaný magnezit, 2 — samostatné polohy mastenca bez rozlíšenia kvality, 3— okolité kryštalické bridlice.

Fig. 2. Geological cross-section of the Samo talc deposit. 1 — intergranular talc-magnesite rock, 2 — monomineral talc, 3 — enclosing crystalline schist.

najhlbšej úrovni (Samo IV) sa už jedná iba o jedinú nesúvislú, pretiahnutú a smerne rozvlečenú šošovku s maximálnou mocnosťou 11 m. Generálny sklon ložiska je pomerne malý 25—35 g smerom na JV, pričom v dôsledku nadurovania a vykliňovania ložiskovej polohy, ako aj čiastočného zvrásnenia sa lokálne pohybuje od 25 do 70 g.

Jednoznačne sa potvrdilo, že ložisko smerom do hĺbky vykliňuje a súčasne sa zmenšuje smerná dĺžka a obsah mastenca (obr. 2). Hĺbkový dosah ložiska sa pohybuje od 100 do 400 m od povrchu po vyklinenie.

V skladbe ložiskovej výplne sa nezistili žiadne nové poznatky. Hlavnú časť ložiska predstavuje intergranulárne premastencovaný magnezit, v ktorom sa nachádzajú samostatné polohy mastenca vo forme žilníkov, žíl, šošoviek a hniezd s mocnosťou od X cm do max. 1 m. Pre kvalitné mastence z ložiska Samo je miestami typický obsah smaragdovozeleného chloritu leuchtenbergitu, lokálne tvoriaceho vločkovité zhluky až šmuhy. Tento chlorit zhoršuje čistotu mastenca a spôsobuje komplikácie pri ťažbe. Zákonitosti v priestorovom výskyte sa zatiaľ nezistili. Pravdepodobnou príčinou existencie týchto minerálov v kvalitnom mastenci bol obsah nečistôt v pôvodnom karbonáte pred talkitizáciou. Z ostatných minerálov sa v ložiskovej výplni vyskytuje kremeň (šošovky cm mocností v mastenci aj v okolitých bridliciach), menej dolomit a vápenec.

Z rudnej mineralizácie vystupuje v súčasnosti iba pyrit v mastenci a v puklinách vyplnených alpskou paragenézou (kremeň, kalcit, pyrit, ripidolit). Unikátne až niekoľkokilogramové pentagondodekaedrické kryštály pyritu typické pre ložisko Samo sa vyskytovali iba vo vyšších partiách ložiska a boli sústredené do nepravidelných rudných stĺpov. V hĺbke, v ktorej sa v súčasnosti vykonávali ťažobné práce (cca 110—150 m pod povrchom), sa už nevyskytujú.

Nový výpočet zásob mastencovej suroviny (Vitásek, 1987) zohľadnil novozistené hĺbkové vykliňovanie ložiska a čiastočne redukoval pôvodné geologické zásoby. Súčasne sa, podobne ako na ložisku Mútnik, zhoršila kvalitatívna skladba mastencov. Percentuálne zastúpenie jednotlivých druhov mastenca v ložisku je II/A — 30,9 %, I/A — 6,17 %, 00/A — 4,14 % a EK II — 0,05 %.

Ložisko Sinec

Ložisko Sinec sa z ložísk severného magnezitového pruhu ťaží najkratší čas. Predbežný geologický prieskum na tomto ložisku sa ukončil v roku 1983 a na dobývanie bolo pridelené v roku 1984.

Mastencovo-magnezitová šošovka tvoriaca ložiskové teleso je konkordantne uložená v smere SV—JZ v chloritických fylitoch a skláňa sa pod uhlom 25—50 g na JV. Jej smerná dĺžka až do vyklinenia je 700 m, mocnosť od 0 do 15 m. V strednej časti je šošovka prerušená priečnou tektonikou s prešmykom. Ložiskovú výplň tvorí takisto ako na ložiskách Mútnik a Samo intergranulárne premastencovaný magnezit, v ktorom samostatné polohy mastenca tvoria šošovky, hniezda, žilníky a žily s mocnosťou až 1,5 m. Z hľadiska obsahovosti mastenca je ložisko Sinec najbohatším zo všetkých v súčasnosti ťažených ložísk mastenca.

Obsahovosť najkvalitnejších druhov (farmaceutického a elektrokeramického) mastenca dosahuje až 9,25 %, obsahovosť technických mastencov: druh I/A — 5,45 %, druh II/A — 12,85 % (Suchár, 1981). Mastencovú surovinu znehodnocuje hlavne chlorit, ktorý má obsah oxidov Fe od 10 do 11 %. Množstvo chloritu v mastenci je rozhodujúce pre začlenenie do jednotlivých kvalitatívnych tried a pohybuje sa od 1,4—6,1 % pri najkvalitnejších typoch, až do 41 % pri technických typoch mastenca.

Sprievodnou surovinou menšieho významu je dolomit, ktorý je zastúpený nepomerne menej ako magnezit, ale je takisto nositeľom mastenca, či už intergranulárneho alebo v samostatných polohách. Zo sulfidov sa vyskytuje najmä pyrit (jemne rozptýlené pentagondodekaedrické kryštáliky mm veľkostí), ktorý lokálne tvorí husté impregnácie a znehodnocuje mastencovú surovinu, menej arzenopyrit, chalkopyrit, kobaltín.

Najzaujímavejším mineralogickým nálezom je na ložisku Sinec v súčasnoti nález scheelitového zrudnenia, ktoré opísal Hvožďara (in Koděra et al., 1985) a Molák a Vitásek (v tlači). Scheelitové zrudnenie vyskytujúce sa v premastencovanom magnezite, v mastenci a v dolomite sa sledovalo v banských dielach pri ťažbe mastenca a našlo sa aj na povrchu a v starých odvaloch pravdepodobne zo začiatku storočia. Scheelit pleťovej až svetlohnedej farby sa nachádza vo forme drobných žiliek, zrniečok a hypidiomorfne obmedzených, tektonicky ryhovaných porfyroblastov veľkosti až 3 cm. Na ložiskovej výplni má lokálne podiel (podľa sieťovej analýzy čelby) až 5 % a v súčasnosti sa skúma. Pri exploatácii mastenca sa ťaží ako škodlivina, ktorá znižuje kvalitu mastenca. Pri úprave mastenca gravitačným triedením by sa scheelit pravdepodobne dal odseparovať a mohol by sa tak získavať ekonomicky zhodnotiteľný koncentrát.

Výpočet zásob mastenca na ložisku Sinec sa urobil v roku 1983 (Suchár et al., 1983). Počas exploatácie ložiska v rokoch 1983—1987 bolo však nutné (vzhľadom na zníženú obsahovosť a zmenšenú mocnosť oproti predpokladu) vykonať operatívny prepočet zásob, ktorým sa pôvodný redukoval až o 40 %.

Na ložisku Sinec nie je doriešené hĺbkové pokračovanie. Podľa doterajších poznatkov (ložisko je rozfárané štôlňami Lýdia a Zuzana s výškovým rozdielom 40 m) s hĺbkou ubúda mastenca v ložiskovej výplni. Nie je však vylúčené, že sa jedná o lokálne vertikálne ochudobnenie podobne ako na ložisku Mútnik, pretože ložisko Sinec má pravdepodobne súvis s vyťaženým ložiskom Kokava, ktoré leží vertikálne cca o 330 m nižšie. Preto sa na tomto ložisku v budúcnosti počíta s ďalšími prieskumnými prácami a ďalším perspektívnym prírastkom zásob mastenca.

Záver

Mastencové ložiská viazané na karbonáty severného magnezitového pruhu sú jediné priemyselne využívané ložiská mastenca u nás. V súčasnosti sa ťaží ložisko Mútnik, Samo, Sinec, konzervované sú zásoby na ložisku Kokava. Ostatné historicky známe ložiská mastenca sú vydobyté, alebo sa nevyužívajú. Najperspektívnejšie z uvedených ložísk je najväčšie ložisko Mútnik, ktoré je overené vrtmi až do hĺbky 880 m po sklone ložiska, pričom množstvo a kvalita mastenca v ložiskovej výplni sa s hĺbkou zvyšujú. Hĺbkové vyklinenie ani jeho signalizácia sa zatiaľ nezistili. V hĺbke 880 m po sklone ložiska bola overená stála mocnosť porovnateľná s mocnosťou v podpovrchových partiách ložiska. Okrem samostatne vyťažiteľných polôh mastenca sú v ložisku overené značné zásoby tzv. mastencovo-magnezitovej suroviny (hrubozrnný magnezit intergranulárne prerastaný mastencom vysokej chemickej čistoty). Možnosti jej flotačnej úpravy sa v súčasnoti riešia. Ložisko Sinec má veľký význam pre vysoký podiel kvalitných mastencových druhov v ložiskovej výplni. Aj keď zásoby na tomto ložisku sú zatiaľ obmedzené, hĺbkové vyklinenie zatiaľ overené nebolo, a preto existuje perspektívna možnosť ďalšieho hĺbkového pokračovania ložiska.

Na najznámejšom ložisku Samo sa jednoznačne potvrdilo hĺbkové vyklinenie za súčasnej redukcie smernej dĺžky a obsahovosti mastenca. S ukončením ťažby na tomto ložisku sa počíta v najbližších rokoch.

Mastenec vyťažený z ložísk severného magnezitového pruhu stačí pokryť takmer celkovú potrebu mastencových výrobkov v národnom hospodárstve ČSSR (tab. 2).

Najkvalitnejšie druhy mastenca triedy EK I a EK II sa u nás ťažia iba obmedzene, alebo vôbec nie, pretože sú len málo až sporadicky zastúpené v ložiskovej výplni. Preto tieto druhy mastenca dovážame najmä z ČĽR, KĽDR, Vietnamu, Austrálie a pod. Overené zásoby mastenca ložísk severného magnezitového pruhu aj napriek tomu, že boli na základe nových poznatkov zredukované, pokrývajú domácu spotrebu najbližších desaťročí.

TAB. 2
Ťažba jednotlivých druhov mastenca (v tonách)
Exploitation of single talc sorts (in tons)

	1983	1984	1985	1986	1987
II/A	11 494	10 592	8 453	9 246	9 640
I/A	1 785	1 849	1 586	231	480
00/A	2 059	2 295	1 990	2 349	2 487
EKII	—	—	—	—	150

Literatúra

Bouška, V., Povondra, P. a Lisý, E. 1973: Uvit z Hnúšte. *Acta Univ. Carol., Geol., 3, 163—170.*

Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov., 20, 131—142.*

Derco, J. 1986: Mastenec a mastencové horniny z ložiska Sinec a možnosti ich využitia. *Mineralia slov., 18, 51—62.*

Koděra, M. et al. 1985: Vybrané minerálne paragenézy a topografická mineralógia Slovenska. Správy za roky 1981—1985. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Koděra, M. et al. 1986: Topografická mineralógia Slovenska 1. *Bratislava, Veda.*

Lisý, E. 1971: Ložiská mastenca na Slovensku. *Mineralia slov., 3, 12—13, 343—348.*

Lisý, E. 1974: Výpočet zásob magnezitu ložiska Mútnik, stav k 1. 1. 1974. *Manuskript — Geofond Bratislava, 330 s.*

Lisý, E. 1977: Výpočet zásob mastencových ložísk Mútnik, Samo, Kokava, stav k 1. 1. 1977. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Molák, B. a Vitásek, A. (v tlači): Nový nález scheelitu na magnezit-mastencovom ložisku Bodnárka pri Kokave. *Spr. geol. Výsk. GÚDŠ, Region. geol.*

Ragan, M. 1987: Zlato na ložisku magnezitu a mastenca Mútnik pri Hnúšti, možnosti jeho získavania. *In: Sborník — Chemizmus a fyzikální vlastnosti minerálů a jejich technologické aplikace. Hradec Králové, 130—132.*

Slavkay, M. a Lenárt, J. 1974: Vyhľadávacie kritériá a príznaky mastencových ložísk v okolí Hnúšte. *Mineralia slov., 6, 17—22.*

Suchár, A. 1974: Výsledky prieskumu mastenca v okolí Kokavy nad Rimavicou. *Mineralia slov., 6, 1—16.*

Suchár, A., Zlocha, J., Očenáš, D., Lukaj, M. a Valko, P. 1980: Záverečná správa a výpočet zásob Kokava—Jelšava — VP mastenec. *Manuskript — Geofond Bratislava, 228 s.*

Suchár, A. 1981: Čiastková správa a operatívny výpočet zásob mastenca Kokava-Sinec PP, stav k 30. IV. 1981. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Suchár, A., Švantnerová, E., Valko, P. a Zlocha, J. 1983: Záverečná správa a výpočet zásob Kokava-Sinec PP, mastenec, stav k 1. 2. 1983. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Vitásek, A. 1987: Záverečná správa s výpočtom zásob z podrobného geologického prieskumu mastencového ložiska Samo IV. *Manuskript — Geofond Bratislava, 110 s.*

Zlocha, J., Suchár, A. a Švantnerová, E. 1984: Výsledky prieskumu mastencového ložiska Kokava-Sinec. *Mineralia slov., 16, 555—557*

New knowledge from some talc deposits of Slovakia

Needs of talc for the national economy are recently saturated by exploitation of deposits in the so called "northern magnesite belt" of Slovakia. Three deposits of talc are at present under exploitation: Mútnik, Samo and Sinec near Hnúšta in Central Slovakia.

The Mútnik deposit is the largest, one representing the most significant source of talc. The deposit is created by a lense-like magnesite-talc body of E-W orientation dipping by about 50° to the south. The strike length attains 880 m and the maximal horizontal thickness is 180 m. The proved dipward lenght is 880 m (Suchár et al. 1980), but the body does not wedge out in this depth. The most significant new knowledge is that vertical zonality characterizes the distribution of talc and zones with higher and lower content alternate depthward in the deposit whereas the average talc content gradually increases toward the depth attaining 15% in 880 m depth. Maximal thicknesses of monomineral talc layers attain 0.2 to 6.5 m. The most important associated raw with the talc is magnesite which is also in exploitation. The average chemical composition of magnesite (Lisý, 1974) is as folows: MgO — 43.5%, CaO — 1.67%, SiO_2 — 3.80% and Fe_2O — 2.43%. Moreover, dolomite and various sulphides (chalcopyrite, pyrite, cobaltine, pyrrhotite, tetraedrite, sphalerite and others) are known but not contained in workable amounts. Interesant is the recent finding of rare tourmaline, uvite (Bouška, 1973).

The Samo deposit was assumed in the past to represent the most typical example of talc deposit in the area but it will be exhausted in the near future. This was an elongated lense of magnesite-talc rock attaining 850 m strike-lenght and 11 m maximal thickness. Exploration data proved that the strike-lenght diminishes with the depth together with thickness and the body wedges out in depths of 100 to 40 m from the surface. No significant new knowledge is available on the composition of raw in the body. The known and unique pyrite crystals, weighting several kilograms and of pentagon-dodecahedric form frequently found in the past in upper levels of the body, do not occur more in the depth. A new reserve calculation (Vitásek, 1987) reduced the previous reserves in the depth by 30—40% and the percentual share of technological types of talc is as follows: II/A — 30.9%, I/A — 6.17%, OO/A — 4.14% and EK II — 0.05%.

The Sinec deposit is in exploitation for the shortest time and it appears interesting for the high share of high quality talc raw; the EK II and OO/A qualities attain here 9.25% (Suchár, 1981). Unappropriate circumstance is the locally high chlorite content together with fine disseminated pyrite in the raw degrading the quality of talc. New knowledge is the discovery of locally high contents of scheelite (Hvoždara in Koděra et al., 1985, Molák and Vitásek, in print). Scheelite occurs in veinlets and up to 3 cm large crystals in talc, talc-magnesite and talc-dolomite in the underground and even on the surface reaching in places 5% content. Reserves of talc have been calculated (Suchár et al., 1983) but recent exploitation data point to lower talc contents and smaller thicknesses than previously assumed. This circumstance led to the reduction of reserves by 40%.

Reserves of talc raw recently proved in all three deposits are sufficient to cover the needs for several decades. Eventual higher needs for high-quality talc raw will be appropriate to saturate from the Mútnik deposit.

Mineralia slovaca, 21 (1989), 561—564

Perlity stredoslovenských neovulkanitov

ZUZANA HRONCOVÁ

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Kynceľová 10, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 23. 11. 1988, revidovaná verzia doručená 4. 4. 1989)

Perlite in the Central Slovakian neovolcanic area

Deposits of perlite are situated in the SW part of the Kremnické vrchy Mts. as well as in the Štiavnické vrchy Mts. The only deposit of perlite under exploitation in the CSSR is in Lehôtka pod Brehmi near Žiar nad Hronom (Štiavnické vrchy Mts.), where exploitation continues from 1963. The Jastrabá deposit (Kremnické vrchy Mts.) is under preparation for exploitation. Perlite on both deposits is represented by rock of rhyolite composition allowing expandability after high-temperature heating due to the release of volatiles. This ability is used to produce light materials for construction industry and insolating materials or in agriculture (agroperlite) and elsewhere. The perlite raw is expanded in several facilities (Lozorno, Michalovce, Košice, Bratislava and Nový Jičín).

Úvod

Perlit je hornina vulkanického pôvodu, ryolitového zloženia, so schopnosťou expandovať, čo sa s úspechom využíva v stavebníctve na výrobu rôznych izolačných stavebných hmôt, taktiež v poľnohospodárstve — výroba agroperlitu a podobne. Surový perlit sa spracováva v Keramických závodoch v Lehôtke pod Brehmi a v ďalších závodoch (Lozorno, Michalovce, Košice, Bratislava, Nový Jičín).

Ložisko Lehôtka pod Brehmi (okr. Žiar nad Hronom) je v súčasnosti jediným exploatovaným ložiskom perlitu v ČSSR. Rozkladá sa na ploche 430 × 300 m s priemernou mocnosťou suroviny od 50 do 60 m.

Druhé významné ložisko perlitu sa nachádza v tom istom okrese na SZ od obce Jastrabá. Ložiskové teleso má pretiahnutý tvar v smere S—J s dĺžkou okolo 900 m a šírkou okolo 500 m. Priemerná mocnosť suroviny je 75 m.

Perlit sa ďalej overil na lokalitách Hliník nad Hronom, Slaská, Pitelová-Kuricovci, Lehôtka pod Brehmi-Bralo, Kopernica—Dolná Klapa. Tieto lokality však nie sú ekonomicky významné, lebo majú nízku kvalitu perlitického skla.

Geologická stavba ložísk

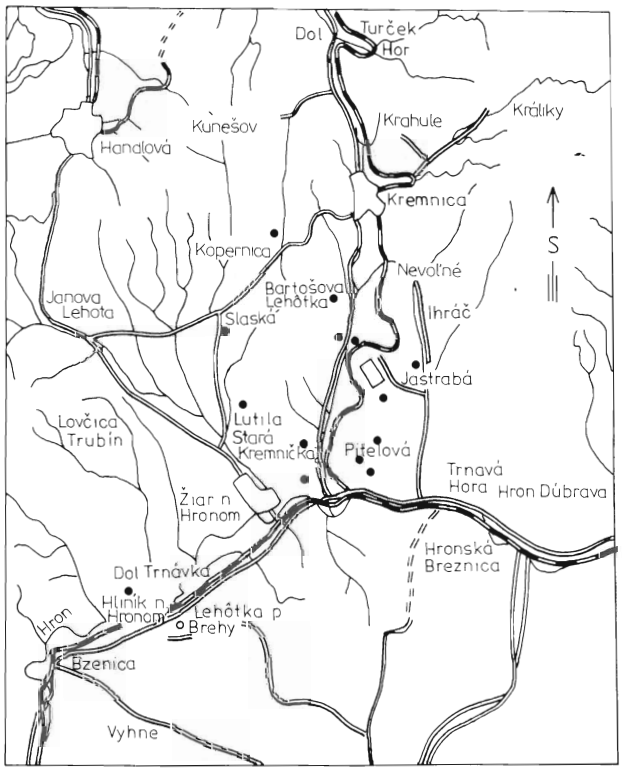
Ložisko Lehôtka pod Brehmi je súčasťou Štiavnických vrchov, ktoré sa vyznačujú rozsiahlou vulkanickou stavbou stratovulkánového typu. Stratovulkán sa vyvíjal v bádene, sarmate až pliocéne. Striedalo sa niekoľko etáp vulkanickej aktivity s deštrukciami a denudáciou. V závere vulkanickej aktivity sa v priestore kaldery vyvíjala hrastová stavba. Konečný et al. (1981) rozlišujú:

1. spodnú stratovulkanickú stavbu: sú to produkty pyroxenických andezitov + amfibol a komplexy intruzívnych hornín, hlavne dioritové porfýry bádenského veku; najmladším členom spodnej stavby sú tzv. hlinícke ryolity zo spodného sarmatu,

2. vrchnú stavbu, ktorú tvoria explozívno-efuzívne produkty pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu ± biotit. Zaraďuje sa do spodného až vrchného sarmatu. Jedným z najmladších členov vrchnej stavby je tzv. jastrabská formácia.

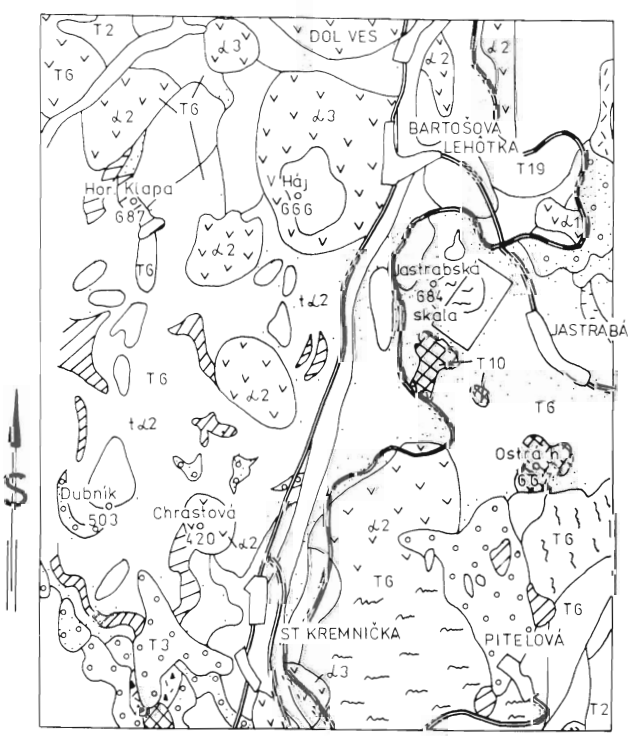
Jastrabskú formáciu vyčlenil Konečný et al. (1983) na základe litologicko-petrografickej povahy horninových celkov a biostratigrafického štúdia. Tvorí ju priestorovo nesúvislý súbor dajok, extrúzií, prúdov a vulkanoklastík ryodacitového a ryolitového charakteru. Podľa biostratigrafických stanovení a absolútneho datovania patrí formácia do sarmatu až panónu (Bagdasarjan et al., 1970; Repčok, 1981; Konečný et al., 1983). Najväčšie rozšírenie jastrabskej formácie je v juhozápadnej časti Kremnických vrchov.

Bezák a Lexa (1983) vyčlenili v ryolitovom komplexe dva horizonty. Spodný horizont vystupuje východne od línie Kremnického potoka. Je poklesnutý oproti západnému bloku o 100—150 m. Jeho súčasťou sú staršie vulkanoklastiká s vysokým obsahom vulkanického skla, zeolitizované vulkanoklastiká a mladšie ryolitové telesá so sklovitými okrajmi. Vrchný horizont vystupuje západne od línie, v oblasti, ktorá bola tektonicky i morfologicky disponovaná na premeny ryolitových produktov. Okrem rôznych asociácií ílových minerálov (Kraus, 1982) vystupujú na povrch i zeolitizované vulkanoklastiká.



Obr. 1. Prehľadná mapa výskytov perlitov v stredoslovenských neovulkanitoch (M = 1 : 200 000).

Fig. 1. Sketch map of perlite occurrences in young volcanites of Central Slovakia (1 : 200,000 scale).



Obr. 2. Geologická mapa ložiska Jastrabá (M = 1 : 50 000; zostavil Lexa a Konečný).

Fig. 2. Geological map of the Jastrabá deposit by Lexa and Konečný (1 : 50 000 scale).

Lehôtka pod Brehmi

Ložisko reprezentuje jastrabská formácia a tvoria ju rôzne typy ryolitových vulkanoklastík, ako sú triedené a netriedené tufy, pemzové tufy a aglomeráty a chaotické brekcie s vysokým podielom vulkanického skla. Mocnosť produktívneho súvrstvia dosahuje 50 až 60 m. Podložie ložiska tvoria staršie ryolity a andezity, nad produktívnou časťou ložiska sú tufity a kvartérny pokryv. Časť ložiska tvoria redeponované sklovité okraje blízkych telies ryolitov. Okrem nich sa tu nachádzajú i triedené tufy a aglomeráty, ktoré obsahujú kompaktné sivé sklo, pórovito-fluidálne sklo a vláknité pemzy. Na základe obsahu vody, ktorá sa pohybuje od 3,5 do 4,8 %, sa sklá definovali ako perlity.

Jastrabá

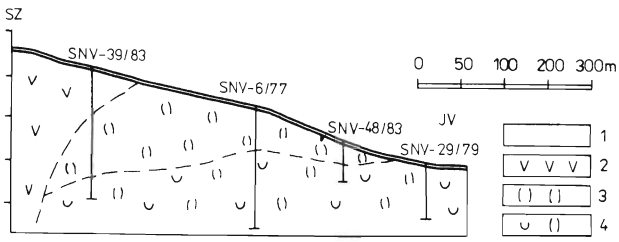
Ložisko perlitu Jastrabá v jastrabskej formácii je súčasťou spodného horizontu ryolitového komplexu. Tvoria ho dva základné litologické jednotky: efuzívny sklovitý vývoj, ktorý dosahuje priemernú mocnosť 75,0 m, a spodné vulkanoklastiká s vysokým obsahom vulkanického skla s mocnosťou okolo 50,0 m. Vulkanoklastiká majú charakter tufoaglomerátov a tufov. Efuzívne teleso ryolitu formuje vulkanické sklo pórovitého, len v malom množstve kompaktného charakteru s fluidálnou štruktúrou. Oba komplexy perlitu sa líšia litologicky i geneticky. Skrývku na ložisku tvoria eluviálne zvetraniny sklovitých ryolitov a tufov, deluviálne hliny s úlomkami skla, tufov a ryolitov. Mocnosť skrývky sa pohybuje od 1,5 m do 13,0 m.

Mineralogicko-genetické pomery ložiska Jastrabá

Efuzívne teleso predstavuje sivoružovkasté, pórovité a fluidálne vulkanické sklo. Detailným štúdiom sa nezistila klasická primárna zonálnosť (Lajčáková, 1987). Len v niektorých častiach telesa sú prítomné ojedinelé sférolity (Lajčáková, 1981). Štúdiom DTA a infračervenou spektroskopiou (IČ) sa v skle zistil relatívne vysoký podiel (4,35–5,7 %) pevne viazanej vody. Hlavná fáza hydratácie prebiehala pravdepodobne za vyšších teplôt.

Na rozdiel od tufoaglomerátov a tufov je efuzívne sklo čisté, takmer röntgenamorfné a zastúpené vysokým podielom. Tzv. biele sklo, ktoré sa považuje za metastázu v procese premeny vulkanického skla na sekundárne minerály, je v efuzívnom vývoji zastúpené málo. V spodnom vulkanickom komplexe je biele sklo zastúpené viac a komplex je charakteristický i prítomnosťou produktov premien vulkanického skla. Dochádza ku smektitizácii a zeolitizácii skla.

Na základe DTA a IČ spektrometrie, ako i na základe vysokého obsahu bieleho skla a produktov



Obr. 3. Geologický rez ložiskom Jastrabá (M = 1 : 5 000). 1 — hlinito-kamenistá sutina, 2 — pórovitý felsosférolitický až perlitický ryolit, 3 — perlit — sklovitý plášť ryolitu, 4 — sklovité ryolitové tufy.

Fig. 3. Geological profile of the Jastrabá deposit (1 : 5 000 scale). 1 — stony loam, 2 — porous, felsospherolitic to perlitic rhyolite, 3 — perlite and vitric margin of rhyolite body, 4 — vitric rhyolite tuff.

premien možno perlity vulkanoklastík v súlade s výsledkami genetickej klasifikácie Nasedkina (1981) označiť za sekundárne. Obsahujú 3,5 až 4,5 % slabšie viazanej molekulárnej vody. Hydratácia skla prebiehala v pevnom stave, t. j. za celkom odlišných podmienok ako u primárnych perlitov. Na základe minerálov identifikovaných ako produkty premeny možno zaradiť vznik sekundárnych perlitov na ložisku Jastrabá do zóny smektitizácie až zeolitizácie, to znamená, že teplota roztokov, ktoré spôsobili hydratáciu i premenu skla, nepresahovala 300 °C.

Technológia, úprava a použitie

Technologicky vhodnú surovinu na ložisku Jastrabá predstavuje perlitické vulkanické sklo zastúpené sklovitým plášťom ryolitov a ryolitovými tufmi.

Najdôležitejšou technologickou vlastnosťou perlitu je sypaná objemová hmotnosť expandovaného perlitu (SOHEP). Kvalita suroviny na využitie v praxi sa posudzuje na základe hodnôt SOHEP zrnitostnej frakcie 1—2 mm. Táto hodnota je limitovaná a môže byť max. 200 kg/m³. V súlade s touto požiadavkou bola surovina z ložiska zrnitostnej frakcie 1—2 mm rozdelená do troch kvalitatívnych tried:

1. trieda EP 100 do SOHEP 100 kg/m³ — 6 %,
2. trieda EP 150 do SOHEP 100—150 kg/m³ — 48 %,
3. trieda EP 200 do SOHEP 150—200 kg/m³ — 46 %.

Expandačná miera (EM) pre frakcie 1—2 mm sa pohybuje v rozmedzí 3,5 — 13,6 , prevažne 6—10.

V rámci laboratórneho odskúšania kvality suroviny bola technologicky odskúšaná aj zrnitostná frakcia 0,3—1 mm. EM pre uvedenú frakciu je v rozmedzí 4,8—18,2, prevažne nad 8.

Sypaná objemová hmotnosť surového upraveného perlitu (SOHSVP) pre zrnitostnú frakciu 1—2 mm je od 840 do 1 080 kg/m³, väčšinou v rozmedzí 940—960 kg/m³. Pre zrnitostnú frakciu 0,3—1 mm je hodnota SOHSVP v rozmedzí 920—1 080 kg/m³, najčastejšie 960—980 kg/m³. Pri laboratórnej úprave sa surovina delila na tri zrnitostné frakcie:

a) frakcia pod 0,3 mm 45—55 %,
b) frakcia 0,3 mm 25—35 %,
c) frakcia 1—2 mm 10—20 %.

Vysoké zastúpenie zrnitostnej frakcie < 0,3 je spôsobené hlavne mechanickým rozpadom suroviny vplyvom vŕtania. Pri poloprevádzkových skúškach

TAB. 1

Chemické zloženie surového a expandovaného perlitu ložiska Jastrabá (1984) v %
Chemical composition of raw and expanded perlite of the Jastrabá deposit (1984) in %

Zložka	Surový perlit	Expandovaný perlit	
		Frakcia 0,3 — 1 mm	Frakcia 1 — 2 mm
SiO_2	70,05 — 73,10	74,08 — 76,90	72,15 — 75,89
Al_2O_3	12,08 — 14,37	12,11 — 14,90	12,12 — 13,59
FeO	0,11 — 0,57	0,36 — 0,78	0,26 — 0,92
Fe_2O_3	0,97 — 1,71	0,63 — 2,07	0,66 — 1,61
TiO_2	0,086 — 0,21	0,07 — 0,19	0,050 — 0,20
CaO	0,92 — 1,42	0,70 — 1,81	0,70 — 1,26
MgO	0,15 — 0,60	0,20 — 0,60	0,14 — 0,50
P_2O_5	0,01 — 0,05	0,01 — 0,05	0,01 — 0,07
MnO	0,046 — 0,074	0,046 — 0,071	0,045 — 0,072
SO_3	st. — 0,15	0,01 — 0,10	0,02 — 0,24
K_2O	4,46 — 5,06	4,96 — 5,42	4,84 — 5,47
Na_2O	1,38 — 2,14	1,52 — 2,81	1,50 — 2,90
str. žíh.	1,29 — 5,42	0,85 — 3,10	0,70 — 4,56
H_2O— 105 °C	0,04 — 4,20	—	—
H_2O — 105—200 °C	0,02 — 0,69	—	—
H_2O — 105—350 °C	2,71 — 3,83	—	—
H_2O — 105—600 °C	3,52 — 5,13	—	—
H_2O — 600—950 °C	0,91 — 2,00	—	—
H_2O — 950—1 100 °C	0,02 — 0,26	—	—
H_2O — 950—1 100 °C	0,03 — 0,30	—	—

úpravy suroviny bol zaznamenaný podiel tejto frakcie len 10,8 %. Chemické zloženie suroviny je pomerne stabilné. Chemické zloženie expandovaného perlitu zrnitostných frakcií 0,3 —1 mm a 1—2 mm je veľmi podobné.

TAB. 2

Fyzikálno-mechanické vlastnosti surového perlitu ložiska Jastrabá (1984)

Physical and mechanical properties of raw perlite from the Jastrabá deposit (1984)

Vlastnosť	Hodnoty
objemová hmotnosť (kg/m³)	1 700—20 036
merná hmotnosť kg . m³	2 360— 2 380
pórovitosť %	14,20—28,45
vlhkosť %	4,62—8,78
nasiakavosť v % hmotnosti	3,50—8,40
otĺkavosť v bubne LA %	58,30—63,90
trvanlivosť (5 cykl.) %	0,10—2,60
mrazuvzdornosť (25 cykl.) %	0,10—5,90
pevnosť v tlaku za sucha — MP	22,3
pevnosť v tlaku po zmrazení MPa	13,7
pevnosť v tlaku po nasiaknutí MPa	13,7
súčiniteľ zmäknutia	0,61
súčiniteľ vymrazenia	0,61
náraz KD_R	1,82—2,11
obrusnosť podľa Bőhma cm³/cm²	1,43
drviteľnosť %	20,69—22,78

Kvalita suroviny sa overovala rozsiahlymi poloprevádzkovými skúškami v jednotlivých spracujúcich závodoch Keramických závodov, š. p., Košice. Odskúšali sa upravené produkty Z_1 (frakcia 0,27—0,50 mm), Z_2 (frakcia 0,50—1,20 mm) a Z_3 (frakcia 1,20—2.0 mm). Jednoznačne sa dokázalo, že zo suroviny možno vyrábať kvalitný finálny produkt — expandovaný perlit.

Literatúra

Bagdasarjan, G. P. et al. 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 51, 47—69.*

Beňo, J. a Očenáš, D. 1962: Lehôtka pod Brehy, perlity, predbežný a podrobný prieskum. ZS s výpočtom zásob so stavom k 1. 12. 1962. Manuskript — Geofond Bratislava.

Bezák, V. a Lexa, J. 1983: Genetické typy ryolitových vulkanoklastík v oblasti Žiaru nad Hronom. *Geol. Práce, Spr., 79, 83—112.*

Böhmer, M. 1966: Paragenetické a ložiskové pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*

Fiala, F. 1961: Záverečná správa. Geologicko-petrografický výzkum centrálné a južné části Kremnických hor za léta 1955—1960. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Hroncová, Z a Sýkora, J. 1985: Záverečná správa a výpočet zásob Jastrabá, perlit PP. *Manuskript — GP Spišská Nová Ves.*

Kaletová, D. 1980: Vplyv mineralogicko-petrografického zloženia perlitov a technologické vlastnosti. [Dipl. práca.] *Manuskript — Kat. ner. sur. PF UK Bratislava.*

Konečný, V. et al. 1978: Vzťah vulkanizmu k morfologickým štruktúram predvulkanického podložia. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Konečný, V. a Lexa, J. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Konečný, V. et al. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 1—203.*

Kraus, I. et al. 1978: Minerálne zloženie a genéza ílových surovín zeolitov a perlitov. Čiastková správa za roky 1976—1977. Manuskript — *Kat. ner sur. PF UK Bratislava.*

Kraus, I. 1982: Minerálne zloženie a genéza ložísk ílových surovín na JZ okraji Kremnických vrchov. *Mineralia slov., 14, 409—420.*

Lajčáková, A. 1980: Mineralogicko-petroštruktúrne štúdium perlitov v stredoslovenských neovulkanitoch. *Mineralia slov., 12, 165—176.*

Lajčáková, A. 1981: Perlity v stredoslovenských neovulkanitoch. [Kandidátska dizert. práca.] *Manuskript — Kat. ner. sur. PF UK Bratislava.*

Lexa, J. 1971: Formy ryolitových telies v okolí Žiaru nad Hronom. *Geol. Práce, Spr., 56, 67—80.*

Nasedkin, V. V. 1969: Charakteristika zonaľnosti na mestorožděnijach kislych stekloobraznych porod fiziko-chemičeskije faktory opredeľuščije uslovija obrazovanija etich mestorožděnij. Zakonomernosti formirovanija i razmeščeňja mestorožděnij vulkaničeskogo stekla. *Moskva, Nauka, 14—20.*

Slávik, J 1963: Súborná správa o výskume a prieskume perlitov na Slovensku. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Šalat. J. a Ončáková, P. 1964: Perlity, ich výskyt, petrogeochémia a praktické využitie. *Bratislava, SAV.*

Zuberec, J. a Sýkora, J. 1976: Lehôtka pod Brehy — Starý Háj. Záverečná správa a výpočet zásob z predbežného a podrobného prieskumu so stavom k 31. 12. 1975. *Manuskript — GP Spiš. Nová Ves.*

Zuberec, J. a Sýkora, J. 1980: Záverečná správa a výpočet zásob; Stredoslovenské neovulkanity Lehôtka pod Brehy, Jastrabá VP, perlity. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Zuberec, J. 1983: Geologicko-ložiskové pomery ílových surovín, perlitov a limnokvarcitov Kremnických a Štiavnických hôr. [Kand. diz. práca] *Manuskript — Kat. ner. sur. PF UK Bratislava, 170 s.*

Zborník o nerudných surovinách Slovenska, 1971. *Mineralia slov., 3, 12—13.*

Mineralia slovaca, 21 (1989), 565—570

Výsledky vyhľadávacieho prieskumu na chryzotilový azbest v serpentinizovanom ultrabázickom telese pri Paňovciach

JOZEF ZLOCHA, ZUZANA TOMÁŠIKOVÁ

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, 048 01 Rožňava

(Doručené 23. 11. 1988, revidovaná verzia doručená 5. 7. 1989)

Results of prospection for chrysotile asbestos in serpentinized ultrabasic body near Paňovce, Eastern Slovakia

Prospection between 1985—1988 discovered the hitherto most significant concentration of chrysotile asbestos veinlets along the western margin of a serpentinized ultrabasic body between Paňovce and Čečejovce. The mineralized zone has 900 m strike length and 22—80 m real thickness whereas the depthward length exceeds 450 m. Proved resources fulfil qualitative and quantitative requirements for underground mining.

Úvod

Chryzotilový azbest v serpentinizovaných ultrabázických telesách sa na Slovensku vyhľadáva už viac rokov. Po preskúmaní niekoľkých menších serpentinitových telies vystupujúcich v mladšom paleozoiku (Kalinovo) a mezozoiku gemerika (Jaklovce, Jasov, Rudník) sa v rokoch 1985—1988 preveroval výskyt žiliek chryzotilu v serpentinizovanom ultrabázickom telese pri Paňovciach. Vyhľadávací prieskum sa uskutočňoval v dvoch menších územných celkoch. Pri severovýchodnom okraji telesa južne od Šemše sa azbestová mineralizácia nezistila. Priaznivé výsledky boli dosiahnuté v prieskumnom území Paňovce—Čečejovce pri západnom okraji serpentinizovaného ultrabázika, kde bola overená pomerne mocná poloha serpentinizovaného peridotitu so žilkami chryzotilového azbestu.

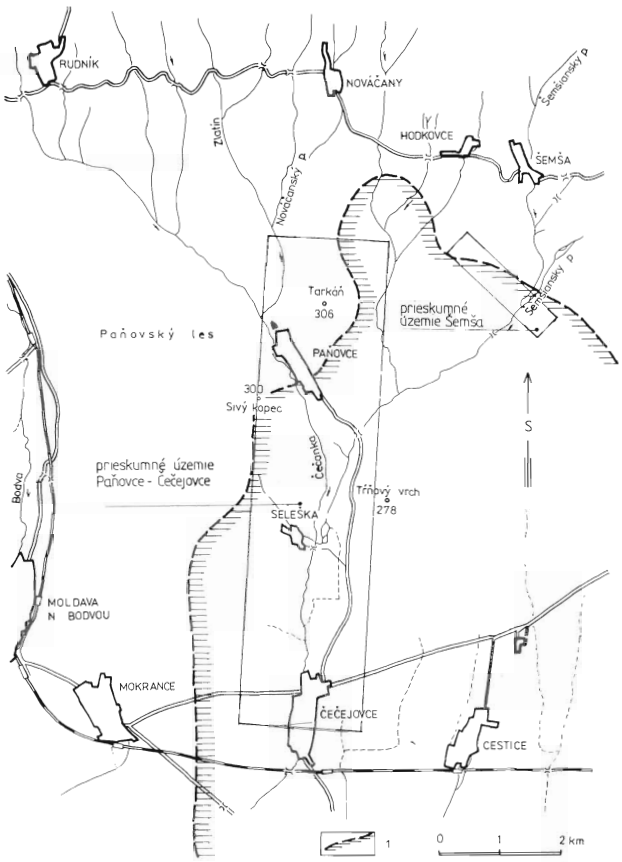
Geologická stavba okolia ložiska

Skúmané serpentinizované ultrabázické teleso sa nachádza v západnom výbežku Košickej kotliny. Jeho severné ohraničenie prechádza južne od obcí Hodkovce a Šemša, východná hranica prebieha od Šemše k Šaci a Veľkej Ide. Na západe hranica ultrabázického telesa prechádza údolím Nováčanského potoka a juhozápadne od Paňoviec pokračuje cez kóty Sivý kopec a Zvonárka k Čečejovciam, Rešici a Buzici. Južné ohraničenie telesa sa predpokladá až za štátnou hranicou v Maďarsku. Na základe výsledkov plošných a detailných magnetometrických meraní (Filo et al., 1966) sa predpokladá, že ultrabázické horniny sú rozšírené na ploche viac ako 100 km^2 (obr. 1).

Otázka úložných pomerov ultrabázického telesa nie je ešte vyriešená. Za jeho severnou hranicou sa nachádzajú súbory hornín staršieho paleozoika. Grafitické fylity, lydity a sericiticko-chloritické fylity tu boli zistené aj v jeho tektonickom podloží. Západne od ultrabázického masívu sa podľa ojedinelých prieskumných vrtov nachádzajú komplexy mezozoických hornín (vápence, dolomity, ílovité bridlice, slienité bridlice, pieskovce). V bezprostrednom podloží sú tektonicky porušené pieskovce sivej farby s vrstvičkami pelitomorfných karbonátov pravdepodobne spodnotriasového veku.

Ultrabázické teleso je tektonickými líniami smeru SZ—JV, SV—JZ a S—J rozdelené na menšie bloky. Posunmi a poklesmi pozdĺž zlomov bola vytvorená sústava vysokých a poklesnutých krýh s premenlivou amplitúdou skokov a posunov. Pri severnom okraji časť ultrabázika vychádza priamo na povrch. Ďalší blok pri západnom okraji ultrabázického telesa sa nachádza v hĺbke 50 až 150 metrov pod povrchom. Smerom na juhovýchod do centra komárovskej depresie jednotlivé bloky ultrabázického telesa postupne poklesávajú do hĺbky 200 až 943 m.

V nadloží serpentinizovaných ultrabázických hornín sa nachádzajú klastické a pelitické sedimenty neogénu (íly, štrky, piesky, konglomeráty, ílovce), v ktorých sa lokálne nachádzajú telesá ryolitových tufitov. Tieto horniny v zmysle stratigrafie Vassa (1967) pre sedimenty komárovskej depresie patria do vrchného sedimentárno-vulkanického súvrstvia pliocénneho veku.



Obr. 1 Situačná mapa. 1 — ohraničenie serpentinizovaného ultrabázického telesa podľa výsledkov geofyzikálnych prác.

Fig. 1 Sketch map. 1 — limits of serpentinized ultrabasic body according to geophysical data.

Na zložení ultrabázického masívu sa podieľajú peridotity, serpentinizované peridotity, dunity, serpentinizované dunity, serpentinity, pyroxénovce a gabropegmatity. V preskúmanom území sa najviac vyskytujú peridotity, serpentinizované peridotity a serpentinity. Ostatné horninové typy sa vyskytujú pomerne zriedkavo.

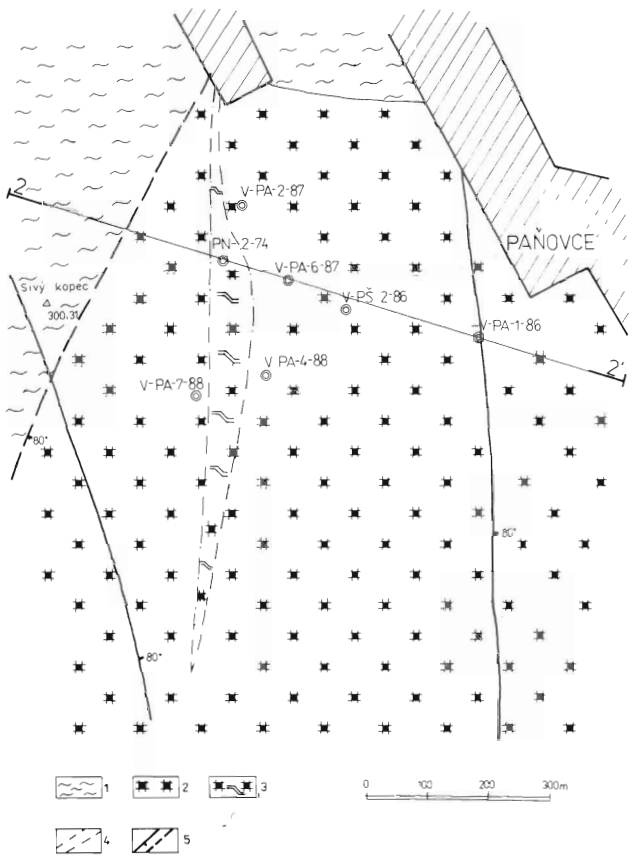
Peridotity sú prevažne masívne a majú tmavosivú farbu. Sú zložené z olivínu, ortopyroxénu, klinopyroxénu, minerálov zo skupiny serpentínu a v akcesorickom množstve sa v nich nachádzajú zrná chrómspinelidov a magnetitu. V hornine granulárnej štruktúry výrazne prevládajú zrnká olivínu. Z pyroxénov je viac zastúpený ortopyroxén. Serpentinizované peridotity majú v podstate také isté minerálne zloženie ako peridotity, rozdiely sú len v pomernom zastúpení serpentínových minerálov.

Serpentinity patria makroskopicky k najpestrejším horninovým typom. Ich farba sa mení od tmavosivej až čiernej cez tmavozelenú a zelenú do žltozelenej a svetlohnedej. Tvoria ich prevažne minerály serpentínovej skupiny. Najväčšie zastúpenie má drobnoluspeňovitý antigorit a kanálikovitý serpentín. Pyroxény sú bastitizované, nerozložené časti orto- a klinopyroxénov sú zriedkavé. V úplne serpentinizovanej hornine sú bastity premenené na amorfný serpentín.

V horninách s vyšším stupňom serpentinizácie sa vo väčšom množstve nachádzajú aj drobné žilky chryzotilového azbestu.

Pôvodné horniny serpentinitov boli určené na základe chemického a minerálneho zloženia a tiež petrochemických prepočtov. V diagramoch vyhodnocované vzorky sa nachádzajú v poliach apolherzolitových, apoharzburgitových a apodunitových serpentinitov.

Dunity a serpentinizované dunity sa v ultrabázickom masíve vyskytujú pomerne zriedkavo. Zistené boli v severovýchodnej, západnej a južnej časti ultrabázického telesa, kde tvoria polohy metrového



Obr. 2. Geologická mapa ložiska chryzotilového azbestu pri Paňovciach (Zlocha, 1988). 1 — ílovité bridlice, slienité bridlice, pieskovce, 2 — serpentinizované peridotity, 3 — serpentinit so žilkami chryzotilového azbestu (1, 2, 3 — spodný trias?), 4 — ohraničenie zóny s azbestovou mineralizáciou, 5 — zlomy.

Fig. 2. Geological map of the chrysotile asbestos deposit near Paňovce (Zlocha, 1988). 1 — argillaceous shale, marly shale, sandstone, 2 — serpentinized peridotite, 3 — serpentinite with chrysotile asbestos veinlets (1 — 3 — Lower Triassic?). 4 — limits of the mineralized zone with asbestos, 5 — fault.

TAB. 1
Chemické analýzy serpentinizovaných hornín a vyseparovaného chryzotilového azbestu
Chemical composition of serpentinized rocks and of chrysotile asbestos

	Serpentinizované horniny					Chryzotilový azbest	
	vrt PŠ-1 575,5 m	vrt PŠ-1 211,4 m	vrt PA-9 328,4 m	vrt PŠ-2 427,6 m	vrt PA-6 155,5 m	vrt PŠ-2 472,0—477,0 m	vrt PA-6 291,0—296,0 m
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	41,92	42,24	33,75	34,88	36,55	39,24	38,43
Al_2O_3	1,58	0,62	0,28	0,12	0,73	0,78	0,76
Fe_2O_3	7,91	7,21	6,99	5,78	7,21	4,08	3,94
TiO_2	0,04	0,03	0,003	0,01	0,015	0,017	0,018
CaO	1,83	0,42	0,07	0,42	0,81	0,54	1,38
MnO	0,106	0,101	0,091	0,094	0,097	0,84	0,78
MgO	39,61	38,71	43,05	42,80	38,18	40,17	40,12
P_2O_5	0,04	0,03	0,03	0,09	0,01	0,02	0,03
Na_2O	st.	st.	0,01	st.	st.	0,11	0,08
K_2O	0,02	0,02	0,02	0,06	st.	0,02	0,03
S celk.	—	—	—	—	0,65	0,12	0,14
SO_3	0,06	0,07	0,07	0,10	—	—	—
H_2O (105 °C)	0,77	1,56	1,61	1,12	1,78	1,46	1,35
str. žih.	6,67	10,53	11,08	15,15	15,44	12,91	13,25
Súčet	99,79	99,98	98,92	95,50	99,65	99,86	99,79

1 — slabšie serpentinizovaný peridotit, 2 — serpentinizovaný peridotit, 3 — slabšie serpentinizovaný dunit, 4 — serpentinizovaný dunit, 5 — serpentinit, 6 a 7 — separovaný chryzotilový azbest

a zriedkavo aj desaťmetrového rádu. Makroskopicky sú to drobnozrnné, sivozelené až sivočierne horniny. Menej serpentinizované dunity sú zložené z olivínu (do 70 % objemu horniny), orto- a klinopyroxénov (10 % objemu horniny), serpentínu a z akcesorických rudných minerálov (magnetit, chrómspinelidy, chalkopyrit, sfalerit, pyrit). Serpentínové minerály vznikli premenou olivínu. Zrnká pyroxénov sú len málo serpentinizované.

Serpentinizované dunity a málo serpentinizované dunity sú makro- i mikroskopicky podobné. Minerálne zloženie je vcelku zhodné, rozdiely sú len v kvantitatívnom zastúpení jednotlivých minerálov. Podiel serpentínových minerálov sa v serpentinizovaných dunitoch a apodunitových serpentinitoch mení od 20 do 75 %.

Najmenej zastúpenými horninovými typmi v ultrabázickom telese sú pyroxénovce a gabropegmatity, zistené pri predchádzajúcich výskumných a prieskumných prácach.

Chemické zloženie serpentinizovaných hornín nachádzajúcich sa v skúmanom území je uvedené v tab. 1.

Výsledky vyhľadávacieho prieskumu

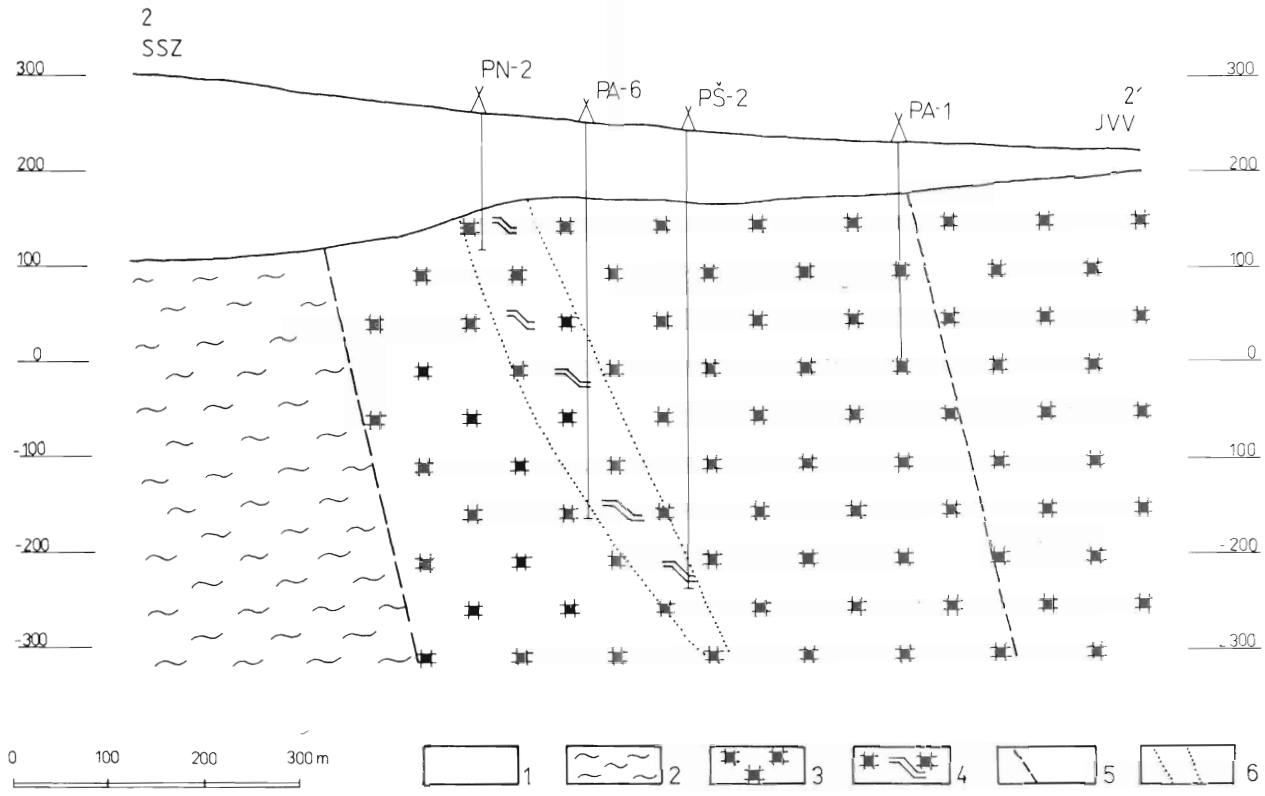
Ložiskové akumulácie chryzotilového azbestu boli overené pri západnom okraji serpentinizovaného ultrabázického telesa v území medzi Paňovcami a Čečejovcami (obr. 2). Podľa výsledkov prieskumných vrtov má zóna s azbestovou mineralizáciou smer S—J a je pod uhlom 52 až 65 stupňov uklonená na východ. Jej pravá mocnosť sa mení od 22 do 80 m. Mineralizovaná zóna je najlepšie preskúmaná v oblasti rezu 2—2', kde ju prevŕtali 3 vrty (obr. 3).

Vrt PN-2 zachytil pravdepodobne jej západný okraj. Hĺbkové pokračovanie zóny v nadmorskej výške 250 m potvrdil vrt PŠ-2. Vo vrte PA-6, ktorý je lokalizovaný približne v strede medzi vrtmi PN-2 a PŠ-2, je nepravá mocnosť zóny mineralizovanej chryzotilovým azbestom 176 m. Smerom na sever i na juh sa jej mocnosť postupne zmenšuje. Vo vrte PA-2, situovanom o sto metrov severnejšie, sa žilky chryzotilového azbestu vyskytujú v úseku od 117,0 do 181,0 m a vo vrte PA-4, 160 m južnejšie od profilu 2—2', sa azbestové žilky nachádzajú v intervale od 189,0 m do 319,7 m.

Priemerné obsahy vlákien chryzotilového azbestu v pozitívnych prieskumných vrtoch sú takéto: vrt PA-2 (od 117,0 do 181,0 m) 1,53 %, vrt PA-4 (od 189,0 do 319,7 m) 1,81 %, vrt PA-6 (od 222,0 do 398,0 m) 2,17 %, vrt PŠ-2 (od 452,0 do 477,0 m) 3,04 %, vrt PN-2 (od 105,0 do 145,0 m) 2,74 %.

Doteraz urobené prieskumné vrty nepotvrdili vykliňovanie ložiskovej polohy ani po smere, ani po sklone.

Rozmiestnenie žiliek chryzotilového azbestu v mineralizovanej zóne nie je rovnomerné. Obsah azbestových vláken, stanovený v metrových intervaloch, sa pohybuje od desatín percenta do 4 %, v niektorých úsekoch až do 6 %. Pomerne časté sú však aj úseky s obsahom azbestu 6—10 % (obr. 4).



Obr. 3. Geologický rez 2—2' (Zlocha, 1988). 1 — íl, štrk, piesok, konglomerát (pliocén), 2 — ílovité bridlice, slienité bridlice, pieskovce, 3 — serpentinizovaný peridotit, 4 — serpentinit so žilkami chryzotilového azestu (2, 3, 4 — spodný trias?) 5 — zlomy, 6 — ohraničenie zóny s azbestovou mineralizáciou.

Fig. 3. Geological profile 2—2' (Zlocha, 1988), 1 — clay, gravel, sand and conglomerate (Pliocene), 2 — argillaceous and marly shale, sandstone, 3 — serpentinized peridotite, serpentinite with chrysotile asbestos veinlets (2—4 — Lower Triassic?) 5 — fault, 6 — limits of mineralized zone.

Azbest v žilkách je prevažne priečne vláknitý, zriedkavejšie sú žilky so šikmou orientáciou vláken. Pozdĺžne vlákna sa nachádzajú len v silne porušenom a zbridličnatenom serpentinite na šmykových plochách. Dĺžka vláken sa mení od 1 do 20 mm, najviac sa vyskytujú žilky s vláknami azbestu dlhými 1 až 6 mm, pomerne časté sú aj žilky s vláknami dĺžky 6—10 mm. Žilky, v ktorých dĺžka vláken presahuje 10 mm, sú pomerne zriedkavé.

Vo väčšine prípadov azbest tvorí monominerálnu výplň žiliek. Na zložení žiliek sa spolu s azbestom ojedinele podieľajú aj ďalšie minerály zo skupiny serpentínu. Chemické analýzy vyseparovaného chryzotilového azbestu sú uvedené v tab. 1. Žilky sa od okolitej horniny ľahko uvoľňujú a dobre sa aj rozvláknujú. Škodliviny, ktoré majú nepriaznivý vplyv na kvalitu vláken (oxidy Fe, karbonáty), sa v žilkách vyskytujú pomerne zriedkavo.

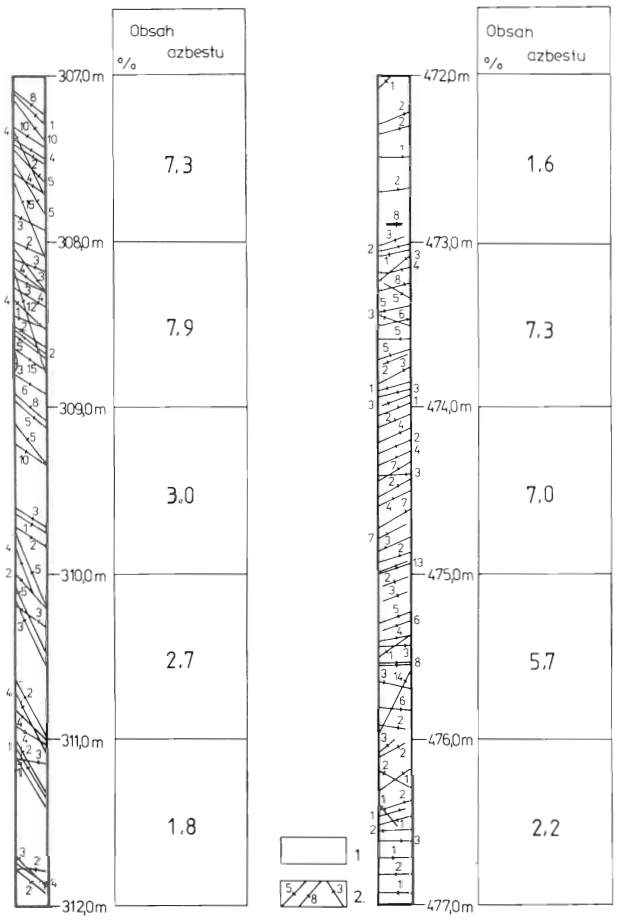
Podľa výsledkov prieskumných vrtov bolo na lokalite vypočítaných 17 204 kiloton zásob kategórie C_2 s priemerným obsahom vláken chryzotilového azbestu 2,098 % a 17 734 kiloton prognóznych zdrojov kategórie P 1 s obsahom azbestu 1,71 %. Zásoby spĺňajú kvalitatívne a kvantitatívne kritériá všeobecných kondícií Ministerstva stavebníctva SSR pre hlbinné dobývanie chryzotilového azbestu.

Priaznivé výsledky vyhľadávacieho prieskumu sú umocnené aj kvalitatívnym zložením suroviny, pretože vo vypočítaných zásobách sa okrem azbestu tried IV (0,55 %), V (0,70 %) a VI (0,34 %), vhodných pre azbestocementový priemysel, nachádzajú aj najkvalitnejšie, tzv. textilné triedy — I (0,02 %), II (0,03 %) a III (0,29 %).

Technologické hodnotenie suroviny

Úžitková hodnota azbestonosného serpentinitu závisí od percentuálneho zastúpenia vláken chryzotilového azbestu v hornine a od dĺžky vláken v žilkách. Podľa poznatkov získaných pri prieskume ostatných lokalít sme jej kvalitu hodnotili tzv. lineárnou analýzou a laboratórnym stanovením obsahu azbestu.

Lineárna analýza spočívala v štatistickom vyhodnotení azbestových žiliek v stanovených intervaloch vrtného jadra. Pri prvotnej dokumentácii vrtov sa podrobne zaznamenávali všetky žilky vyskytujúce sa



Obr. 4. Detaily výskytu žiliek chryzotilového azbestu vo vrtoch PA-6 (307,0—312,0 m) a PŠ-2 (472,0—477,0 m). 1 — serpentinit, 2 — žilky chryzotilového azbestu (s vyznačením dĺžky vláken v žilkách).

Fig. 4. Details of chrysotile asbestos veinlets occurring in PA-6 (307,0—312,0 m) and PŠ-2 (472,0—477,0 m) drillings. 1 — serpentinite, 2 — chrysotile asbestos veinlet (indicated fibre length in veinlets).

v serpentinite. Okrem priebehu žiliek sa zaznamenávala aj ich hrúbka, zloženie (žilka jednoduchá, prípadne zložená z viacerých „vrstvičiek"), orientácia (priečna, šikmá, pozdĺžna) a dĺžka vláken. V tabuľkách sa na základe nameraných údajov vypočítal celkový obsah azbestu, ktorý predstavoval percentuálne zastúpenie žiliek v jednometrových alebo päťmetrových intervaloch.

Podľa dĺžky vláken v žilkách bol chryzotilový azbest rozdelený do 7 tried: 1. trieda — dĺžka vláken v žilkách 14 až 18 mm, 2. trieda — 10 až 14 mm, 3. trieda — 6 až 10 mm, 4. trieda — 4 až 6 mm, 5. trieda — 2 až 4 mm, 6. trieda — 1 až 2 mm, 7. trieda — dĺžka vláken v žilkách pod 1 mm.

Stanovenie obsahu chryzotilového azbestu v serpentinite lineárnou analýzou má okrem viacerých výhod (rýchlosť, pohotovosť, finančná nenáročnosť) aj nedostatky, pretože pri jej použití sa nedá zohľadniť poškodzovanie a krátenie dĺžky vláken, ku ktorému dochádza počas spracovávania azbestonosného serpentinitu v úpravniach. Stanovený obsah azbestu závisí najmä od priebehu žiliek v hornine. Pri strmých sklonoch, keď sa jednotlivé žilky nachádzajú v dlhších úsekoch vrtného jadra, sa výsledky lineárnej analýzy môžu výraznejšie odlišovať od výsledkov získaných spracovaním celého vrtného jadra laboratórnou metódou.

Vzorky sa laboratórne spracovávali drvením na čeľusťovom drviči na zrnitosť +50 mm, sušením pri teplote max. 200 °C, drvením na zrnitosť +10 mm, kvartovaním, dezintegrovaním, sitovaním na vibračnom osievadle, odsávaním uvoľnených vláken, prečisťovaním vláken azbestu a vážením získaných vláken. Vypočítal sa obsah azbestu, stanovila sa litrová hmotnosť podielu chryzotilového azbestu a mikroazbestu.

Pri spracovaní vzoriek azbestonosného serpentinitu laboratórnou metódou sa získavajú objektívnejšie údaje o obsahu azbestových vláken, pretože opakovaním jednotlivých operácií (viacnásobné dezintegrovanie suroviny a postupné odsávanie uvoľnených vláken po sitovaní) sa dosiahne vysoká výťažnosť vláken (min. 90 %). Výsledky stanovenia obsahu azbestu pri použití tejto metódy nezávisia ani od usporiadania žiliek v hornine.

Kvalitatívne sa získané vlákna hodnotia na základe sitovania na tzv. kanadskom testovacom prístroji podľa podielov na sitách s otvormi 12,7 mm, 4,8 mm a 1,35 mm.

Záver

Na lokalite Paňovce sa prieskumnými vrtmi overili najvýznamnejšie akumulácie chryzotilového azbestu zo všetkých doteraz preskúmaných lokalít. Výsledok je o to cennejší, že azbest sa vyhľadával len na menších častiach serpentinizovaného ultrabázického telesa a že ďalšie bloky, nachádzajúce sa v hĺbkach od 50 do 200 m pod povrchom, sa ešte vrtmi neskúmali.

Pri porovnaní prognóznych kritérií na vznik ložiskových akumulácií chryzotilového azbestu s poznatkami získanými pri vyhľadávacom prieskume vidno, že v serpentinizovanom ultrabázickom telese sa môžu nachádzať aj ďalšie zóny mineralizované chryzotilovým azbestom. Lherzolity a harzburgity, ktoré predstavujú najvhodnejšie prostredie pre vznik žiliek chryzotilu, tvoria podstatné časti ultrabázického masívu. Vhodná je aj jeho tektonická príprava, pretože v blokoch medzi tektonickými líniami vznikli pukliny, ktoré slúžili ako prívodné cesty pre hydrotermálne roztoky, podmieňujúce serpentinizáciu pôvodnej ultrabázickej horniny a vznik žiliek chryzotilového azbestu. Zatiaľ sa ani na tejto lokalite nezistili bližšie údaje o zdroji hydrotermálnych roztokov. Jeden

z možných zdrojov — gemerické granity — sa nachádza vo vzdialenosti cca 6 km od skúmaného územia. Nádej, že v širšom okolí výskytu chryzotilového azbestu vznikli aj ďalšie ložiskové akumulácie, podporuje názor Plančára et al. (1977) o pravdepodobnom pokračovaní gemerických granitov od Poproča smerom na juhovýchod až pod samotné ultrabázické horniny.

Podľa množstva overených zásob azbestonosného serpentinitu patrí toto ložisko do skupiny stredne veľkých ložísk. Treba ho ešte overiť ďalšími prieskumnými prácami, stanoviť jeho celkový rozsah a zásoby, a tak zistiť podmienky, pri ktorých by sa dal využívať.

Literatúra

Cibuľka, L. 1980: Záverečná správa — Západná časť Moldavskej nížiny. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Filo, M. et al. 1966: Magnetický prieskum v oblasti Moldava nad Bodvou — Komárovce. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Plančár, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér. geol., 2.*

Steiner, A. et al. 1979: Správa z geofyzikálnych meraní na akcii Paňovce — azbest. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Vass, D. 1967: Vek a petrografické zloženie neogénnej výplne komárovskej depresie (juhozápadná časť Košickej kotliny). *Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), Sér. A, Geol. Vedy, VIII A.*

Zlocha, J. et al. 1988: Záverečná správa úlohy Paňovce — chryzotilový azbest, stav k 31. 12. 1988. *Manuskript — fond správ GP Spišská Nová Ves.*

Pokračovanie zo s. 554

ké produkty (10 %). Z južnej strany je na tento výstup fundamentu nasunutá horehronská zostava. Ide o staropaleozoické slabo až stredne silne premenené metamorfity (90 %) so zavrásnenými mladopaleozoickými a mezozoickými členmi (10 %). Zo severnej strany je na jasenskú a v kráľovoholskej časti i na horehronskú zostavu nasunutá liptovská zostava, pozostávajúca z granitoidov (90 %) a paleozoických a mezozoických členov (10 %).

Stavba je odrazom rôznej plasticity hmôt nachádzajúcich sa v kompresnej zóne. V nej mohla jasenská zostava zostať zakorenená, alebo mohla byť vytlačená, odtrhnutá a nasunutá na „plastické okolie", pričom pohyby boli viacsmerné.

F. Marko: **Vzťahy tektonických štruktúr v strednej časti Považského Inovca**

Pri reambulovaní geologickej mapy (1 : 25 000) širšieho okolia styku dvoch oddišných blokov kryštalinika sa analyzovali a porovnávali makroskopické štruktúry oboch blokov, a to metamorfná bridličnatosť, vrásové štruktúry, pukliny, tektonické zrkadlá, zlomy, lineácie. Najväčšie rozdiely medzi blokmi sú v priebehu metamorfnej bridličnatosti a v horninovom obsahu. V oboch blokoch sa interpretovala šupinová stavba, ktorá je produktom tektonického zblíženia v sj. smere. Otázka veku zblíženia (násunu) zostáva otvorená, hoci nie je vylúčené, že ide o hercýnsku štruktúru, ktorá bola neskôr alpínsky rejuvenizovaná.

M. Putiš: **Vzťah predalpínskych a alpínskych tektonometamorfných dejov v kryštaliniku tatrika a veporika**

Autor sa zameral na vzťah hercýnskych (?) a alpínskych strižných zón k predalpínskym regionálnym synmetamorfným štruktúram v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Tríbeči a v centrálnom veporiku.

Strižné zóny boli charakterizované ako: plastícko-krehké s blastomylonitmi formovanými v biotitovej zóne (severný Tríbeč — presunová plocha rúl a migmatitov cez svory; veporikum, pohorelská línia — s presunutými tonalitickými ortorulami) a v chloritovej zóne (Malé Karpaty, Považský Inovec a postpaleoalpínske na pohorskej línii).

Ondrej Samuel

Mineralia slovaca, 21 (1989), 571—576

Štruktúry a textúry bauxitov Strážovských vrchov

KAMIL KANDERA[1], HELENA GERTHOFFEROVÁ[2], IVAN KRAUS[3]

[1] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, 010 01 Žilina
[2] Geologický ústav UK, pavilón G, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[3] Katedra ložiskovej geológie PF UK, pavilón G, 842 15 Bratislava

(Doručené 27. 2. 1989)

Structures and textures of bauxite in the Strážovské vrchy Mts., N—W Slovakia

Textural elements of bauxite allow to judge on their genesis and to draw textural and structural types of microfacies. Bauxite with homogenous to massive structure originated by bauxitization of a material primarily redeposited from lateritic weathering crust. The heterogenous and chaotic structure points to deuteric redeposition of an already mature bauxite.

Úvod

Bauxit je v súčasnosti najvýznamnejšou surovinou na výrobu hliníka. V ČSSR však dosiaľ nie sú známe jeho ekonomické akumulácie. Jednou z najperspektívnejších oblastí sú Strážovské vrchy, hlavne oblasť okolo Mojtína a pružinsko-domanižská panva. Bauxit tu miestami vypĺňa krasové závrty vo wettersteinských (ladin—kordevol) a šedých (anis) vápencoch, prípadne triasových dolomitoch strážovského príkrovu (Hanáček, 1976 in Hanáček et al., 1984).

Výskyty bauxitu v Strážovských vrchoch boli už v minulosti cieľom viacerých výskumov. Okrem vyhľadávacích prác (naposledy Beleš et al., 1985) niektorí autori (Orlov, 1937; Čičel, 1958) venovali pozornosť minerálnemu zloženiu a distribúcii mikroprvkov v bauxitoch. Náplňou predloženej práce je štúdium štruktúr a textúr. Viacerí autori (napr. Bušinskij, 1971; Bárdossy, 1982; Mindszenty, 1983) poukazujú na skutočnosť, že v štruktúrach a textúrach bauxitov je „ukryté" množstvo genetických informácií, ktoré sú inými metódami štúdia zväčša nedostupné. Klasifikácia štruktúr a textúr bauxitu Strážovských vrchov je spracovaná na základe genetickej klasifikácie, ktorú rozpracoval Bárdossy (1982).

Charakteristika vzoriek a metodika výskumu

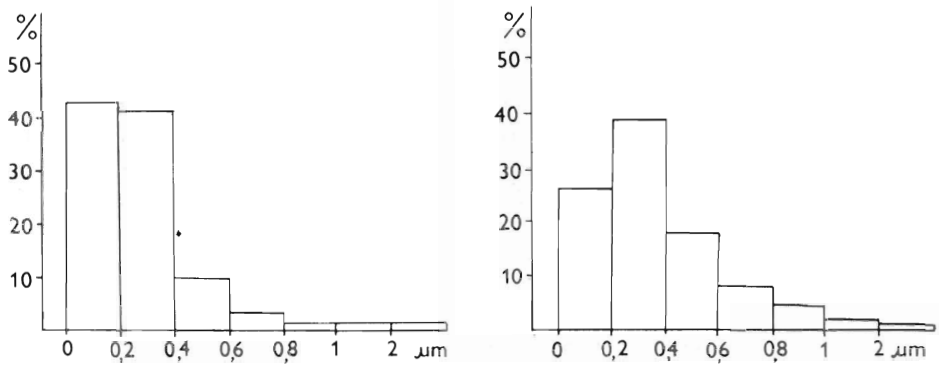
Študované vzorky sa odobrali z okolia Mojtína (Nad Lopušnou, Borová) a z lokality Radová-Žiar, ktorá sa nachádza v pružinsko-domanižskej panve. Na lokalitách Nad Lopušnou a Borová je možné odlíšiť vzorky dvoch typov — tmavé (červenohnedé, hnedé, šedohnedé), ktoré sú vo vrchných častiach závrtov, a svetlé (biele, žlté, žltohnedé a tehlovočervené) v spodných častiach závrtov. V červenohnedej farebnej variete sú hojné tmavé konkrécie a svetlé škvrny. Na lokalite Radová-Žiar sú v starých kutacích prácach dostupné vzorky iba jedného typu (červené, červenohnedé, hnedé, sú zemitého vzhľadu a menej kompaktné). Vo všetkých vzorkách sú časté trhliny a dutiny vyplnené sekundárnymi minerálmi železa alebo bielym práškovitým ílovým minerálom. Tiež sú bežné makroskopicky pozorovateľné bauxitové klasti-ká.

Štruktúrne prvky bauxitu sme sledovali pomocou optického štúdia v polarizačnom mikroskope s prechádzajúcim aj odrazeným svetlom. Okrem toho sa v značnej miere aplikoval transmisný, ako aj riadkovací elektrónový mikroskop a pri identifikácii minerálov röntgenovodifrakčná analýza, kvantitatívna spektrálna analýza a elektrónový mikroanalyzátor.

Štruktúrne prvky

Pojmom štruktúrne prvky sa označujú charakteristické črty zŕn, ktoré tvoria bauxit, ako je: veľkosť, tvar, charakter kontaktov, vzťah k susedným časticiam a ich rozloženie v hornine. Jednotlivé štruktúrne prvky sú klasifikované podľa genetických a morfologických znakov nasledovne:

Základná hmota. Bauxity Strážovských vrchov tvorí zväčša pelitomorfná základná hmota (maximálny rozmer zŕn pod 1 mikrometer), menej častá je mikrogranulárna základná hmota (maximálny rozmer zŕn pod 5 mikrometrov). Štatistické vyhodnotenie rozloženia veľkosti častíc ukázalo rozdiely nielen medzi lokalitami, ale čiastočne aj v rámci jednotlivých



Obr. 1. Histogramy rozloženia veľkosti častíc bauxitov z lokalít Nad Lopušnou (vľavo) a Borová (vpravo).

Fig. 1. Histogram of bauxite particle size distribution from samples taken at Nad Lopušnou (left) and Borová (right) localities.

lokalít (obr. 1). Priemerná veľkosť častíc je približne 0,2 mikrometra, pričom asi 80 % má častice veľké 0,1—0,4 mikrometra.

Klastické minerály. V študovaných horninách sú hojne zastúpené. Klastická prímes je veľmi dobre vytriedená a jednotlivé klasty sú silne oválané. Rovnaké klastické minerály sa nachádzajú v základnej hmote, ako i v častých úlomkoch cudzorodých sedimentárnych hornín. Z klastických minerálov sa pozoroval: turmalín (obr. 2), zirkón, kremeň, karbonáty, rutil, ilmenit, magnetit, pyroxén.

Autigénne minerály. Do tejto kategórie sa zaraďujú autigénne minerály, ktoré majú väčšie rozmery ako jednotlivé častice základnej hmoty. Sú buď idiomorfné, alebo vypĺňajú predtým existujúce dutiny a nemajú vlastné kryštálové tvary. Patrí k nim turmalín, ktorý na rozdiel od klastického tvorí výplň dutín (obr. 3). Ďalej sú to karbonáty, kremeň, hematit, goethit a sekundárny kaolinit vypĺňajúci póry a dutiny.

Bauxitové klastiká. Ide o úlomky bauxitov, ktoré boli redeponované po svojom vzniku do terajšieho miesta uloženia. Niektoré majú charakter obliakov (obr. 4), ostatné sú nepravidelných tvarov a veľkosti od niekoľkých až do 50 milimetrov. Na základe prítomnosti bauxitových klastík možno vyčleniť samostatnú mikrofáciu, ktorá vznikla sekundárnou redepozíciou už sformovaných bauxitov.

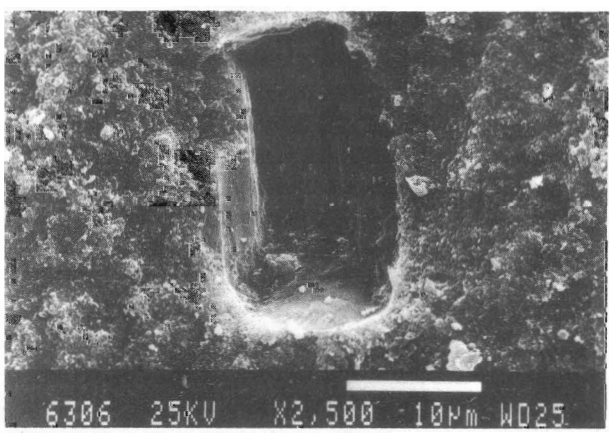
Úlomky cudzorodých hornín. Ide o úlomky sedimentárnych hornín žltej, oranžovej, červenej alebo červenohnedej farby. Majú približne rovnakú veľkosť okolo 0,5 mm. Okrem vlastnej základnej hmoty obsahujú tie isté klastické minerály, ktoré sú prítomné v základnej hmote bauxitov.

Sféroidy. Sú to oválne častice bez náznakov koncentrických vrstiev. Pozorovali sa dva druhy sféroidov. Prvé tvorí homogénna hmota, majú autigénny pôvod a vznikli pravdepodobne koaguláciou pôvodných alumogélov (obr. 5). Druhý typ sféroidov, zrejme klastického pôvodu, tvorí pelitomorfná hmota.

Ooidy a pizoidy. Hoci sú v krasových bauxitoch bežné, v bauxitoch Strážovských vrchov sa vyskytujú len ojedinele. Náznaky častíc so štruktúrou ooidov sa pozorovali v optickom, zreteľnejšie však v transmisnom elektrónovom mikroskope (obr. 6). Na elektrónovej mikrofotografii vystupuje ooid veľkosti 20 mikrometrov elipsovitého tvaru. Zreteľné je jadro i koncentrická štruktúra.

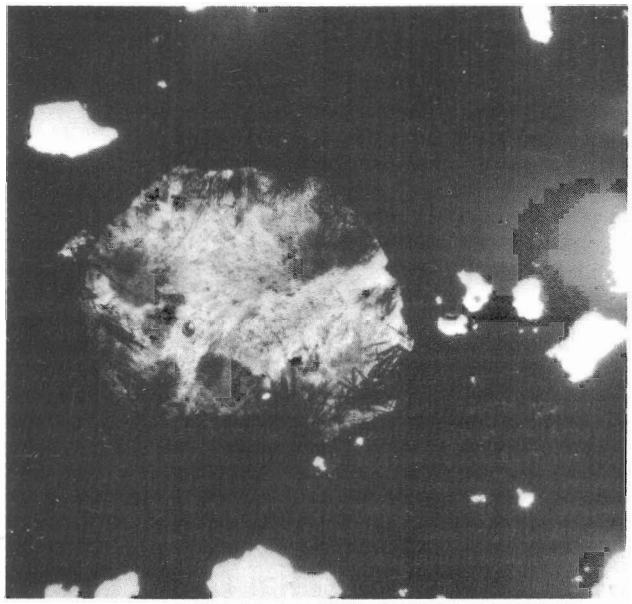
Konkrécie. Veľmi časté sú v hnedočervenej farebnej hmoty. Odolávajú zvetrávaniu, povrch majú lesklý, vnútorná stavba je chaotická. Kvantitatívna lomovej ploche vystupujú nad povrch okolitej základnej hmoty. Odolávajú zvetrávaniu, povrch majú lesklý, vnútorná stavba je chaotická. Kvantitatívna spektrálna analýza ukázala výrazne zvýšený obsah niektorých mikroprvkov v porovnaní s obsahom v základnej hmote (uvedený v zátvorke): Be 10 (3), V 200 (110), Cu 11 (6), Ni 330 (282), Cr 450 (145), Pb 151 (42).

Výplne dutín a pórov. Póry a dutiny sú miestami vyplnené sekundárnym kaolinitom, kremeňom, prípadne mikrokryštalickou zmesou kremeňa a karbo-



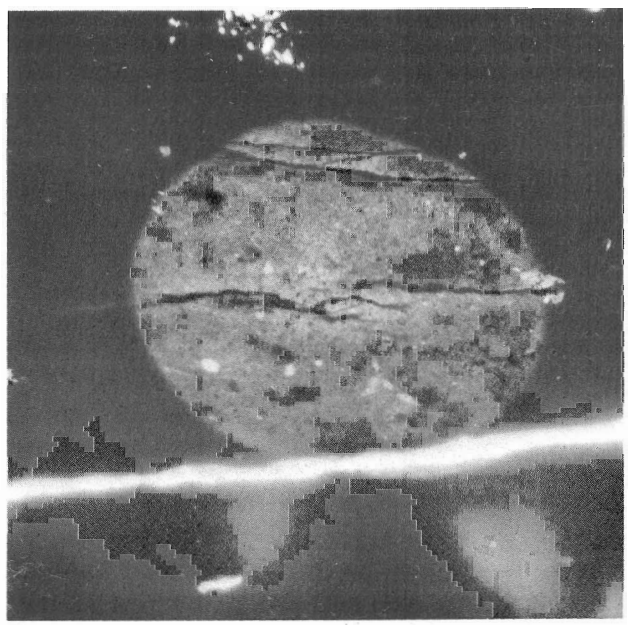
Obr 2. Klastický turmalín z lokality Nad Lopušnou. Riadkovací elektrónový mikroskop, zv. 2 500x.

Fig. 2. Clastic tourmaline. SEM micrograph, magn. x2 500, Nad Lopušnou locality.



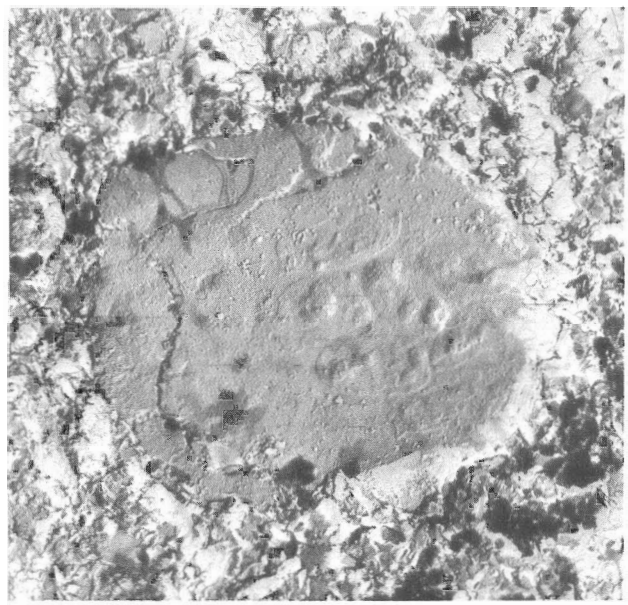
Obr. 3. Autigénny turmalín z lokality Nad Lopušnou. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zv. 35x.

Fig. 3. Authigenous tourmaline, polarizing microscope, crossed nicols, magn. x35, Nad Lopušnou locality.



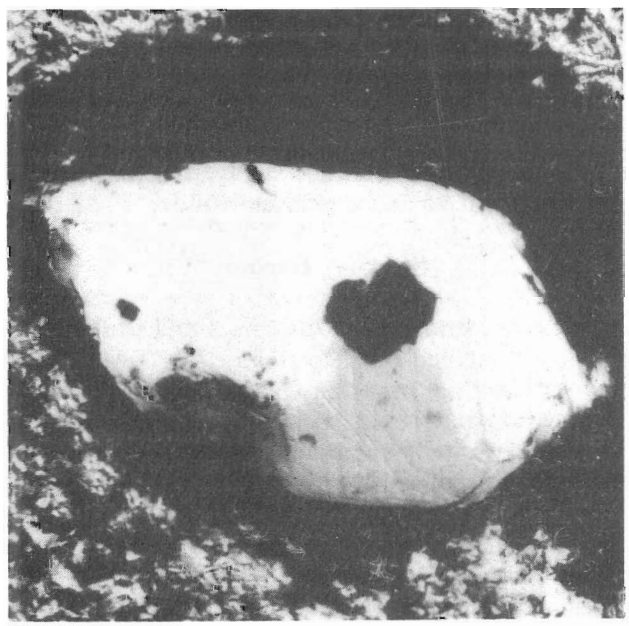
Obr. 4. Obliak svetlého bauxitu v základnej hmote tmavého bauxitu z lokality Borová. Polarizačný mikroskop, zv. 35x.

Fig. 4. Light bauxite pebble in dark bauxite groundmass, polarizing microscope, magn. x35, Borová locality.



Obr. 5. Oválna častica tvorená homogénnou hmotou z lokality Nad Lopušnou. Transmisný elektrónový mikroskop, zv. 7 000x.

Fig. 5. Oval particle composed of homogenous material, TEM micrograph, magn. x7 000, Nad Lopušnou locality.



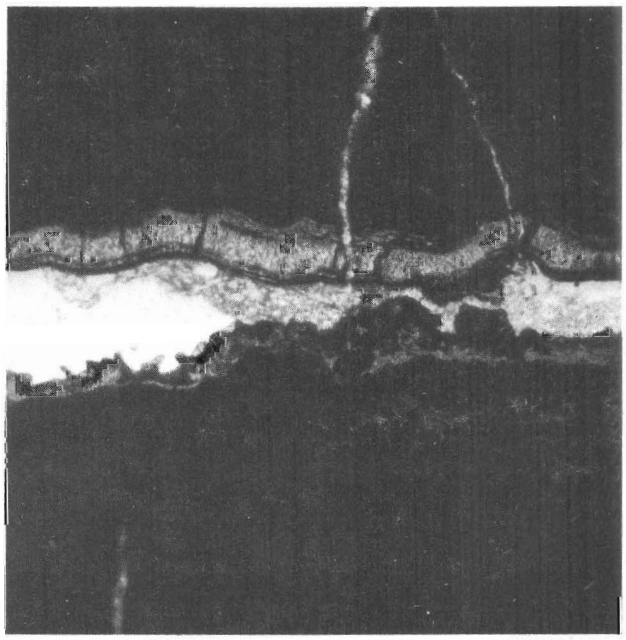
Obr. 6. Ooid z lokality Nad Lopušnou. Transmisný elektrónový mikroskop, zv. 7 000x.

Fig. 6. Ooid, TEM micrograph, magn. x7 000, Nad Lopušnou locality.

nátov. Väčšie dutiny ojedinele vypĺňa autigénny turmalín (obr. 3).

Výplne trhlín. Zistili sa dve generácie trhlín — trhliny v bauxitových klastikách (obr. 4), častejšie však trhliny v základnej hmote. Vyplnené sú najčastejšie zátekmi hematitu či goethitu, menej často mikrokryštalickým kremeňom a karbonátmi (obr. 7).

Nepravidelné segregácie. Ide o zhluky tvorené hematitom a goethitom. Najčastejšie sa vyskytujú v bauxitoch z lokality Radová-Žiar. Vznik nepravidelných segregácií a hniezd hematitu a goethitu pripisuje Bárdossy (1982) dažďovým vodám, ktoré



Obr. 7. Trhlina vyplnená zmesou mikrokryštalického kremeňa a karbonátov (stred) a goethitom (svetlé lemy) z lokality Nad Lopušnou. Polarizačný mikroskop, zv. 65x.

Fig. 7. Fissure filling of microcrystalline quartz and carbonate (center) with goethite (light rims). Polarizing microscope, magn. x65, Nad Lopušnou locality.

majú vysoký obsah O_2. Táto voda preniká do podložia a v nej rozpustné železité síran sa môžu sekundárne vyzrážať vo forme rôznych oxidov.

Štruktúry bauxitov

Jednotlivé štruktúry sa označujú podľa štruktúrneho prvku, ktorého obsah presahuje 50 %. Ak obsah ani jedného zo štruktúrnych prvkov neprevyšuje 50 %, štruktúra sa označuje podľa najviac zastúpených štruktúrnych prvkov v poradí ich klesajúceho obsahu. Základné členenie štruktúr vychádza z genetického hľadiska. Identifikovali sa štruktúry autigénneho a alotigénno-klastického pôvodu.

Štruktúry autigénneho pôvodu: Peľatomorfná a mikrogranulárna štruktúra sú označené podľa typu základnej hmoty, ktorá je v prevahe. Ich pôvod je sedimentárny, konečnú podobu získali v diagenetických a postdiagenetických procesoch. Fluidálno-kolomorfná štruktúra vznikla zrejme pôsobením prúdiacej vody hneď počas primárnej redepozície a sedimentácie materiálu z lateritovej kôry zvetrávania alebo počas viacnásobnej sekundárnej redepozície už sformovaných bauxitov.

Štruktúry alotigénno-klastického pôvodu: Mikroklastická a oválnozrnitá štruktúra indikujú procesy viacnásobnej redepozície časti bauxitov Strážovských vrchov.

Textúry bauxitov

Pod pojmom textúra bauxitov rozumieme priestorové rozloženie a orientáciu štruktúrnych prvkov, ale aj vnútorné nehomogenity bauxitového ložiska a charakteristické črty jeho tvarov. Na základe textúrnej klasifikácie Bárdossyho (1982) možno v Strážovských vrchoch vyčleniť dva textúrne typy nevrstevnatých bauxitov:

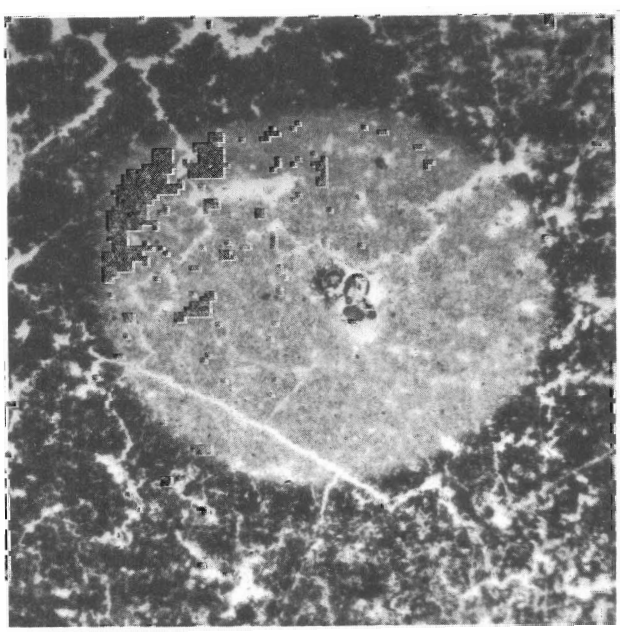
a) Bauxity homogénno-masívnej textúry, ktoré možno pozorovať v spodných častiach závrtov.

b) Bauxity heterogénno-chaotickej textúry, ktoré majú pôvod v meniacich sa faciálnych podmienkach v čase genézy a vo viacnásobnej redepozícii. Vypĺňajú prevažne vrchné časti závrtov.

Pozoruhodný je cudzorodý materiál na kontakte s podložím. Na lokalite Nad Lopušnou sa miestami na kontakte bauxitov s podložím vyskytuje dolomitový piesok. Ide zrejme o materiál, ktorý bol transportovaný do závrtu ešte pred sedimentáciou bauxitov.

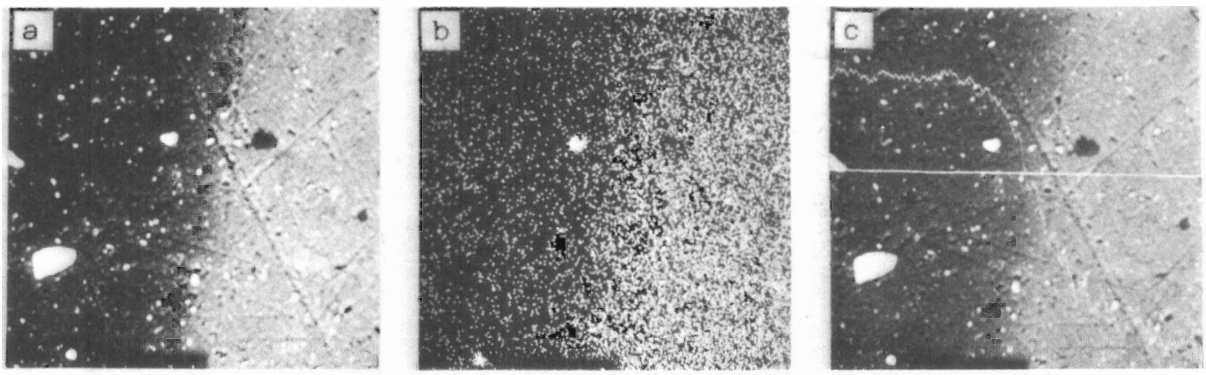
Farba bauxitov

Z výsledkov röntgenovodifrakčnej a spektrálnej analýzy vyplýva, že farba bauxitov je spôsobená hlavne minerálmi železa — hematitom (červená) a goethitom (žltá). Práve rozdielny obsah hematitu a goethitu (zároveň však aj prítomnosť či neprítomnosť gibbsitu) umožňuje vyčleniť dva základné farebné typy bauxitov, ktoré sa však líšia aj vzájomnou pozíciou, štruktúrami a textúrami.



Obr. 8. Svetlá škvrna, ktorá vznikla vyluhovaním Fe (lokalita Nad Lopušnou). Polarizačný mikroskop. Zväčšenie 20x.

Fig. 8. Light path originated by iron bleaching, polarizing microscope, magn. x20, Nad Lopušnou locality.



Obr. 9. Rozhranie svetlej škvrny a tmavej základnej hmoty. Elektrónový mikroanalyzátor. Zväčšenie 30x. Lokalita Nad Lopušnou. a — kompozícia fázového rozloženia, b — distribúcia $Fe_{K\alpha}$, c — koncentračný profil $Fe_{K\alpha}$.

Fig. 9. Boundary of the light path with dark groundmass, electron microanalyzer, magn. x30, Nad Lopušnou locality. a — composition of phase distribution, b — $Fe_{K\alpha}$ distribution, c — $Fe_{K\alpha}$ concentration profile.

Charakteristickým prvkom sú sekundárne zmeny sfarbenia. Sú to vybielené pozdĺžne zóny, ktoré vznikli pri presakovaní vody cez trhliny vyluhovaním železa, alebo biele oválne škvrny, ktorých veľkosť kolíše od niekoľkých až do 30 mm. Základná hmota škvŕn a ich okolia má rovnakú stavbu (obr. 8). Štúdium na elektrónovom mikroanalyzátore ukázalo, že opisované škvrny sa od okolitej základnej hmoty odlišujú len obsahom železa (obr. 9). Ich pôvod možno vysvetliť pôsobením mikroorganizmov, ktoré vytvorili miestne redukčné centrá, z okolia ktorých bolo železo vynesené.

Štruktúrno-textúrne mikrofácie

V Strážovských vrchoch možno na základe predchádzajúcich výsledkov vyčleniť päť štruktúrno-textúrnych mikrofácií bauxitov:

1. Tmavé, prevažne hnedé. Štruktúra je prevažne pelitomorfná, textúra homogénno-masívna. Pre tento mikrofaciálny typ je charakteristické zbridličnatenie. Hlavnými minerálmi základnej hmoty sú böhmit, gibbsit, kaolinit, hematit, goethit (obr. 10a).

2. Svetlé, prevažne žlté, menej často žltohnedé a tehlovočervené. Prevažuje pelitomorfná štruktúra, textúra je homogénno-masívna. Sú vždy v podloží ostatných mikrofaciálnych typov. Hlavnými minerálmi základnej hmoty sú böhmit, kaolinit, goethit, menej hematit (obr. 10b).

3. Tmavé, prevažne červenohnedé. Hojne sú zastúpené klastické minerály, bauxitové klastiká, tmavé konkrécie a svetlé škvrny. Štruktúru majú prevažne pelitomorfnú, menej častá je mikrogranulárna a oválnozrnitá. Textúra je heterogénno-chaotická. Minerálne zloženie základnej hmoty je zhodné s typom 1.

4. Zmiešaný typ. Chaoticky sa striedajú a vzájomne prelínajú všetky tri horeuvedené mikrofaciálne typy. Štruktúra je mikrogranulárna, mikroklastická, oválnozrnitá alebo flujdálno-kolomorfná. Textúra je heterogénno-chaotická.

5. Tmavé, žltohnedej, červenohnedej až hnedej farby, zemitého vzhľadu. Je v nich množstvo zátekov a nepravidelných zhlukov sekundárnych minerálov železa. Štruktúra je pelitomorfná až mikrogranulárna, textúra homogénno-masívna. Pozorovali sa len na lokalite Radová-Žiar.

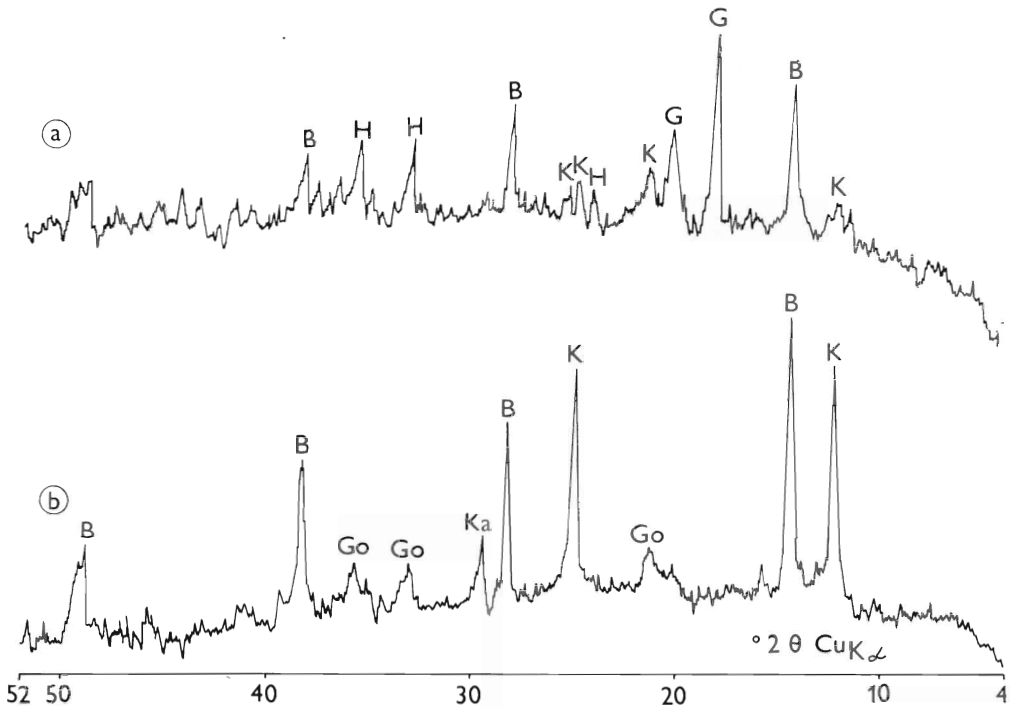
Genéza bauxitov

Výskum štruktúrnych a textúrnych prvkov bauxitov Strážovských vrchov priniesol niekoľko nových poznatkov o ich genéze. Štatistické vyhodnotenie rozloženia veľkosti častíc (obr. 1) poukazuje na veľkú rozmanitosť procesov prebiehajúcich pri ich vzniku, ako i na veľkú mikrofaciálnu pestrosť študovaných hornín, ktorá má svoj odraz v prevažujúcej heterogénno-chaotickej štruktúre. Priemerná veľkosť a rozloženie veľkostí častíc základnej hmoty svedčí o ich príbuznosti s bauxitmi mediterránneho typu.

Vo všetkých typoch bauxitov sa nachádzajú rovnaké klastické minerály. Odlišné je len ich kvantitatívne zastúpenie, čo je zrejme odrazom meniacich sa podmienok počas transportu pôvodného materiálu.

Sekundárny kaolinit v póroch a dutinách vznikol resilicifikáciou bauxitov v postsedimentárnom štádiu, primárny kaolinit vznikol pri lateritickom zvetrávaní materských hornín. Minerálna výplň trhlín sa najskôr tvorila pri vysýchaní pôvodných alumogélov v procesoch diagenézy. Konkrécie prítomné v hnedočervenej farebnej variete bauxitov sú podobné tým, ktoré sa tvoria v určitých horizontoch lateritovej kôry zvetrávania v obdobiach aridizácie (Polański a Smulikowski, 1978).

Rozmanitosť jednotlivých mikrofaciálnych typov bauxitov Strážovských vrchov je odrazom meniacich sa genetických podmienok. Najdôležitejšiu úlohu zo-



Obr. 10. Röntgenovodifrakčné záznamy: a — tmavého typu bauxitu, b — svetlého typu bauxitu.
Fig. 10. X-ray record of: a — dark bauxite, b — light bauxite.

hrala zmena pH a Eh v sedimentačnej panve, ktorá limitovala kvalitatívne a kvantitatívne zastúpenie hlavných minerálov a tiež geomorfologický faktor — bauxity nechránené v závrtoch podľahli sekundárnej redepozícii.

Z vyššie uvedených poznatkov možno predložiť nasledovnú schému genézy: lateritické zvetrávanie materských hornín (čiastočne sa uplatnili sedimentárne horniny)→transport „predbauxitového" materiálu→sedimentácia v panve s karbonátovým podložím →bauxitizácia a vznik bauxitov s homogénno-masívnou textúrou→vynorenie a rozrušenie časti už sformovaných bauxitov→transport formou bahnotokov → opätovná sedimentácia→bauxitizácia a vznik bauxitov s heterogénno-chaotickou textúrou→prekrytie eocénnou transgresiou.

Záver

Výskum štruktúr a textúr bauxitov Strážovských vrchov potvrdil zložitosť procesov prebiehajúcich pri ich vzniku. Prítomnosť (či neprítomnosť) vyčlenených mikrofaciálnych typov na jednotlivých výskytoch a ich vzájomný vzťah poukazuje na veľkú laterálnu i vertikálnu variabilitu textúrnych a štruktúrnych typov bauxitov, ktorá je spôsobená meniacimi sa chemickými a geomorfologickými podmienkami v čase ich tvorby. Bauxit s homogénno-masívnou textúrou vznikol bauxitizáciou materiálu primárne redeponovaného z lateritovej kôry zvetrávania, heterogénno-chaotická textúra svedčí o sekundárnej redepozícii (pravdepodobne viacnásobnej) už sformovaných bauxitov. Možno predpokladať, že zachovaný ostal len bauxit chránený v závrtoch karbonátového podložia a neskoršie prekrytý eocénnou transgresiou.

Literatúra

Bárdossy, G. 1982: Karst Bauxites. *Budapest, Akadémiai Kiadó, 441 s.*

Beleš, F. et al. 1985: Čiastková záverečná správa z lokality Mojtín. *Manuskript — archív GP Spiš. Nová ves.*

Bušinskij, G. I. 1971: Geologija boksitov. Moskva, Nedra, 366 s.

Čičel, B. 1958: Príspevok k mineralógii bauxitov z okolia Mojtína. *Geol. Práce, Zpr., 14, 40—54.*

Hanáček, J. et al. 1984: Bauxity Slovenska — štúdia. Čiastková záverečná správa za rok 1984. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Mindszenty, A. 1983: Some Bauxitic Textures and Their Genetic Interpretation. *Geol. Zbor., 34, 6, 665—674.*

Orlov, A. 1937: První výskyt bauxitu v Československu. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II., 13, 1—22.*

Petránek, J. 1953: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. *Praha, ČAV, 718 s.*

Polański, A. a Smulikowski, K. 1978: Geochémia. *Bratislava, SPN, 476—479.*

MINERALIA SLOVACA

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves; Geofond Bratislava; Geofyzika, š. p., Brno; Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina; Štátny podnik Naftový a plynárenský priemysel, koncern Bratislava, Rudné bane Banská Bystrica; Slovenská geologická spoločnosť Bratislava; Slovenský geologický úrad Bratislava; Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice; Železorudné bane Spišská Nová Ves

Published by Mineralia slovaca corporation:

REDAKTORI — EDITORS

Vedúci redaktor — Chief editor
Ing. Ján Bartalský, CSc.
Geologický prieskum
052 40 Spišská Nová Ves

Vedecký redaktor—Scientific editor
RNDr. Pavol Grecula, DrSc.
Geologický prieskum
Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakcia — Office
Geoprieskum—Mineralia slovaca
p. p. 13, Garbanova 1
040 11 Košice, ČSSR

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady — Chairman of Editorial board
Ing. Ján Kuráň, CSc.
Slovenský geologický úrad
Bukurešťská 4, 817 62 Bratislava

akademik Bohuslav Cambel
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

RNDr. Miroslav Harman, CSc.
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Daniel Jadroň
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Ing. Marián Jančura, CSc.
Železorudné bane, Spišská Nová Ves

prof. Jakub Kamenický, DrSc.
Súťažná 13, Bratislava

Ing. Jozef Karch
Slovenské magnezitové závody, Košice

akademik Michal Maheľ
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

prof. Ing. Milan Matula, DrSc.
Katedra inžinierskej geológie PF UK, Bratislava

Ing. Jozef Michalenko
Rudné bane, Banská Bystrica

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.
Geofyzika, závod Bratislava

Ing. Ivan Pagáč, CSc.
Naftový a plynárenský priemysel, Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.
Slovenský geologický úrad, Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.
Moravské naftové doly, Michalovce

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Ing. Milan Tapák, CSc.
Geofond, Bratislava

prof. RNDr. Cyril Varček, CSc.
Katedra ložiskovej geológie PF UK, Bratislava

RNDr. Imrich Varga
Geologický prieskum, Košice

REDAKCIA — EDITORIAL STAFF

Technická redakcia
Mária Greculová

Jazyková redakcia
Magdaléna Čikovská

Administrácia
Mária Dryjová

Časopis Mineralia slovaca uverejňuje dosiaľ nepublikované originálne články, súhrnné referáty, recenzie, diskusie a krátke správy z regionálnej, ložiskovej, inžinierskej geológie, hydrogeológie a geofyziky. Príležitostne publikuje aj tematicky zameraný súbor článkov.
Podmienkou pre uverejnenie článku je, že článok nie je súčasne zaslaný inému časopisu.
Zaslaním rukopisu do redakcie autor vyjadruje súhlas (za predpokladu, že článok bude uverejnený), že copyright preberá vydavateľstvo Alfa. Žiadna časť publikácie sa nesmie reprodukovať bez písomného súhlasu vydavateľstva Alfa.

The Journal Mineralia slovaca publishes up to now unpublished original papers, general reports, book reviews, discussions and short news on regional, economic and engineering geology and hydrogeology. The journal occassionally publishes also thematic selections of papers. The condition for publication of the paper is that it has not been contemporaneously submitted to other journal. By submitting the paper to the Editor the Autor expresses his agreement that in the case of publication the copyright is taken by the Alfa publishing company. No part of publication should be reproduced without written permission of the Alfa publishing company.
Manuscripts should be mailed to the scientific Editor.

Časopis vychádza šesťkrát ročne. Vydáva Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves vo Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry Alfa, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava.
Tlačia Východoslovenské tlačiarne, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice.
Objednávky vybavuje redakcia. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—.

The Mineralia slovaca is published six times a year.
Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.
The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava, 1989

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v troch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi ešte pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
4. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viacej, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.
5. Pri rozsiahlejšom článku treba predložiť redakcii kópiu potvrdenia SFVÚ o 3 % dani z literárnej a umeleckej činnosti. V opačnom prípade bude autorský honorár zdanený 10 %.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 — hierarchicky najvyšší, 2 — nižší, 3 — najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr.: (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987) ... Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obľahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 × 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 × 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierno-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v príprave", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:

   Kniha

   Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, *155 s.*

   Časopis

   Vrba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. *Mineralia slov., 21, 135—142.*

   Zborník

   Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. *Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203—215.*

   Manuskript

   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. *Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.*
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci autori.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1985), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.

Ročník/Volume 21

MINERALIA SLOVACA

Číslo/Number 6

49 374

December 1989

OBSAH CONTENTS

Ján Seneš

Veľké mocnosti a vysoké hodnoty rýchlosti sedimentácie neogénu cirkummediterránnej oblasti; aplikácia výsledkov projektu IGCP č. 25; časť 4 — High sedimentation rates and thicknesses of the Neogene in the Circummediterranean area; application of results of the IGCP No. 25; part 4 **481**

Ivan Kraus, Zuzana Hroncová, Juraj Sýkora

Ložiská a výskyty kaolínov v SSR — Deposits and occurrences of kaolin in the Slovak Socialist Republic **511**

Ivan Kraus, Zuzana Hroncová, Stanislav Horský, Alfonz Mihalič

Ložiská a výskyty bentonitov v SSR — Deposits and occurrences of kaolin in the Slovak Socialist Republic **525**

Viliam Oružinský

Sekundárne kvarcity stredoslovenských neovulkanitov — High-silica rocks of the Central Slovakian neovolcanic area **533**

Zoltán Bacsó, Ján Derco, Pavol Bačo

Sekundárne kvarcity a Al-metasomatity Vihorlatu — High-silica and alumo-metasomatic rocks of the Vihorlat Mts., Eastern Slovakia **539**

Ján Tabak, Alojz Domanický

Ťažba, spotreba a využívanie dolomitov Slovenska — Exploitation, consumption and use of dolomite in Slovakia **547**

Alois Vitásek

Nové poznatky o niektorých mastencových ložiskách Slovenska — New knowledge from some talc deposits of Slovakia **555**

Zuzana Hroncová

Perlity stredoslovenských neovulkanitov — Perlite in the Central Slovakian neovolcanic area **561**

Jozef Zlocha, Zuzana Tomášiková

Výsledky vyhľadávacieho prieskumu na chryzotilový azbest v serpentinizovanom ultrabázickom telese pri Paňovciach — Results of prospection for chrysotile asbestos in serpentinized ultrabasic body near Paňovce, Eastern Slovakia **565**

Kamil Kandera, Helena Gerthofferová, Ivan Kraus

Štruktúry a textúry bauxitov Strážovských vrchov — Structures and textures of bauxite in the Strážovské vrchy Mts., N—W Slovakia **571**

Zo života SGS — The Society's Life **510**