

VLASTIMIL KÁTLOVSKÝ\*

## DIE RADIOMETRISCHE CHARAKTERISTIK AUßERWÄHLTER GRANITOID-PROBEN DER WESTKARPATEN

(Tab. 7, Abb. 3)

**Kurzfassung:** Die Erforschung der natürlichen Radioaktivität granitoider Gesteine wurde an 96 Proben anhand der labormässigen Gamma-Spektrometrischen Methode ausgeführt. Die statistischen Grundcharakteristiken — das arithmetische Mittel, die mittlere Abweichung, der Variationskoeffizient, das geometrische Mittel, die Variationsspanne, der Korrelationskoeffizient — der Konzentrationen an U, Th, K und Th/U wurden den jeweiligen Gesteinstypen zugeordnet (C a m b e l B. et al., 1980) als da sind: leukokrater Granit bis Granodiorit, muskovitisch-biotitischer Granit bis Granodiorit, biotitischer Granit bis Granodiorit, Leukotonalit bis biotitischer Tonalit. Allgemein kann konstatiert werden, dass alle Typen an Granitoiden der Westkarpaten für wenig radioaktiv erachtet werden können, da die mittleren Gehalte dieser Elemente nicht jene in der Arbeit Vinogradov A. P., 1962 angeführten Werte für saures Intrusivgestein erreichen. Eine Ausnahme stellen die gemeriden Granite dar, bei denen der Gehalt an U und Th um das Mehrfache steigt.

**Резюме:** Исследование естественной радиоактивности гранитоидных пород было совершено из 96 проб при помощи лабораторного гамма-спектрометрического метода. Основные статистические характеристики — среднее арифметическое, решающее отклонение, вариационный коэффициент, среднее геометрическое, вариационный диапазон, корреляционный коэффициент — концентраций U, Th, K и Th/U были присоединены к отдельным типам пород (Б. Цамбел и др., 1980 — лейкократовый гранит вплоть до гранодиорита, мусковитическо-биотитический гранит вплоть до гранодиорита, биотитический гранит вплоть до гранодиорита, лейкотоналит вплоть до биотитического тоналита. Вообще можно констатировать, что все типы гранитоидов Западных Карпат можно считать мало радиоактивными, так как они не достигают средних содержаний этих элементов для кислых интрузивных пород приведенных в работе А. П. Виноградова, 1962. Исключением являются гемеридные граниты, у которых повышается содержание U, Th на несколько кратных.

### Einleitung

Im Rahmen der unter Leitung von Akademiker B. C a m b e l durchgeführten Erforschung der granitoiden Gesteine der Westkarpaten, wurden auch deren radiometrischen Eigenschaften ermittelt. Gesteine dieser Art sind bereits seit langem dankbares Objekt der Erforschung der Radiaktivität, und das wegen deren erhöhtem Gehalt an natürlichen radioaktiven Elementen und der daraus resultierenden verlässlichen Nachweisbarkeit. Die aussergewöhnliche geochemische Beweglichkeit von U und Th ist empfindlicher Indikator vieler geologischer Prozesse, inbegriffen jener, die zur Entstehung granitoiden Gesteins führen. Sie führt jedoch zu Problemen beim Studium der Gesetzmässigkeiten der Verteilung von U und Th in den Mineralen. In diesem Sinne sind die Minerale

\* RNDr. V. K á t l o v s k ý, CSc., Geologisches Institut der Slow. Akad. d. Wissenschaften, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava.

intrusiver Gesteine am besten erforscht, was in den Arbeiten von Smyslov A. A., 1968, 1975 zusammengefasst ist.

Mit der Vervollständigung der gerätemässigen Ausrüstung, gewinnt die Gamma-Spektrometrische Methode der Bestimmung von U, Th und K immer mehr an Bedeutung. Beschrieben wird sie in vielen Arbeiten so im Ausland — J. A. S. Adams, P. Gasparini (1970), Bobrov V. A. et al. (1975), als auch in der heimischen Literatur: Moučka V. (1967), Podracký P. (1970), Bartošek J. (1977).

Die, das Studium der Distribution radioaktiver Elemente in granitoiden Gesteinen der Westkarpaten betreffenden Arbeiten können unterteilt werden in:

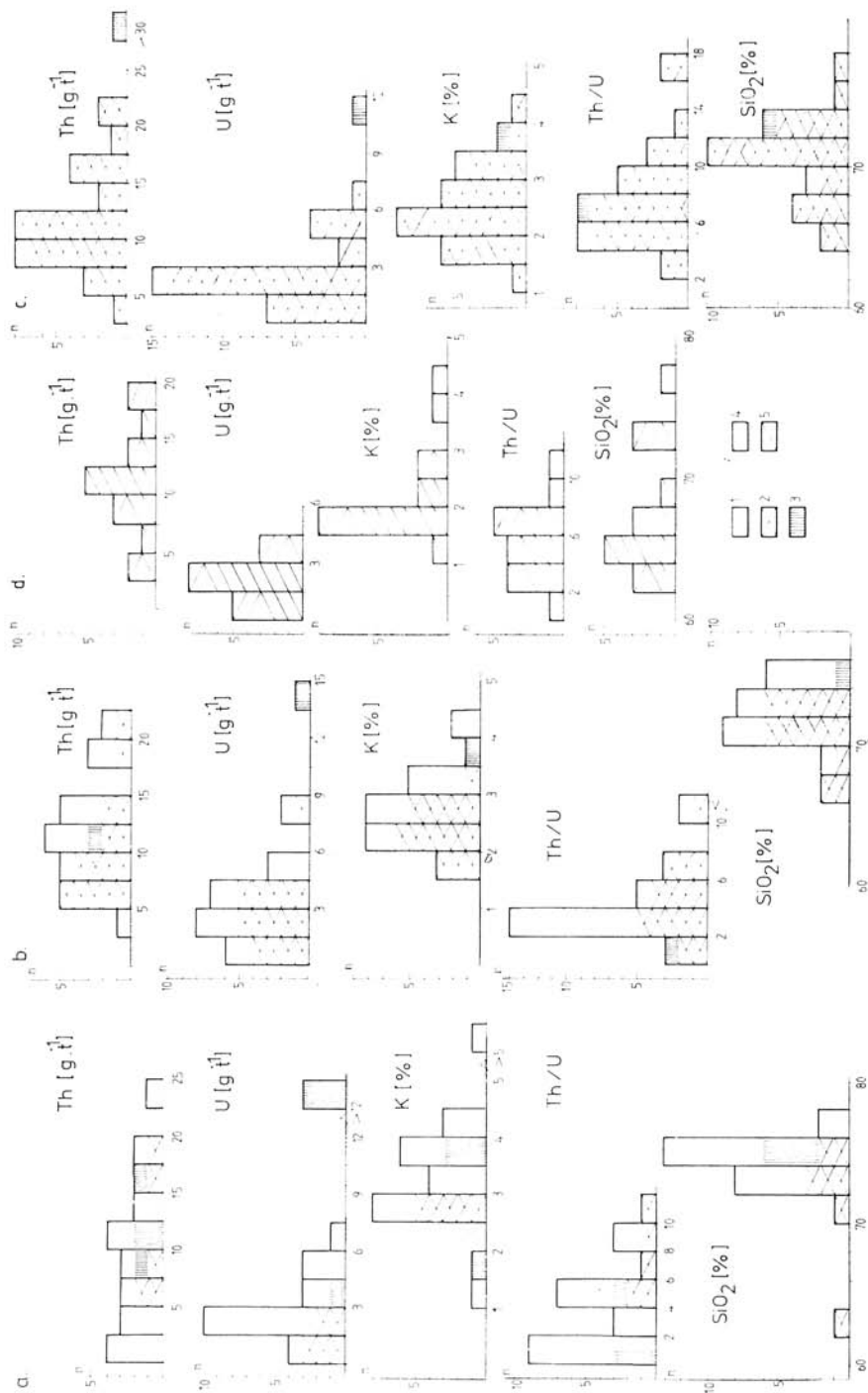
- a) solche, die sich nur mit Granitoiden befassen, wie Bartošek et al. (1972), Tréger M. (1972), Kucharič L. (1978), Kátlovský V. (1978);
- b) mit Gesamtheiten verschiedener Gesteine des Kristallinikums — Matolín M. (1973), Stránska M. (1977), Jandřlová L. (1978), Kátlovský V. (1979).

### *Die angewendeten analytischen Methoden und die Art der Verarbeitung der Ergebnisse*

Die Gehalte an natürlichen radioaktiven Elementen wurden anhand der Gamma-Spektrometrischen Methode bestimmt. Bei der Dreikomponentenanalyse wurde U anhand der Produkte des Ra-Zerfalls, unter Voraussetzung radioaktiven Gleichgewichts bestimmt. Die unter 0,5 mm zerkleinerten Gesteinsproben vom Volumen ca 150 cm<sup>3</sup> (Masse 200–220 g) wurden in ein Marinelli-Gefäss gebracht und mindestens 30 Tage hermetisiert. Das Detektionssystem bestand aus einem 45 × 50 mm Szintillations-Kristall, abgeschirmt durch 10 cm Pb. Die Spektren wurden anhand eines 1024-kanaligen Analysators verarbeitet, durch ein Druckwerk aufgezeichnet und manuell anhand der energetischen Intervall-Methode ausgewertet. Als Vergleichsstandards dienten synthetische, vom Institut für angewandte Geophysik in Brünn erzeugte Standards und solche mit natürlichen Material in Alumosilikatmatrize vom ÚGL-ČSUP in Příbram. Die Messdauer bewegte sich innerhalb des Intervalls von 2000–5000 s. Die Nullstabilität des Konvertors und der Verstärkung wurden anhand externer Strahler Am<sup>241</sup> und Co<sup>60</sup> kontrolliert. Aus den wiederholten Messungen der Proben mit niedriger Aktivität, als auch jener mit Durchschnittsgehalt an radioaktiven Elementen wurde die mittlere Abweichung der Bestimmung der einzelnen Elemente  $S_U = 0,3 \text{ g.t}^{-1}$ ,  $S_{Th} = 0,6 \text{ g.t}^{-1}$  und  $S_K = 0,15 \%$  bestimmt.

Bei der geochemischen Bewertung der Ergebnisse wurde die Methoden der mathematischen Statistik angewendet. Die Gliederung des Kollektivs ging von der modalen Zusammensetzung und der daraus resultierenden Eingliederung des erforschten Gesteins gemäss der Klassifikation der IUGS-Montreal aus, die eine

Abb. 1. Histogramme der Gehalte an Hh, U, K, SiO<sub>2</sub> und Th/U der auserwählten Granitoide der Westkarpaten, a — Gesteinsgruppe 1 — leukokrater Granit bis Granodiorit; b — Gesteinsgruppe 2 — muskovitisch-biotitischer Granit bis Granodiorit; c — Gesteinsgruppe 3 — biotitischer Granit bis Granodiorit; d — Gesteinsgruppe 4 — Leukotonalit bis biotitischer Tonalit. 1 — Granit; 2 — Granodiorit; 3 — gemerider Granit; 4 — Leukotonalit; 5 — biotitischer Tonalit.



Folge der Arbeit von M a c e k J. et al. (1977) ist. Ausserdem wurde der summarische Gehalt an schweren akzessorischen Mineralen angewendet, wie dies in der Arbeit von G b e l s k ý J. (1980) geschieht. Auf Grund der petrographischen und petrochemischen Ergebnisse wurden vier Gesteinsgruppen ausgegliedert und zwar: leukokrater Granit bis Granodiorit, muskovitisch-biotitischer Granit bis Granodiorit, biotitischer Granit bis Granodiorit und Leukotonalit bis biotitischer Tonalit.

Der regionale Gesichtspunkt spiegelt sich in der Gruppierung der Kerngebirge in vier Zonen wider, was Gegenstand der Arbeit von C a m b e l B. et al. (1980) ist. Die einzelnen Zonen umfassen folgende Gebirgszüge: A — Kleine Karpaten, Považský Inovec, Suchý und Malá Magura; B — Niedere Fatra, Hohe Tatra, Branisko; C — Tríbeč, Žiar, Hohe Fatra, Niedere Tatra; D — Veporiden, Čierna Hora. Separat ausgegliedert sind gemeride Granite (Zone E).

Jede der oben angeführten Gruppen ist durch die statistischen Grundparameter: arithmetisches Mittel, mittlere Abweichung, Variationsbeiwert, geometrisches Mittel, Variationsspanne und Korrelationskoeffizient, charakterisiert. Bewertet wurden die Gehalte an radioaktiven Elementen — U, Th, K —,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , die gesteinbildenden Hauptminerale — Quarz, K-Spat, Plagioklas, Biotit, Muskovit und der summarische Gehalt an schweren akzessorischen Mineralen. Im Hinblick auf die niedrige Anzahl der einzelnen Gesteinstypen in den jeweiligen Zonen, wird als Charakteristik das arithmetische Mittel der Gehalte an radioaktiven Elementen und  $\text{SiO}_2$  angeführt.

Die Gehalte an radioaktiven Elementen wurden in mehreren Etappen der Verarbeitung des Probenmaterials bestimmt. Zuerst wurden sie in Durchschnitts-, bzw. Stückgesteinsproben bestimmt und dann in Konzentraten schwerer akzessorischer Minerale aus zwei Kornfraktionen — 0–250  $\mu\text{m}$  und 250–500  $\mu\text{m}$ , sofern dies die gewonnenen Mengen erlaubten.

Sämtliche Primärangaben sind Gegenstand der Arbeit von C a m b e l B. et al. (1980) und in Tab. 6 zusammengefasst.

### *Erreichte Ergebnisse*

Die Gesteinsgruppe 1 — leukokrater Granit bis Granodiorit — kann als die variabelste, betreffs Gehalte an U, Th und des Verhältnisses von Th U — siehe Tab. 1 — angesehen werden, was auch durch die höchsten Werte des Variationskoeffizienten zum Ausdruck kommt. Die Unhomogenität dieses Kollektivs dokumentieren auch die praktisch nicht bestehenden Korrelationsverhältnisse, Tab. 7, zwischen den radioaktiven Elementen untereinander, und auch zwischen ihnen und  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Die bedeutsame negative Korrelation ( $k = -0,65$ ) zwischen U und dem Plagioklas weist offensichtlich darauf hin, dass die Gesteine dieses Typs mit U auf anderen Wege dotiert wurden als die ursprüngliche Schmelze. Die Heterogenität dieser Gruppe ist auch in Abb. 1 ersichtlich, wo die Verteilung von Th, U, K von mehreren Faktoren bedingt ist.

Aufgrund der Th-Gehalte können in dieser Gruppe drei Gesteinstypen ausgegliedert werden: a) Th-Gehalt niedriger als 5  $\text{g.t}^{-1}$ , b) mittlerer Th-Gehalt 10–12  $\text{g.t}^{-1}$ , c) Th-Gehalte über 15  $\text{g.t}^{-1}$ . Ähnlich kann auch dem U-Gehalt nach von drei Typen gesprochen werden: a) Gehalt an U niedriger als 3  $\text{g.t}^{-1}$ , b) U-Gehalt = 5  $\text{g.t}^{-1}$ , c) Gehalt an U mehr als 12  $\text{g.t}^{-1}$ . Beim Kalium können

Tabelle 1  
Statistische Charakteristik der Gehalte an natürlichen radioaktiven Elementen und  
der mineralogischen Zusammensetzung der ausgewählten Granitoide der Westkarpaten

Gruppen- bezeichnung	TH (g.t <sup>-1</sup> )	U (g.t <sup>-1</sup> )	K (%)	Th U	SiO <sub>2</sub> (%)	K <sub>2</sub> O (%)	Q (%)	KZ (%)	P (%)	B (%)	M (%)	SAK (%)
Leukokrater	9,1	4,5	3,6	3,4	73,3	4,4	33,0	28,3	31,4	1,8	4,3	0,0
Granit bis	6,3	5,1	1,3	2,8	3,6	1,6	10,5	12,9	8,3	1,4	2,2	0,0
Granodiorit	69,3	113,2	37,2	81,3	4,9	36,4	31,8	45,8	26,4	77,0	52,1	87,1
(n = 23)	6,7	2,9	3,4	2,3	73,2	4,2	29,6	25,3	30,2	1,0	3,7	0,0
Min	1,3	0,8	1,1	0,2	62,4	1,5	5,0	10,0	15,0	0,1	1,0	0,0
Max	25,0	21,0	7,4	10,5	77,2	8,9	46,0	58,0	44,0	5,0	10,0	0,4
Muskovitisch — biotitischer	11,4	3,7	2,7	4,0	71,9	3,4	31,1	17,2	39,7	7,0	3,6	0,2
Granit bis	4,4	2,7	0,6	2,1	2,2	0,7	4,4	7,9	8,0	1,9	1,0	0,1
Granodiorit	39,2	72,8	22,1	53,4	3,1	21,3	14,3	45,9	20,3	27,8	29,6	81,9
(n = 27)	10,5	3,0	2,7	3,4	71,9	3,4	30,9	15,4	38,8	6,8	3,4	0,1
Min	3,6	1,1	1,6	0,7	66,9	1,9	24,0	7,0	20,0	5,0	2,0	0,0
Max	21,0	14,1	4,2	10,2	75,7	5,1	45,0	35,0	54,0	13,0	6,0	0,7
Biotitischer	11,9	2,0	2,5	7,0	70,4	3,0	30,3	13,7	45,2	8,6	0,8	0,1
Granit bis	5,0	1,2	0,6	3,6	2,8	0,7	4,3	4,1	4,7	2,3	0,7	0,1
Granodiorit	42,3	59,7	25,9	51,6	3,9	23,2	14,2	30,3	10,5	27,1	86,4	98,9
(n = 29)	10,9	1,7	2,4	6,2	70,3	2,9	30,0	13,0	45,0	8,3	0,4	0,1
Min	4,2	0,6	1,4	2,2	64,4	1,8	26,0	5,0	35,0	5,0	0,1	0,0
Max	22,5	5,3	4,2	15,0	76,4	4,1	42,0	21,0	52,0	12,0	2,0	0,7
Leukotonalit bis biotitischer Totalit	10,3	2,1	2,3	5,6	67,3	2,8	25,3	2,1	55,6	13,9	1,2	0,5
(n = 16)	4,2	0,9	0,8	2,9	3,9	1,0	3,5	2,3	5,3	5,2	2,3	0,7
Min	41,4	44,9	38,3	51,9	5,8	35,5	14,1	104,9	9,5	37,6	179,2	151,1
Max	9,4	1,9	2,1	4,8	67,2	2,7	25,1	0,8	55,3	12,7	0,3	0,2
Min	4,2	1,3	1,4	0,9	62,4	1,9	19,0	0,1	50,0	4,0	0,1	0,0
Max	18,1	4,5	4,4	11,9	76,5	5,0	32,0	6,0	68,0	24,0	8,0	3,0

(Q — Quarz, KZ — K-Spat, P — Plagioklas, B — Biotit, M — Muskovit, SAK — Gesamtgehalt an schweren akzessorischen Mineralen). X — arithmetischer Mittel, S — mittlere Abweichung, V — Variationsbeiwert, G — geometrisches Mittel, R — Variationsspanne

Tabelle 2  
Mittlere Gehalte an radioaktiven Elementen in Granitoiden aus verschiedenen Teilen der Westkarpaten

Gruppen- bezeichnung	Z o n e					
		A	B	C	D	E
Leukokrater Granit bis Granodiorit	Th	4,7	7,8	9,6	15,1	11,2
	U	2,6	1,4	2,8	3,3	13,2
	K	3,0	3,6	3,3	3,2	3,2
	Th U	2,8	6,6	3,9	5,8	1,6
	SiO <sub>2</sub>	73,3	72,3	75,3	74,3	75,5
	n	6	6	2	5	4
Muskovitisch- -biotitischer Granit bis Granodiorit	Th	12,9	7,0	8,0	14,2	10,3
	U	2,9	1,5	5,6	4,2	14,1
	K	2,8	2,2	2,7	3,2	3,8
	Th U	6,5	5,0	1,4	3,7	0,7
	SiO <sub>2</sub>	71,3	72,1	72,2	72,5	75,0
	n	8	7	2	9	1
Biotitischer Granit bis Granodiorit	Th	6,6	11,3	10,3	14,4	38,1
	U	1,7	1,9	3,3	2,6	10,6
	K	2,1	2,3	2,8	2,6	3,9
	Th U	3,9	8,9	3,7	6,3	3,6
	SiO <sub>2</sub>	73,4	70,8	68,7	70,8	73,7
	n	3	7	8	10	1
Leukotonalit bis biotitischer Tonalit	Th	10,7	10,1	10,0	11,3	
	U	2,5	2,2	2,0	2,0	
	K	3,4	1,4	2,3	2,0	
	Th U	6,4	4,6	6,5	5,9	
	SiO <sub>2</sub>	72,3	69,6	65,2	66,9	
	n	3	1	3	9	

(Zone A – Kleine Karpaten (MK), Považský Inovec (I), Gebirgszug Strážovská hornatina (S+MM); Zone B – Kleine Fatra (MF), Hohe Tatra (VT), Branisko (B); Zone C – Tribeč (T), Žiar (Ž), Niedere Tatra (NT), Grosse Fatra (VF); Zone D – Veporiden (V), Čierna Hora (ČH); Zone E – Gemeriden)

bloss zwei Untergruppen festgestellt werden: a) der Gehalt an K beträgt weniger als 3 ‰, b) mit K-Gehalten über 3 ‰. Die oben erwähnte Gliederung nach Th und U hatte die Differenziation des Verhältnisses Th/U, ebenfalls in drei Untergruppen zur Folge: a) Th/U kleiner als 2, b) Th/U = 5, c) Th/U = 10.

Vom regionalen Standpunkt her (Tab. 2) kann konstatiert werden, dass die Gesteinsgruppe 1 zwei Gesamtheiten mit ähnlichen Werten an U und Th bildet, und dies in den Gebirgsgruppen A + C und B + D. Die erste Gesamtheit kann durch niedrige Gehalte an Th, und die daraus resultierenden niedrigen Verhältnisse Th/U charakterisiert werden. Die Zonen der Gebirge B + D ähneln einander im Verhältnis Th/U bei beträchtlich variablem Gehalt an U und Th. Die

gemeinden Granite bilden eine selbständige Gesamtheit, welche die anderen im Urangehalt um das 4–5-fache überragt.

Die Gruppe 2 – doppelglimmerige, muskovitisch-biotitische Granite bis Granodiorite – hat ihre statistischen Grundparameter in Tab. 1 angeführt. Entgegen der vorhergehenden Gruppe zeigt sie sich homogener, was möglicherweise jener Umstand unterstützt, das sich das Verhältnis von Graniten zu Granitoiden der Eins nähert. Markant für diese Gruppe ist, dass eine leichte Korrelation zwischen U, Th und K (Tab. 7) besteht, was zu einer bedeutsamen Korrelation zwischen U und K-Spaten einerseits, und zu einer leichten Korrelation zwischen

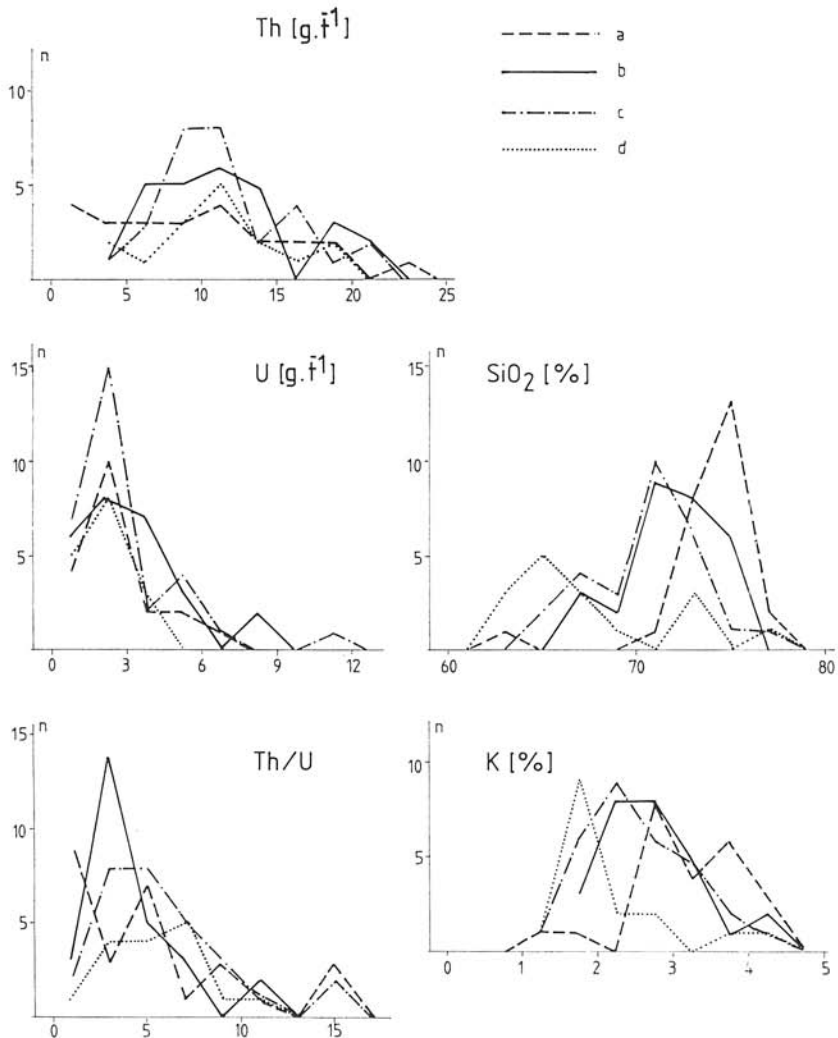


Abb. 2. Frequenzlinien der Gehalte an Th, U, K, SiO<sub>2</sub> und Th/U der ausgewählten Granitoide der Westkarpaten. (a, b, c, d – wie bei Abb. 1).

Th und den Muskoviten andererseits führte. Es mässigte sich auch die markant negative Korrelation zwischen U und den Plagioklasen. Die Homogenität dieser Gruppe wird auch durch Abb. 2 dokumentiert. Klar zeichnen sich jedoch die Unterschiede zwischen den Graniten und den Granodioriten ab. Was den Th-Gehalt betrifft, haben Granodiorite am häufigsten Werte im Intervall zwischen 5–10 g.t<sup>-1</sup>, wogegen die Granite die frequentiertesten Werte zwischen 10–15 g.t<sup>-1</sup> haben. Eine ähnliche, wenngleich nicht eine solch ausgeprägte Differenziation ist beim U zu bemerken. Fast alle Granodiorite fallen ihrem Gehalt nach in das Intervall 0–4,5 g.t<sup>-1</sup>, das Intervall der Granite ist jedoch bedeutend breiter und beträgt 0–9 g.t<sup>-1</sup>, bis 15 g.t<sup>-1</sup>. Vom Standpunkt der K-Verteilung, was natürlich ist, können den Granodioriten Gehalte zwischen 1,5 und 3 ‰, und den Graniten im Intervall zwischen 1,5 und 4,5 ‰ zugeordnet werden. Ein weiteres Kriterium der Verschiedenartigkeit der Granite ist, dass die überwiegende Anzahl das Verhältnis Th/U im Intervall 2–4 hat. Dagegen fallen die Granodiorite in das Intervall 4–8.

Diese 2. Granitoidengruppe hat, ähnlich wie die vorhergehende, gleiche Th- und U-Werte in drei regionalen Gesamtheiten u. zw. den Gebirgsgarnituren A + B, D, C. Die Zonen A, B charakterisiert ein höheres Verhältnis Th/U = 5–6. Die Granodiorite der Hohen Tatra zeichnen sich durch einen verhältnismässig geringeren Gehalt an radioaktiven Elementen aus. In der Zone D – Veporiden – kann eine relative Steigerung des U-Gehaltes festgestellt werden, was eine Senkung des Th/U-Verhältnisses zur Folge hat. Dies lässt sich dadurch erklären, dass in diesem Gebiet ein erhöhtes Granitvorkommen herrscht, was die Steigerung des Urans verursachen könnte. Die gemeriden Granite, die eine ausserordentliche Stellung einnehmen, werden durch Granodiorite ähnlicher Eigenschaften aus der Niederen Tatra ergänzt, d. h. sie haben ein niedriges Th/U-Verhältnis = 1 und einen erhöhten Urangehalt.

Die Gesteinsgruppe 3 vom Typ biotitischer Granit bis Granodiorit wird statistisch in Tab. 1 charakterisiert. Sie zeichnet sich, als einzige Gruppe im Rahmen der ganzen Gesamtheit „ZK“ (Západné Karpaty – Westkarpaten), durch eine leichte Korrelation zwischen U und Th zu K<sub>2</sub>O und SiO<sub>2</sub> (Tab. 7) aus. Charakteristisches Merkmal ist auch eine mässige Korrelation von Th zum Biotit, bzw. eine bedeutende Korrelation zum Gesamtgehalt an schweren akzessorischen Mineralen. Völlig verschwunden ist die negative Korrelation von U zum Plagioklas. Es kann auch festgestellt werden, dass diese Gruppe die homogenste ist, was Abb. 1 dokumentiert, und auch die Tatsache, dass in diese Gruppe bloss zwei Granite eingegliedert sind. Bei allen veranschaulichten Elementen zeichnen sich klar die Maxima der wahrscheinlichsten Gehalte mit mehr oder minder ausdrucksvoller Asymmetrie zu höheren Werten hin ab. Als solche treten in Erscheinung Th = 10 g.t<sup>-1</sup>, U = 2 g.t<sup>-1</sup>, K = 2,5 ‰ und Th/U = 4.

Vom regionalen Standpunkt (Tab. 2) kann von zwei Gebirgsgruppen mit ähnlichen Gehalten an U und Th gesprochen werden. Es handelt sich hierbei um die Gruppen A + C und B + D. Für die erste gilt das gemeinsame Verhältnis Th/U = 4. Unterschiedlich sind allerdings die Gehalte an radioaktiven Elementen. Die niedrigsten Gehalte kommen in den Gebirgen A vor, mit dem Durchschnitt Th = 6,6 g.t<sup>-1</sup> und U = 1,7 g.t<sup>-1</sup>. Ihnen gesellen sich auch Granodiorite der Zone C zu, mit Ausnahme jener aus der Niederen Tatra, welche leicht gesteigerte Gehalte aufweisen (Th = 11,6 g.t<sup>-1</sup>, U = 3,3 g.t<sup>-1</sup>). Dieser Gesamtheit



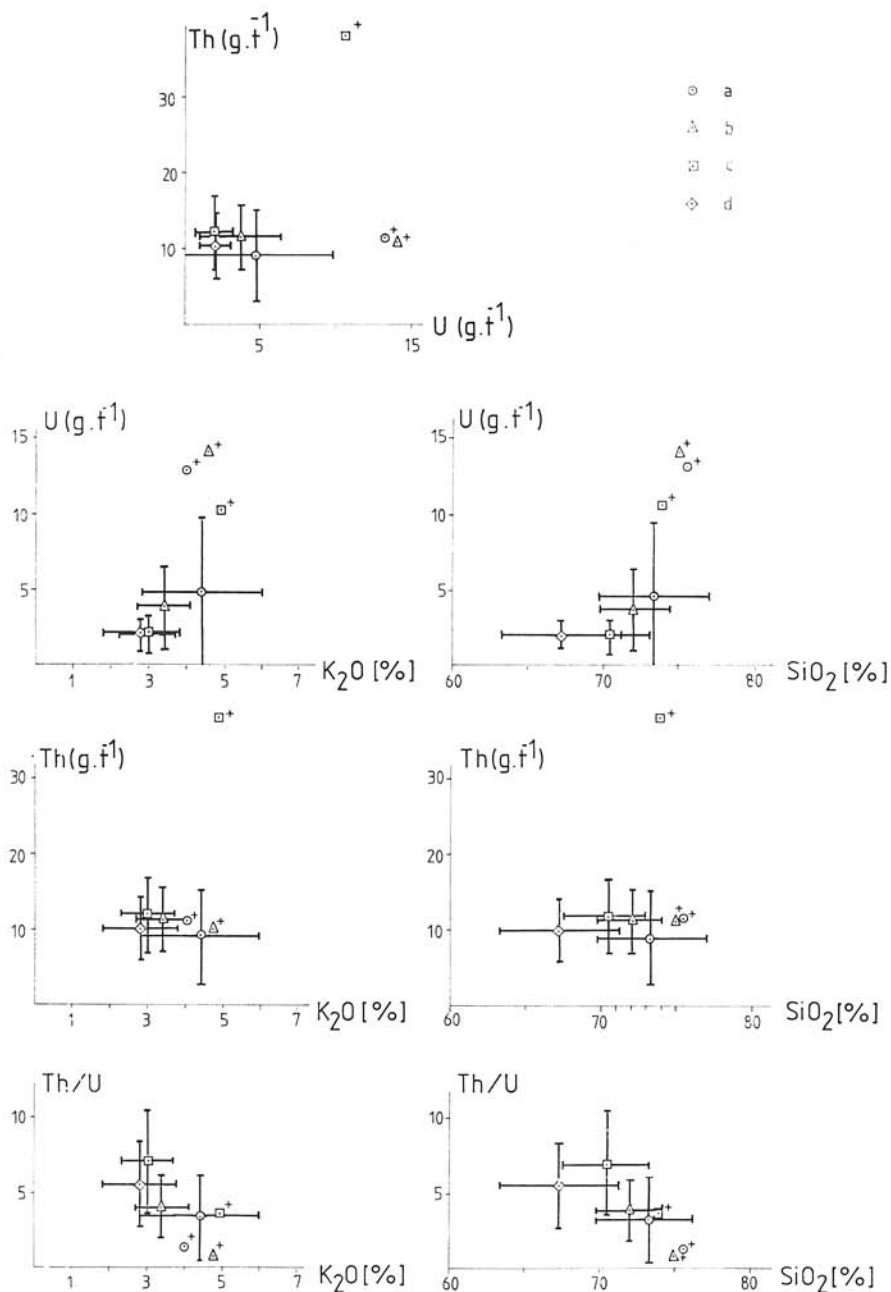


Abb. 3. Das Verhältnis der mittleren Gehalte an U, Th und Th/U, mit eingezeichneter mittlerer Abweichungen der jeweiligen Gruppe granitoiden Gesteins, zu  $K_2O$  und  $SiO_2$ . (a, b, c, d – wie bei Abb. 1, + – gemmae Granitoide).

liessen sich auch die gemeriden Graniten zuordnen, sie haben allerdings typisch hohe Gehalte an radioaktiven Elementen. Die in die zweite Gruppe gehörenden Zonen B, D, haben gesteigerte Verhältnisse  $\text{Th}/\text{U} = 6,9$ , wobei sich die Veporiden durch leicht erhöhte Gehalte unterscheiden.

Die Gesteinsgruppe 4 — Leukotonalit bis biotitischer Tonalit — hat die statistischen Parameter in Tab. 1 veranschaulicht. Der Th-Gehalt ist durch eine leicht negative Korrelation an den K-Spat und durch eine leicht positive zum Muskovit (Tab. 7) gebunden. Der K-Gehalt korreliert stark mit der Menge an Quarz und Muskovit. Eine bedeutende negative Korrelation besteht zwischen K und Biotit. Aus Abb. 1 ist ersichtlich, dass den verfolgten Parametern nach, diese Gruppe zu den homogensten, mit Ausnahme des Kaliums, gehört. Am wahrscheinlichsten sind die Gehalte  $\text{U} = 2 \text{ g.t}^{-1}$ ,  $\text{Th} = 12 \text{ g.t}^{-1}$ ,  $\text{K} = 2 \%$ .

Bei regionaler Betrachtung (Tab. 2), kann eine seltene Ausgeglichenheit der verfolgten Parameter bei allen Gebirgsgruppen beobachtet werden. Auch wenn sie zahlenmässig nicht gleichermassen vertreten sind, ändern sich die Durchschnittswerte an Th, U, Th/U praktisch nicht. Eine Ausnahme bildet der Leukotonalit des Gebirgszuges Strážovská hornatina mit niedrigem Th-Gehalt  $\text{Th} = 4,2 \text{ g.t}^{-1}$  und verhältnismässig hohem Gehalt an  $\text{U} = 4,5 \text{ g.t}^{-1}$ .

Die wechselseitige Beziehung der einzelnen Gesteinsgruppen zu einander wird in Abb. 2 dokumentiert. Die Prägung oder Überlappung der einzelnen verfolgten Parameter in den jeweiligen Gesteinsgruppen und deren Verhältnis zu  $\text{SiO}_2$  und  $\text{K}_2\text{O}$  ist in Abb. 3 zu sehen. Ersichtlich ist auch die separate Stellung der gemeriden Granite im Rahmen der Granitoide der Westkarpaten.

Die Gehalte an radioaktiven Elementen in den Konzentraten an schweren akzessorischen Mineralen haben, im Hinblick auf die sich ändernde Methodik ihrer Gewinnung, bloss qualitativen Charakter bei der Beurteilung der Hauptträger der Aktivität — gesteinsbildende oder akzessorische Minerale. Auf Grund der gewonnenen Daten kann festgestellt werden, dass die radioaktiven Elemente meist gleichmässig im gesamten Gestein verteilt sind. Hauptträger dieser Elemente sind Zirkon, Monazit, Orbit u. ä., welche oftmals Inklusionen in gesteinsbildenden Mineralen darstellen. Diese Tatsache bestätigt auch der Umstand, dass der Gehalt an radioaktiven Elementen mit sinkender Korngrösse der ausgesparten akzessorischen Minerale steigt, was die Möglichkeit der Gewinnung von Akzessorienanteilen aus Inklusionen der Minerale in sich birgt. Ausnahmen von dieser Regel bilden bloss einzelne Proben. Die in akzessorischen Mineralen angereicherte Radioaktivität ist gebunden an biotithaltige Gesteinstypen, wie z. B. biotitischer Granit aus Veporiden (ZK-26), biotitischer Granodiorit aus der Niederen Tatra (ZK-4), biotitischer Tonalit aus der Kleinen Fatra (ZK-38) und der Hohen Tatra (ZK-46). Demgegenüber wurde für leukokrater Gesteinstypen festgestellt, dass sich die Aktivität überwiegend auf gesteinsbildende Minerale, wie z. B. leukokrater Granit aus der Grossen Fatra (ZK-44) und vom Branisko (ZK-55) konzentriert.

### *Diskussion*

Bei Konfrontation der gewonnenen Werte mit den Ergebnissen in den anfangs zitierten Arbeiten muss vorweg genommen werden, dass verschiedene Methoden der Datengewinnung (terrainsmässig, labormässige gammaspektrometrische

Tabelle 3

Mittlere Gehalte an radioaktiven Elementen und  $\text{SiO}_2$  in Granitoiden aus dem Südteil des Vepor-Kristallinikums (laut Janderlová L., 1978)

Gesteins-bezeichnung	Proben-anzahl	Th ( $\text{g.t}^{-1}$ )	U ( $\text{g.t}^{-1}$ )	K (%)	$\text{SiO}_2$ (%)
Tonalite	14	8,7	2,5	1,9	65,7
Granodiorite	13	15,6	2,6	2,7	70,4
Granite	17	11,1	3,4	3,4	72,1

Messungen) und auch verschiedene Verfahren zur Verarbeitung der Gehalte an radioaktiven Elementen (z. B. die unterschiedliche Gliederung der erforschten Gesamtheiten) zu unterschiedlichen absoluten Werten der einzelnen Parameter führen. Es bleibt jedoch das relative Verhältnis zwischen den geologischen Objekten für die einzelnen Parameter.

Im Hinblick darauf, dass die gleiche Methodik zur Anwendung kam (Methodik der gamma-spektrometrischen Messungen und analoge Verarbeitung der Ergebnisse, wie sie in Bartošek J. et al., 1972 beschrieben wird), können die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit mit jenen der anfangs zitierten Autoren konfrontiert werden. Auf Grund der Ähnlichkeit der petrographischen Zusammensetzung und auch der Gehalte an  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{SiO}_2$ , wurden im tatroveporiden Komplex zwei Granitoidgruppen ausgegliedert (Bartošek J. et al., 1972).

In die erste Gruppe gehört der Dumbier-Typ und der Sihla-Typ biotitischen Granodiorits bis Leukotonalits mit  $\text{SiO}_2$ -Gehalten von 63–67 % denen an  $\text{K}_2\text{O}$  von ungefähr 2 %. Dieser Gruppe können auch die Granodiorite des Modraer Massivs und die Granitoide von Čierná Hora zugeordnet werden. Ihr gemeinsames Merkmal ist der niedrige Gehalt an radioaktiven Elementen:  $\text{Th} = 8\text{--}11 \text{ g.t}^{-1}$ ,  $\text{U} = 1,5\text{--}2 \text{ g.t}^{-1}$ .

Die zweite Gruppe stellen sauerere Typen, mit  $\text{SiO}_2$ -Gehalten von 70–72 % und solchen an K von ca. 3,0 % dar. Hierher gehören Granitoide vom Vepor-Typ, Granitoide der Massive vom Kohút, Sinec, Prašivá und der Hončoče-Gr-

Tabelle 4

Mittlere Gehalte an radioaktiven Elementen und der Verhältnisse Th/U in Granitoiden aus dem Nordteil des Vepor-Kristallinikums (laut Stránská M., 1977)

Gesteins-bezeichnung	Proben-anzahl	Th ( $\text{g.t}^{-1}$ )	U ( $\text{g.t}^{-1}$ )	K (%)	Th U
Granodiorite	77	12,4	1,9	2,2	6,2
Granite	58	12,6	2,1	3,3	6,2

Tabelle 5

Gehalte an natürlichen radioaktiven Elementen und SiO<sub>2</sub> in Granitoiden der Kleinen Karpaten (laut Kátlovský V., 1979)

Gesteinsbez.		Gebiet des Bratislavaer Massivs					Gebiet des Modraer Massivs				
		Th (g.t <sup>-1</sup> )	U	K (%)	Th	U (%)	Th (g.t <sup>-1</sup> )	U	K (%)	Th	U (%)
Leukokrater, feinkörniger Granit bis quarziger Granodiorit	$\bar{X}$	5,4	1,5	3,2	3,5	74,1					
	S	4,3	0,7	0,7	2,7	1,6					
	V	78,9	49,4	21,6	79,5	2,2					
	G	4,1	1,4	3,1	2,8	74,1					
	R	min	1,1	0,6	1,0	0,9	69,6				
		max	16,3	4,7	4,3	16,0	80,1				
	N	33									
Zweiglimme- riger mittel- körniger Granit bis quarziger Granodiorit	$\bar{X}$	11,8	2,2	3,1	5,6	72,4					
	S	3,3	0,7	0,4	2,7	1,3					
	V	28,2	33,4	15,3	48,5	1,8					
	G	11,3	2,1	3,1	5,1	72,4					
	R	min	4,7	1,0	1,8	1,6	69,2				
		max	21,0	5,8	4,3	19,6	74,9				
	N	88									
Biotitischer Granodiorit bis Tonalit	$\bar{X}$	12,5	2,0	2,6	6,5	67,7	8,3	1,7	2,2	5,3	67,7
	S	4,1	0,6	0,5	3,1	2,5	1,5	0,5	0,4	2,3	1,5
	V	32,8	29,9	20,6	47,1	3,7	18,8	34,0	21,6	43,9	2,2
	G	11,8	1,9	2,5	5,9	67,7	8,1	1,6	2,1	4,9	67,7
	R	min	6,7	1,1	1,4	2,4	60,9	4,6	0,7	0,7	2,2
		max	18,8	3,1	3,3	12,8	73,3	15,4	3,1	3,4	11,8
	N	13					40				70,8
Granitoide im Massiv	$\bar{X}$	9,1	1,9	3,1	4,6	71,9	9,2	1,9	2,6	5,6	67,4
	N	179					63				
Granitoide der Kleinen Karpaten	$\bar{X}$	9,1	1,9	3,0	4,8	70,7					
	N	242									

nit. Zu diesen Typen kann auch der Granit bis Leukogranodiorit des Bratislavaer Massivs beigeordnet werden. Der Gehalt an radioaktiven Elementen ist hier etwas höher als bei der ersten Gruppe und bewegt sich für Th im Intervall 12–16 g.t<sup>-1</sup> und für U innerhalb von 2,0 – 3,3 g.t<sup>-1</sup>.

Die grosse Verschiedenartigkeit der granitoiden Gesteine in den Kleinen Karpaten (Kátlovský V., 1981), zumal eine grössere Menge an (leukokra-

teren) Gang-Derivaten analysiert wurde lässt darauf schliessen, dass eine ähnliche Kompliziertheit betreffs Variabilität der Gehalte an U und Th, auch bei anderen Kerngebirgen anzutreffen sein wird. Einen Beweis dafür liefern auch die Ergebnisse der Arbeit der Autorin Janderlová L. (1978), wo der südliche Teil des Veporiden-Kristallinikums behandelt wird. Die Verteilung der radioaktiven Elemente beim Übergang von den Graniten, über Granodiorite zu den Tonaliten hin, ist in Tab. 3 ersichtlich. In diesem Falle zeigt sich eine gewisse Abhängigkeit des Urangehaltes vom Kalium und der Basizität des Gesteins. Was das Th betrifft, handelt es sich wahrscheinlich, wie bei den Kleinen Karpaten, um unterschiedliche Typen der Korngrösse der Granitoide.

In ihrer Arbeit verweist Stránska M. (1977) darauf, dass bei genügend grossen Kollektiven an Proben und bei anderen Kriterien der Klassifizierung (visuelle Abschätzungen), sich die Unterschiede betreffs Konzentration radioaktiver Elemente zwischen den einzelnen Granitoid-Typen oder den einzelnen Teilen des Massivs verwischen. Im nördlichen Teil des veporiden Kristallinikums gliederte genannte Autorin zwei Gesteinstypen aus und zwar: Granite und Granodiorite. Aus Tab. 4 ist ersichtlich, dass sich auch bedeutende Unterschiede im K-Gehalt nicht grundlegend an den Konzentrationen an Th und U widerspiegeln. Gegenüber den Granitoiden der Kleinen Karpaten (Tab. 5) ist eine Steigerung des Th-Gehaltes zu bemerken, was bei unterschiedlichen Gehalten an schweren akzessorischen Mineralen vom Monazit-Typ (Veselský J., 1972; Határ J. et al., 1975) in Erscheinung trat.

Zu den Granitoiden mit niedrigem Niveau der Radioaktivität können auch jene der Massive des Suchý und des Gebirgszuges Malá Magura, des Žiar und der Grossen Fatra (Kucharič L., 1978) beigeordnet werden.

Eine Sonderstellung nehmen unter den Graniten die gemeriden Granite ein, die sich durch einen gesteigerten K-Gehalt (ca. 4 %) und einen hohen U-Gehalt, sowie einen solchen an Th auszeichnen. Einen hohen Urangehalt kann man zumal beim Hnilec-Massiv beobachten, wo dieser stellenweise  $U = 28-38 \text{ g.t}^{-1}$  (Ferenc P. et al., 1976) erreicht. Die Th-Gehalte bewegen sich grösstenteils auf den Niveau der vordem erwähnten zweiten Gruppe, erreichen jedoch auch hohe Werte  $Th = 38 \text{ g.t}^{-1}$  (ZK-112 Rochovce). Unterschiedliche Ansichten betreffs Genese bei gemeriden Graniten, führen auch zu unterschiedlichen Deutungen der Ursachen für die erhöhten Gehalte an U und Th. Die einen Autoren (Bartošek J. et al., 1972; Tréger M., 1972) erachten sie für den Ausdruck pneumatolytisch-hydrothermalen Prozesse, die den jeweiligen Gesteinstyp formten; andere (Varček C., 1975) jedoch, lassen die Möglichkeit des Einflusses benachbarten Gesteins mit erhöhtem U-Gehalt zu, wie z. B. dunkle Schiefer und Lydite der Gelnica-Serie auf das intrudierende Magma der gemeriden Granitoide.

Die vorliegenden Ergebnisse über die Gehalte an U und Th in den Granitoiden der Westkarpaten, als auch die Forschungsergebnisse der Granitoide der Kleinen Karpaten, verweisen auch bei verhältnismässiger Monotonie auf eine bestimmte Verschiedenartigkeit der Verteilung der natürlichen radioaktiven Elemente. Weitere, detaillierte Forschungen der einzelnen Gebirge wären notwendig, um die Verteilung der studierten Elemente im jeweiligen Gebirge feststellen zu können, was im Endeffekt die Korrelation im Rahmen der gesamten Westkarpaten ermöglichen würde.

Tabelle 6  
Gehalte an natürlichen radioaktiven Elementen

Lfd. Nr.	Gebirge	Nr. ZK	Th (g.t <sup>-1</sup> )	U (g.t <sup>-1</sup> )	K (‰)	Th U	SiO <sub>2</sub> (‰)
Gesteine vom Typ Leukokrater Granit bis Granodiorit							
1	MK	8	2,9	1,1	3,5	2,8	72,41
2	MK	31	12,0	2,5	7,4	5,0	62,41
3	MK	54	6,7	1,5	3,0	4,4	73,68
4	MK	65	1,6	0,8	2,8	2,0	73,32
5	I	15	9,4	1,8	2,8	5,2	73,00
6	I	63	6,2	3,1	2,9	2,0	74,12
7	T	41	19,3	2,3	3,2	8,4	74,36
8	T	42	13,8	5,4	3,6	2,6	75,95
9	T	100	15,5	1,9	1,1	8,3	77,20
10	SH	59	1,3	7,0	2,8	0,2	73,16
11	VF	44	1,9	2,2	4,4	0,9	74,44
12	B	55	9,4	2,2	4,2	4,3	72,87
13	V	9	18,0	1,7	2,8	10,5	74,43
14	V	27	5,0	5,2	3,3	1,0	74,56
15	V	66	12,2	2,3	3,6	5,3	73,42
16	V	69	25,0	5,2	3,6	4,9	76,17
17	V	85	15,3	2,1	2,9	7,4	72,78
18	NT	68	2,4	3,5	4,1	0,7	74,65
19	NT	91	4,4	1,8	3,5	2,5	74,72
20	G	33	10,6	14,6	3,6	0,7	75,99
21	G	35	10,3	14,1	3,8	0,7	75,01
22	G	61	9,6	21,0	3,7	0,5	75,46
23	G	16	14,3	3,1	1,9	4,6	75,62
24	VT	23	6,3	0,7	3,0	9,0	71,86
Gesteine vom Typ Muskovitisch-biotitischer Granit bis Granodiorit							
25	MK	48	18,6	3,1	2,8	6,0	67,79
26	MK	50	7,5	3,1	2,5	2,4	67,00
27	MK	51	21,0	2,0	2,3	10,2	70,51
28	MK	53	13,2	5,8	2,9	2,3	71,10
29	MK	60	20,7	1,0	4,3	20,7	71,54
30	I	17	10,4	2,8	2,3	3,7	75,75
31	I	18	9,0	2,2	2,8	4,1	72,92
32	I	64	8,7	3,0	2,5	2,9	74,55
33	VT	22	5,8	1,2	2,8	4,8	71,55
34	VT	30	8,9	2,6	1,9	3,4	70,66
35	VT	47	8,4	1,1	1,6	7,6	70,96
36	VT	70	7,1	1,2	1,9	5,7	70,59
37	VT	71	6,6	1,1	2,0	6,1	72,38
38	VT	96	8,4	2,2	2,4	3,8	73,44
39	VT	111	3,6	1,1	2,7	3,4	75,54
40	V	2	12,5	5,0	3,4	2,5	71,18
41	V	6	14,3	2,4	3,2	6,0	74,06
42	V	19	17,9	8,4	3,3	2,1	74,69
43	V	26	13,5	4,3	2,8	3,1	73,21
44	V	67	11,7	3,2	3,0	3,7	73,98
45	V	72	13,0	2,1	2,5	6,3	69,84
46	V	76	15,0	4,0	3,3	3,8	72,14
47	V	77	17,8	5,3	4,2	3,0	73,83
48	V	95	12,4	3,9	3,2	3,2	69,88

in auserwählten Granitoiden der Westkarpaten

Lfd. Nr.	Gebirge	Nr. ZK	Th (g.t <sup>-1</sup> )	U (g.t <sup>-1</sup> )	K (‰)	Th U	SiO <sub>2</sub> (‰)
49	NT	4	5,5	3,4	2,9	1,5	73,31
50	NT	24	10,4	7,8	2,4	1,3	71,15
51	G	34	10,3	14,1	3,8	0,7	75,01
Gesteine vom Typ Biotitischer Granit bis Granodiorit							
52	MK	52	9,0	2,4	2,0	3,7	68,30
53	SH	104	4,2	1,0	2,4	4,3	76,44
54	SH	103	6,7	1,8	1,8	3,7	75,37
55	MF	21	8,6	2,3	2,9	3,7	70,94
56	MF	36	15,0	1,0	2,0	15,0	66,86
57	MF	81	11,9	5,3	2,9	2,2	70,21
58	MF	97	9,7	1,6	2,1	6,1	72,22
59	MF	98	9,6	0,8	2,2	11,8	72,31
60	MF	99	15,5	1,7	2,3	9,0	72,67
61	VF	80	7,8	1,5	1,9	5,3	64,48
62	VT	40	8,8	0,6	1,4	14,7	70,54
63	CH	11	11,4	2,3	2,2	5,3	66,16
64	V	10	22,4	2,8	2,6	8,0	70,72
65	V	29	15,2	1,6	2,9	9,5	72,44
66	V	56	22,5	2,9	3,1	7,8	70,22
67	V	58	10,3	1,3	4,2	7,9	71,87
68	V	73	13,9	4,6	1,7	3,0	73,40
69	V	74	6,0	1,5	3,1	3,9	69,62
70	V	86	17,6	2,1	1,9	8,5	71,16
71	V	124	10,2	1,6	2,2	6,4	
72	V	127	15,2	4,9	2,2	3,1	
73	NT	3	9,3	2,2	3,2	4,2	69,25
74	NT	14	16,6	3,4	2,9	4,9	72,06
75	NT	117	10,8	3,4	2,6	3,2	64,50
76	NT	120	10,8	2,5	3,3	4,4	70,56
77	NT	25	8,8	5,6	1,8	1,6	66,91
78	NT	92	11,2	6,2	3,8	1,8	70,14
79	G	112	38,1	10,6	3,9	3,6	73,74
80	Z	62	6,8	1,6	3,3	4,3	71,54
Gesteine vom Typ Leukotonalit bis biotitischer Tonalit							
81	MK	5	9,1	1,4	2,0	6,5	66,47
82	MK	49	18,1	1,5	4,4	11,9	73,93
83	T	1	10,8	2,9	2,1	3,7	62,44
84	SH	102	4,2	4,5	3,9	0,9	76,58
85	VF	20	8,1	1,7	2,0	4,8	65,65
86	VT	46	10,1	2,2	1,4	4,6	69,58
87	CH	12	4,2	1,3	2,0	3,3	63,71
88	V	7	6,1	1,6	2,0	3,8	65,95
89	V	28	13,9	1,6	2,0	8,7	65,81
90	V	57	17,1	2,2	2,0	7,8	65,82
91	V	82	10,5	1,8	1,8	5,8	65,62
92	V	83	10,8	3,4	1,6	3,2	66,40
93	V	121	8,0	1,0	2,3	8,0	72,86
94	V	118	11,3	1,6	1,8	7,0	63,50
95	V	84	19,9	3,6	2,6	5,6	72,09
96	NT	78	11,1	1,4	2,9	8,0	67,45

(Bezeichnung der Gebirge siehe Tab. 2)

Tabelle 7  
Korrelationsmatrices der Gehalte an natürlichen radioaktiven Elementen und der mineralogischen Zusammensetzung ausgewählter Granite der Westkarpaten

Gesteinsgruppe 1 — Leukokrater Granit bis Granodiorit:

	Th	U	K	Th U	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Q	KŽ	P	B	M	SAK
Th	1,00											
U	0,09	0,99										
K	0,05	0,02	1,00									
Th U	0,69	-0,46	-0,08	0,99								
SiO <sub>2</sub>	0,04	0,25	-0,85	-0,13	0,99							
K <sub>2</sub> O	0,04	-0,02	0,97	-0,06	-0,84	1,00						
Q	-0,17	0,28	-0,73	-0,26	0,79	-0,77	1,00					
KŽ	0,19	0,14	0,83	-0,05	-0,62	0,89	-0,77	1,00				
P	-0,07	-0,65	-0,41	0,46	0,00	-0,43	-0,05	-0,54	1,00			
B	0,16	-0,02	0,35	-0,00	-0,19	0,28	-0,20	0,19	-0,26	0,99		
M	-0,10	0,29	-0,07	-0,15	-0,05	-0,13	0,12	-0,24	-0,07	0,10	0,99	
SAK	-0,08	-0,00	-0,09	0,07	-0,09	-0,09	0,08	-0,26	0,20	0,12	0,29	1,00

Gesteinsgruppe 2 — Muskovitisch-biotitischer Granit bis Granodiorit:

	Th	U	K	Th U	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Q	KŽ	P	B	M	SAK
Th	1,00											
U	0,23	0,99										
K	0,32	0,49	1,00									
Th U	0,32	-0,64	-0,37	1,00								
SiO <sub>2</sub>	-0,05	0,12	0,30	-0,12	0,99							
K <sub>2</sub> O	0,26	0,58	0,84	-0,56	0,30	0,99						
Q	-0,11	-0,00	-0,06	-0,12	0,25	0,02	0,99					
K	0,04	0,56	0,69	-0,63	0,32	-0,73	-0,03	0,99				
P	-0,08	-0,51	-0,59	0,57	-0,41	-0,68	-0,40	-0,85	1,00			
B	0,17	-0,10	-0,30	0,32	-0,44	-0,29	-0,38	-0,36	0,35	1,00		
M	0,38	-0,07	0,19	0,25	0,41	0,14	0,04	0,05	-0,18	-0,16	1,00	
SAK	-0,02	-0,15	-0,24	0,15	-0,37	-0,26	-0,21	-0,27	0,40	0,10	-0,29	0,99



Gesteinsgruppe 3 — Biotitischer Granit bis Granodiorit:

Th	U	K	Th U	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Q	KZ	P	B	M	SAK
Th	1,00										
U	0,44										
K	0,00	1,00									
Th U	0,06	0,28	1,00								
SiO <sub>2</sub>	0,18	0,01	0,18	1,00							
K <sub>2</sub> O	0,08	0,13	0,45	0,20	1,00						
Q	0,18	0,06	0,17	0,64	0,03	1,00					
K	0,15	0,02	0,31	0,11	0,20	0,37	1,00				
P	0,10	0,06	0,12	0,29	0,23	0,37	0,57	1,00			
B	0,39	0,02	0,37	0,45	0,04	0,34	0,03	0,22	1,00		
M	0,07	0,11	0,20	0,53	0,21	0,12	0,20	0,43	0,00	1,00	
SAK	0,57	0,20	0,08	0,04	0,12	0,26	0,25	0,35	0,19	0,09	1,00

Gesteinsgruppe 4 — Leukotonalit bis biotitischer Tonalit:

Th	U	K	Th U	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Q	KZ	P	B	M	SAK
Th	0,99										
U	0,23	0,99									
K	0,16	0,19	0,99								
Th U	0,84	0,31	0,99								
SiO <sub>2</sub>	0,04	0,42	0,77	0,99							
K <sub>2</sub> O	0,09	0,31	0,91	0,84	1,00						
Q	0,00	0,08	0,72	0,73	0,69	0,99					
K	0,39	0,06	0,09	0,05	0,04	0,01	0,99				
P	0,11	0,19	0,13	0,12	0,07	0,39	0,43	1,00			
B	0,09	0,00	0,62	0,72	0,71	0,54	0,05	0,42	1,00		
M	0,34	0,20	0,82	0,37	0,81	0,69	0,10	0,17	0,65	0,99	
SAK	0,14	0,21	0,33	0,44	0,26	0,24	0,32	0,20	0,61	0,24	0,99

(Symbole wie bei Tab. 1)

## Schluss

Die Erforschung der natürlichen Radioaktivität des granitoiden Gesteins der Westkarpaten machte es notwendig, den jeweiligen Gesteinsgruppen statistische Grundcharakteristiken der Konzentrationen an Th, U, K und Th/U beizuzuordnen. Allgemein kann festgestellt werden, dass alle Grundtypen an Granitoiden der Westkarpaten für wenig radioaktiv im Sinne von Vinogradov A. P. (1962) und relativ wenig unterschiedlich erachtet werden können. Eine Ausnahme bilden die gemeriden Granite, bei welchen der U-, resp. Th-Gehalt um das Mehrfache steigt.

Übersetzt von E. Walzel

## SCHRIFTTUM

- ADAMS, J. A. S. — GASPARINI, P., 1970: Gamma-ray spectrometry of rocks. Elsevier (Amsterdam), 1970.
- BARTOŠEK, J. — CHLUPÁČOVÁ, M. — KAŠPAREC, I., 1972: Výzkum přirozené radioaktivity slabě aktivních hornin. Geofysika, n. p., Brno, Manuskript.
- BARTOŠEK, J., 1977: Citlivá metoda stanovení obsahu přirozené radioaktivních prvků v horninách. Kandidaten-Dissertationsarbeit, Manuskript. Geofyzikálny ústav ČSAV, Praha, 1977, 73 S.
- BOBROV, V. A. — GOFMAN, A. M. — KRENDELEV, F. P., 1975: Laboratornyj analiz urana, toria, kalia v gornych porodach gamma-spektrometričeskim metodom. In: Radioaktivnyje elementy v gornych porodach. Nauka (Novosibirsk), S. 252–260.
- CAMBEL, B., 1980: Geochémia hornin a minerálov Západných Karpát. Schlussbericht für die Jahre 1975–1980. Geologický ústav SAV, Bratislava, 1980, S. 228.
- GBELSKÝ, J., 1980: Akcesorické minerály v niektorých typoch granitoidných hornin Západných Karpát. Schlussbericht. Geologický ústav SAV, Bratislava, 1980, 103 S.
- HATÁR, J. — HVOŽDARA, P. — CHOVAN, M., 1975: Akcesorické ťažké minerály hornin veporidného kryštalinika. In: Problémy geológie a metalogenézy tatroveporid. Banská Bystrica, S. 116–129.
- FERENC, P., 1976: Výskum metodiky geofyzikálneho vyhladávania granitoidných intruzií v SGR. Geofyzika, Bratislava, Manuskript, 158 S.
- JANDERLOVÁ, L., 1978: Distribúcia rádioaktívnych prvkov v granitoidných a metamorfovaných horninách veporidného kryštalinika. PFÚK Bratislava, Diplomarbeit, Manuskript.
- KÁTLOVSKÝ, V., 1979: Distribúcia prirodzených rádioaktívnych prvkov v granitoidoch a metamorfitech Malých Karpát. Kandidaten-Dissertationsarbeit, Geologický ústav SAV, Bratislava, Manuskript.
- KÁTLOVSKÝ, V., 1981: Die Distribution radioaktiver Elemente in granitoiden Gesteinen des Kristallinikums der Kleinen Karpaten. Geol. Zborn. — Geol. carpath., (Bratislava), 32, 1, S. 55–73.
- KUCHARIC, L., 1978: Príspevok terénnej gammaspektrometrie k poznaniu niektorých granitoidov Západných Karpát. Mineralia slov. (Bratislava), 10, 6, S. 527–538.
- MACEK, J. — PETRÍK, I. — BEŽÁKOVÁ, G. — KAMENICKÝ, L., 1979: Ein Beitrag zur modalen Charakteristik der Granitoide der Westkarpaten. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 30, 2, S. 235–248.
- MATOLÍN, M., 1973: Interpretace aerodynamické mapy ČSSR 1 : 200 000 (II. Etappe — Západní Karpaty). Geofond Bratislava, Manuskript.
- MOUČKA, V., 1967: Laboratorní spektrometrické metody při analýze některých radioaktivních surovin. Zbor. „Hornická Příbram ve vědě a technice“ (Příbram).
- PODRACKÝ, P., 1970: Měření nízkých aktivit pro účely mineralogie a geochemie. Kandidaten-Dissertationsarbeit, VŠB Ostrava.
- SMYSLOV, A. A., 1968: Zakonomernosti raspredelenija i migracii urana i torija v gornych porodach zemnoj kory. In: „Osnovnyje principy i metodika radiochimičeskogo kartirovania gorodnych porod“. Trudy VSEGEI (Leningrad), Novaja seria, 164, S. 5–31.

- SMYSLOV, A. A., 1975: Uran i torij v mineralnom veščestve zemnoj kory. In: „Radioaktivnyje elementy v gornych porodach“. Nauka, Novosibirsk, S. 10–18.
- STRÁNSKA, M., 1977: Geochemické štúdium a fyzikálne vlastnosti hornín veporid. PFUK Bratislava, Rigorosum, Manuskript.
- TRÉGER, M., 1972: Rádiochemická charakteristika niektorých gemeridných granitov. Mineralia slov. (Bratislava), 4, S. 267–278.
- VARČEK, C., 1975: Mineralogický výskum žilnej uránovej mineralizácie v centrálnej časti SGR. Geol. ústav PFUK, Bratislava, Manuskript.
- VESELSKÝ, J. — GBELSKÝ, J., 1978: Výsledky štúdia akcesorických minerálov granitoidov a pegmatitov Malých Karpát. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geologica (Bratislava), 33, S. 91–111.
- VINOGRADOV, A. P., 1962: Srednije sodержaniye chimičeskich elementov v glavnykh tipach izveržennykh porod zemnoj kory. Geochimija, (Moskva), 7, S. 555–571.

Zur Veröffentlichung empfohlen von B. CAMBEL

Manuskript eingegangen  
am 12. Februar 1982

#### RECENSION

I. M. Varentsov — G. Graselly: **Geology and geochemistry of manganese**. Vol. II. Manganese deposits on continents. Proceedings of the 2nd International Symposium on Geology and Geochemistry of Manganese, held in Sydney, Australia, 17–24 August 1976. Akadémiai Kiadó, Budapest 1980, 513 pp.

Presented book is a complex of works from the Symposium on Geology and Geochemistry of Manganese in the 25<sup>th</sup> International Geological Congress held in Sydney in 1976. It comprises 24 contributions about well-known Mn deposits in Africa, South America, Australia, Hungary, India, South Korea and the greatest part is devoted to deposits in the U.S.S.R. (180 pp.).

In the sixties and seventies new progressive conceptions in sedimentology of basins developed intensively as a consequence of plate tectonics. Investigation of recent deep-sea troughs adjacent to midoceanic ridges, discovery of hot ore brines on the bottom of rift basins, extensive discoveries of Mn concretions in Pacific, Indian and Atlantic Ocean referred to direct connection between formation of Mn concretions of recent and past sedimentary basins. But the contribution of the book doesn't lie only in these facts. Varied rock associations surrounding Mn deposits from the pre-Cambrian up to the Recent (compare I. M. Varentsov — V. P. Rakhmanov) reflect a complicated play between provenance and basin, between tectonics and sedimentation and they differ considerably from deep-oceanic environments of the present. Therefore, the views on origin and evolution of Mn deposits in the past epochs are confrontation with the present mobilism and plate tectonics of basins. Presumably, main affinity with subduction zones of lithospheric plates is shown by those Mn deposits which have been metamorphosed from zeolite to granulite facies. They represented original ophiolitic formations of deep-oceanic basins. But the strictly comprehended types of Mn concretions of recent oceans occur rarely as Mn deposits in the past of the Earth (H. C. Jenkins). Possible explanation is, firstly, that oceanic crust, its sedimentary cover with Mn concretions were absorbed in Benthoff zone, or, secondly, in the past of the Earth, formation of concretions didn't occur, but only formation of syngenetic stratified Mn accumulations took place. It seems too, that predominant part of world Mn deposits including gigantic ones (Čiatura, Georgia, U.S.S.R.) didn't originate in oceanic depressions with basaltic underlying crust, but in marginal shallow seas, where Mn supply occurred mainly from the continent and not from midoceanic ridges.

Studying the rock associations accompanied with Mn deposits, considerable part of them (Palaeozoic and older ones) is in direct connection with volcano-plutonic sources. Since documentation of deposits and adjacent rocks is not given in the same way and some of them have been described only from the ore point of view (E. R. Filho, V. K. Nayak et al.), we don't know whether deposits of eugeosynclinal basins or back arc troughs of volcanic island arcs are in question. Such disagreement of complex analysis of sedimentation environment of described Mn deposits complicates deeper knowledge of their genesis in sedimentary basin and it excludes deeper considerations about their prognoses from the paleogeographic point of view. In the present, sedimentology gives great opportunities to deciphering the facies and depositional environment and the frequently repeated notions, such as "coastal, shallow-sea, deeper-sea" have a delimited number of rock associations, cyclicity, sedimentary structures and palaeocurrent systems. Deep-sea sedimentary environments often accompanied with Mn deposits (e. g. Central-Carpathian Palaeogene, Apennine flyschs) have not been included in the book, though S. Roy connects in general survey the origin of Mn deposits of Alpides with ophiolitic complexes and he sets a volcanogene origin down to them (and to the Carpathian as well).

Mn deposits, not taking regard to their diagenetic alterations, give opportunity to compare the past with the present, especially if we come out from accompanying rock associations in which they occur. Also categorization of Mn deposits according to age and their connection to dominant global tectonic events and crustal elements (compare H. Borchert) form an important part of the book. In the conclusion it can be summed up, that publishing of the book Manganese deposits on continents is a significant act of Hungarian Academy of Sciences, because it gives not only inventory of knowledge on geology and geochemistry of world Mn deposits to geologists, but it also proposes certain principles and conceptions in the present views on global tectonic syntheses, or on the certain geological phenomena, which can be useful in their exploration. This fact itself is relevant in the times of deficit of raw-material sources on our Earth. The book can be totally recommended to all, who follow development of new knowledge in this research sphere, to universities, mining companies, as well as to specialists working in the field of exploration of Mn deposits in the various geological formations of the world.

R. Marschalko

Translated by O. Mišániová