

Mineralia slov.
18 (1986), 1, 35—50

Paleomagnetizmus intravulkanických až subvulkanických intruzívnych hornín z oblasti stredného Slovenska

OTO ORLICKÝ

Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

Doručené 3. 12. 1984

Палеоманетизм интравулканических до субвулканических интрузивных горных пород Центральной Словакии

Палеоманетное изучение горных пород из Штьявинцко — годрушского интрузивного комплекса и комплекса Калинка показало, что обнаруженное распределение и полярность остаточной намагниченности вызваны комбинированным эффектом геомагнитного поля, нерегулярной интрузивной, постмагматической и поствулканической деятельностью включительно химическо — физических изменений магнитных и других минералов.

Palaeomagnetism of intravolcanic to subvolcanic intrusive rocks from the area of Central Slovakia

Palaeomagnetic study of rocks from the Štiavica — Hodruša intrusive complex and the Kalinka intrusive complex has shown that observed distribution and the polarity of remanent magnetic polarization of these rocks have been caused by a combination of complex geomagnetic field behavior and irregular intrusive, postmagmatic and postvolcanic activity, including a chemico-physical alterations of magnetic and other minerals.

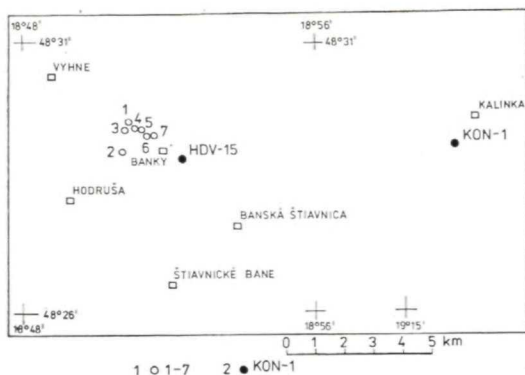
V. Pašteka vykonal v r. 1967 paleomagnetický výskum intruzívnych hornín štiavnicko-hodrušského rudného obvodu (Pašteka, 1971). Zistil, že v granodiorite sa primárna remanentná magnetická polarizácia (RMP) viaže na magnetit a titanomagnetit. Zistená inverzná stabilná zložka RMP je podľa autora sekundárneho pôvodu, najpravdepodobnejšie vyvolaná prítomnosťou maghemitu. Autor poukázal, že granodiority sú pre nereprezentatívnosť primárnej RMP a nízku smerovú stabilitu pre paleomagnetický výskum nevhodné.

Diorit vykazuje podľa V. Pašteku veľmi dobrú magnetickú a tiež aj paleomagnetickú stabilitu.

Stručná charakteristika študovaných hornín

Predmetom štúdia sú intruzívne horniny odobrané zo siedmich odkryvov z oblasti SZ od obce Banky, horniny vrtu HDV-15 a vrtu KON-1 (obr. 1).

Komplexnejšie spracovanie petrografie intruzívnych hornín oblasti stredného Slovenska urobila A. Mihaliková et al. (1980) a V. Konečný et al. (1983), preto sa v tomto článku obmedzíme na najnutnejšie údaje prevzaté z uvedených prác.



Obr. 1. Situácia lokalít a vrtov, z ktorých boli odobrané vzorky pre paleomagnetické štúdium. 1 — odkryvy 1 až 7; 2 — situácia a označenie predmetných vrtov
Fig. 1. Situation of sampled localities and boreholes under study. 1 — outcrops No 1 to No 7; 2 — location and marking of the boreholes under study.

Hodruško-štiavnický intruzívny komplex. Jeho centrálnejšiu časť tvorí granodiorit, v okrajových častiach sú telesá s porfyrickejšim charakterom typu granodioritových porfýrov. Na periférii granodioritovej intrúzie sa nachádzajú samostatné telesá dioritu až dioritového porfýru. Z nich pochádzajú i študované horniny odkryvov 1—7 (obr. 1). Chronostratigraficky stanovený vek intruzívneho komplexu K/Ar metódou je 10,5 až 14,8 mil. rokov. Vek stanovený metódou stôp po delení uránu je zo siedmich individuálnych stanovení na amfibole a biotite 16,4 až 17,2 mil. rokov.

V dioritoch z odkryvov 1 až 7, okrem vzorky z lokality 3, je najčastejšia prítomnosť magnetitu. Magnetit je väčšinou prarastený hematitom, ktorého je však menej, ale sa nachádza vo vzorkách všetkých odkryvov. Vo vzorke z odkryvu 1 je tiež ilmenit, ktorý sa vyskytuje v úzkom styku z predchádzajúcimi dvoma minerálmi. Z ďalších minerálov je pomerne často prítomný rutil, ktorý chýba iba vo vzorkách z lokalít 1, 3 a 4, ale vo vzorke z lokality 6 prevláda. V tejto vzorke je iba zriedkavý magnetit a hematit. Pyrit sa okrem vzoriek 1 a 6 vyskytuje vo vzorkách všetkých ostatných lokalít.

Intruzívny komplex Kalinka. Komplex je situovaný v priestore Kalinka — Slatinské Lazy — Stožok v oblasti centrálnej vulkanickej zóny pohoria Javorie. Vystupuje tu v intruzívnej pozícii uprostred hydrotermálne premenených hornín formácie Rohy a blýskavicej formácie.

Komplex je budovaný dioritovým porfýrom, kremenitodioritovým porfýrom a kremenitým dioritom (okrem pŕov aj vo forme ložných intrúzií). Intrúzia je prevrátaná vrtom KON-1, ktorý mal nasledovný litologický profil: 0—337 m — hydrotermálne premenený dioritový porfýr, 337—422 m — kremenitodioritový porfýr, 422—448 m — prechodný typ medzi kremenitodioritovým porfýrom až kremenitým dioritom, 448—460 m — kremenitý diorit, 460—520 m — kremenitodioritový porfýr, 520,0—702,5 m — porfyrický kremenitý diorit, 702,5—789,5 m — kremenitý diorit, 789,5—926,5 m — prechodný typ medzi kremenitým dioritom a kremenitým monzonodioritom, 926,5—2021,0 m — kremenitý monzonodiorit s monzonitickou štruktúrou.

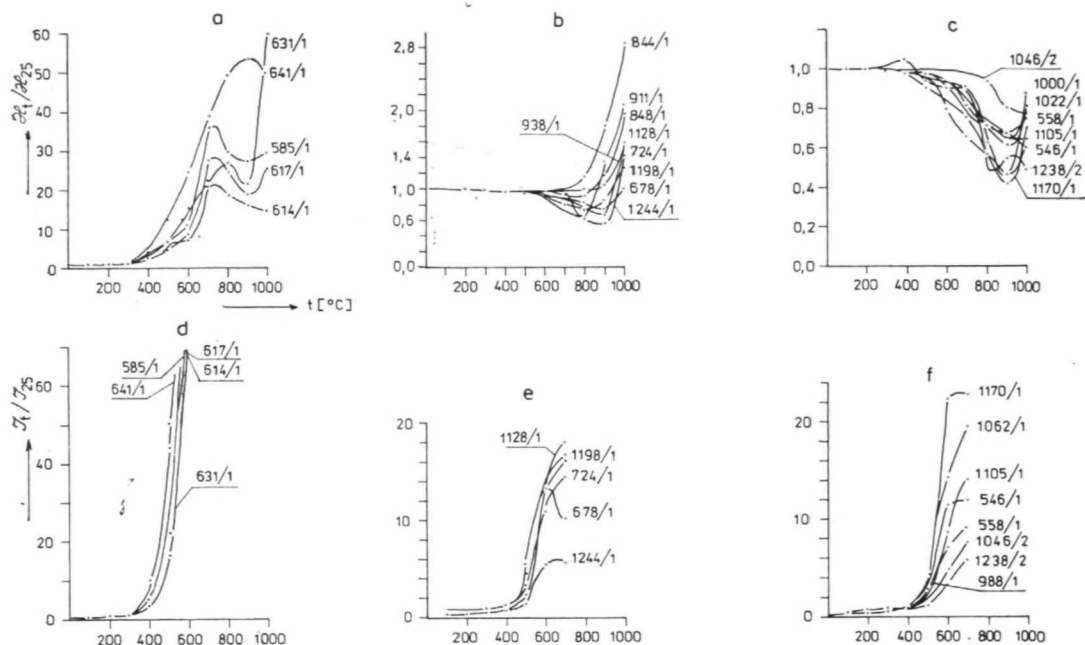
Prevládajúci typ mineralizácie vo vrte KON-1 je pyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit, molybdenit. Pásmo súvislejšej mineralizácie začína od hĺbky 700 až 900 m, kde začína prechod od kremenitého dioritu do monzonodioritu, hlavne od hĺbky 900 m až do konca vrtu. Taktiež pásmo biotitizácie je vyvinuté až do hĺbky 422 m, v nižšej úrovni začína pásmo sericitizácie. A. Mihaliková et al. (1980) usudzujú, že zóna alkalickéj termality, ktorú sprevádzajú zrudňovacie procesy, nezasiahla vrchnú časť intrúzie.

Chronostratigrafické údaje K/Ar metódou udávajú vek intrúzie 16,2 mil. rokov (in Konečný et al., 1983). Metódou stôp po delení uránu z rôznych hĺbok (od 1648 do 1810,5 m) je zo šiestich stanovení vek v rozpätí od $13,2 \pm 0,8$ mil. rokov do $14,7 \pm 0,6$ mil. rokov (in Konečný et al., 1983).

Použitá metodika a základné paleomagnetické výsledky

Vzorky dioritového telesa SZ od obce Banky sme odobrali pomocou geologického kompasu, vzorky z vrtov HDV-15 a KON-1 sme odobrali orientovane k osi vrtu, čo s ohľadom na metodiku odberu umožňovalo z nameraných výsledkov vypočítať iba inklináciu, avšak nie deklináciu RMP.

Vzorky z odkryvu sme upravili do tvaru kocky s hranou 20 mm, vzorky odobrané z vrtov HDV-15 a KON-1 do tvaru valčeka s výškou 22 mm a priemerom 26 mm. Z laboratórnych metód sa aplikovali merania remanentnej magnetickej polarizácie (RMP) rotačným magnetometrom JR 4 a



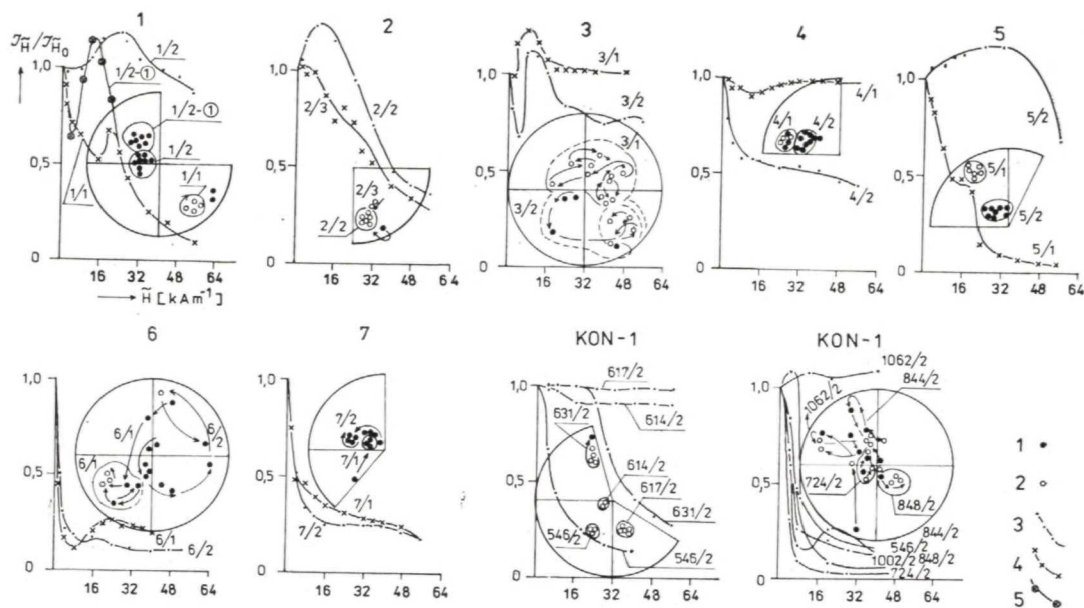
Obr. 2. Zmena magnetickej susceptibilitý a remanentnej magnetickej polarizácie hornín KON-1 s teplotou. χ — magnetická susceptibilita vzorky horniny (χ_t) po jej vyhriatí na teplotu t a vychladnutí na laboratórnu teplotu (χ_{25}) bez laboratórneho teplotného účinku; J — hodnota vektora remanentnej magnetizácie vzorky horniny (J_t) — po jej vyhriatí na teplotu t a vychladnutí na laboratórnu teplotu, (J_{25}) — bez laboratórneho teplotného účinku; 678/1 — označenie vzorky (hlbka/poradové číslo); a, b, c — vybrané skupiny vzoriek hornín s charakteristickými krivkami zmien magnetickej susceptibilitý a zodpovedajúcimi zmenami vektora remanentnej magnetickej polarizácie s teplotou (krivky d, e, f)

Fig. 2. Temperature dependence of magnetic susceptibility and remanent magnetic polarization of rocks from the borehole KON-1. χ — magnetic susceptibility of samples rocks (χ_t) — after heating to the temperature t and cooling to the laboratory temperature, (χ_{25}) — without laboratory temperature influence; J — the value of vector of remanent magnetic polarization of samples of rocks (J_t) — after heating to the temperature t and cooling to the laboratory temperature, (J_{25}) — without laboratory temperature influence; 678/1 — the marking of rock (depth/order number); a, b, c — selected groups of samples of rocks with characteristic curves of temperature changes of χ and correspondent temperature changes of J (d, e, f — curves)

merania objemovej magnetickej susceptibilitý (χ) pomocou striedavého mostíka KLY 2. Magnetická a paleomagnetická stabilita študovaných hornín sa testovala pomocou striedavej demagnetizácie s rotujúcou vzorkou v kompenzovanom zemskom magnetickom poli. Striedavé demagnetizujúce pole sa aplikovalo krokom 2, 4, 8, 12, 16, 24, 32, 40, 48, výnimočne 56, 64 k Am⁻¹. Použitá bola tiež Thellierova

metóda v rozsahu teplôt od 50 do 700 °C.

Z laboratórne nameraných výsledkov sa pomocou mikropočítača Texas Instruments TI 59 a vlastného výpočtového programu vypočítala veľkosť a smer (v prípade vrtných jadier iba inklinácia) RMP a veľkosť χ . Výsledky demagnetizácie sú zobrazené na obr. 3, 4 a 6. Obr. 4 a 6 zobrazuje tiež zmenu χ s teplotou, vyjadrujúcu chemické zmeny niektorých minerálov s tep-



Obr. 3. Výsledky striedavej demagnetizácie vzoriek hornín odkryvov č. 1 až 7 a vybraných vzoriek vrtu KON-1. 1, 2 — smer remanentnej magnetickej polarizácie (RMP) vzorky horniny kladnej (1) alebo zápornej (2) polarity RMP; 3, 4, 5 — demagnetizačné krivky pre jednotlivé vzorky zvlášť graficky odlišené; 6/1 — označenie vzorky, J — vysvetlivky pri obr. 2

Fig. 3. The results of AC demagnetization of samples of rocks from the outcrops No 1 to No 7 and selected samples from the borehole KON-1. 1, 2 — the direction of remanent magnetic polarization (RMP) of rock sample of positive (1) or negative (2) polarity of RMP; 3, 4, 5 — demagnetization curves of individual rocks, graphically especially differentiated; 6/1 — the marking of the sample; J — Explanations are in the fig. 2

lotou. Zmena κ a RMP s teplotou je vyjadrená tiež v tab. 1 a zobrazená na obr. 2.

Zmeny κ s teplotou sa merali súbežne s aplikovaním Thellierovej metódy na vybraných vzorkách v rozsahu 0—1000 °C, na niektorých vzorkách iba v rozsahu 0 °C—700 °C.

Z tab. 1 vidieť pomerne veľké rozdiely v hodnotách κ a NRMP v rámci dioritov až dioritových porfýrov odkryvov 1 až 7. Nízkymi hodnotami κ sa vyznačujú tiež vzorky porfýrického kremenitého dioritu v intervale 560—645 m vrtu KON-1 (obr. 7), kde dosahujú 98—293 $\times 10^{-6}$ [SI] so strednou hodnotou 186,5 $\times 10^{-6}$ [SI]. Podobne nízke hodnoty (125—805 $\times 10^{-6}$ [SI])

sa namerali u dioritových porfýrov vrtu KON-1 v intervale 0—323 m (in Husák et al., 1977). Kremenitý dioritový porfýr (pôvodne označený ako dacit) vrtu HDV-15 vykazuje strednú hodnotu $\kappa = 9\,435 \times 10^{-6}$ [SI] (obr. 8). Stredná hodnota κ ostatných vzoriek vrtu HDV-15 je 22 983 $\times 10^{-6}$ [SI]. Stredná hodnota κ vzoriek z intervalu 678 m—1834 m vrtu KON-1 je 38 930 $\times 10^{-6}$ [SI].

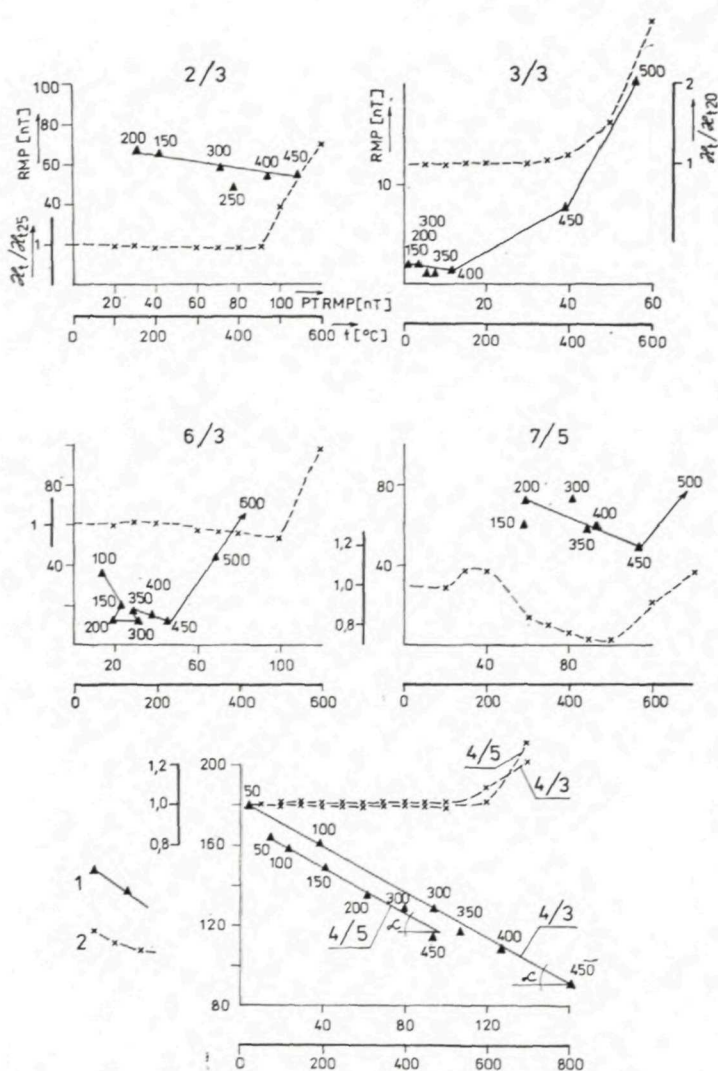
Veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP) všetkých skúmaných vzoriek hornín je relatívne nízka. Diority až dioritové porfýry odkryvov 1 až 7 vykazujú hodnoty od 0,72 do 189,9 nT. NRMP dioritových porfýrov z intervalu

TAB. 1

*Magnetické charakteristiky intruzívnych hornín pri zvolených teplotách
pre vybrané lokality a hĺbkové intervaly vrtov KON-1 a HDV-15*

*Magnetic characteristics of intrusive rocks at chosen temperatures from selected
localities and depth intervals in KON-1 and HDV-15 boreholes*

Označ. odkryvu	$\times 10^6$ [SI]						RMP [nT]					Počet vzoriek
	25°	450°	500°	600°	700°	900°	25°	450°	500°	600°	700°	
1/1	25 500	—	—	—	—	—	189,9	—	—	—	—	1
1/2, 1	133,0	—	—	—	—	—	2,76	—	—	—	—	2
2	10 509	—	—	—	—	—	79,6	—	—	—	—	3
2/3	10 350	9625	9780	15 700	20 725	26 500	33,5	108,9	209,7	3759	5098	1
3	396,3	—	—	—	—	—	1,03	—	—	—	—	3
3/3	410,0	475	653	2320	3555	4862	1,7	38,8	164,8	2700	2162	1
4	16 210	—	—	—	—	—	163,8	—	—	—	—	4
4/5	15 330	15 260	15 075	15 540	20 700	42 004	164,1	92,5	217,2	2588	5727	1
5	491,5	—	—	—	—	—	0,72	—	—	—	—	2
6	1989,2	—	—	—	—	—	22,7	—	—	—	—	3
6/3	2880	2635	2564	4155	7070	18 403	45,3	44,7	69,03	917,0	2431	1
7	8243	—	—	—	—	—	114,5	—	—	—	—	4
7/2	8310	6090	5910	7655	8875	33 233	127,8	141,3	305,8	2051	2451	1
Vrt KON-1 porfyrický kremenitý diorit	186,5	—	—	2462	5427	—	15,01	—	389,9	8300	—	6
Vrt KON-1 monzonodiorit	—	—	—	—	—	—	272,0	—	350,4	1928	—	11
Vrt HDV-15 interval 177—541 m	—	—	—	—	—	—	138,9	—	723,3	3654	6154	16
Vrt HDV-15 interval 696—1096 m	—	—	—	—	—	—	95,1	—	241,0	1540	3299	33

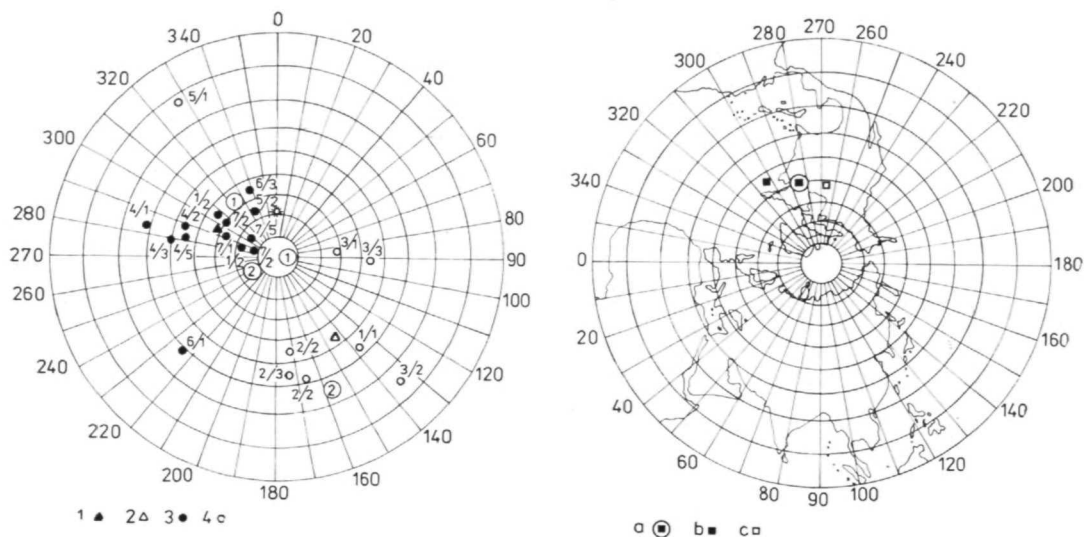


Obr. 4. Výsledky Thellierovej metódy vybraných vzoriek hornín povrchových odkryvov štiavnicko-hodruškého intruzívneho komplexu. 2/3 — číslo odkryvu/poradové číslo vzorky; PTRMP — parciálna termoremanentná magnetická polarizácia; RMP — remanentná polarizácia; 1 — veľkosť RMP vzorky horniny po tepelnom demagnetizačnom účinku a PTRMP po tepelnom magnetizačnom účinku pre zvolenú teplotu; 2 — zmena χ s teplotou; nT — nanoTesla; χ_1 , χ_{25} — vysvetlivky pri obr. 2

Fig. 4. The results of Thellier's method of selected samples of rocks from superficial outcrops of Štiavnica — Hodruša intrusive complex. 2/3 — number of the outcrop/order number of the sample; PTRMP — partial thermoremanent magnetic polarization; RMP — remanent magnetic polarization; 1 — the magnitude of RMP of rock sample after temperature demagnetization influence and of PTRMP of rock after temperature magnetization influence for the chosen temperature; 2 — temperature dependence of χ ; nT — nanoTesla; χ_1 , χ_{25} — explanations are in the Fig. 2

0—323 m vrtu KON-1 je 126,2 nT (in Husák et al., 1977), porfyrického kremenitého dioritu 14,3 nT. NRMP ostatných vzoriek intervalu 678 m—1834 m vrtu KON-1 je v rozpätí od 50 nT—400 nT, anomálne až 3000 nT (obr. 7). Stredná hodnota NRMP v intervale od 678 do 1834 m je 272,0 nT. Podobne nízke hodnoty NRMP vykazujú tiež horniny vrtu HDV-15. Stredná hodnota vypočítaná z 55 výsledkov individuálnych vzoriek je 116,0 nT.

Zmena magnetickej susceptibility s teplotou, odrážajúca chemické alterácie minerálov, nie je pri skúmaných typoch hornín rovnaká. Z tab. 1 a obr. 2 vidieť, že výraznejší nárast vplyvom teploty je indikovaný pri vzorkách hornín s pôvodne nízkymi hodnotami χ . Evidentné je to pri horninách vrtu KON-1 (obr. 2). Vzorky porfyrického kremenitého dioritu dosahujú, ako je už vyššie uvedené, strednú hodnotu $\chi = 186,5 \times 10^{-6}$ [SI], po zohriatí na

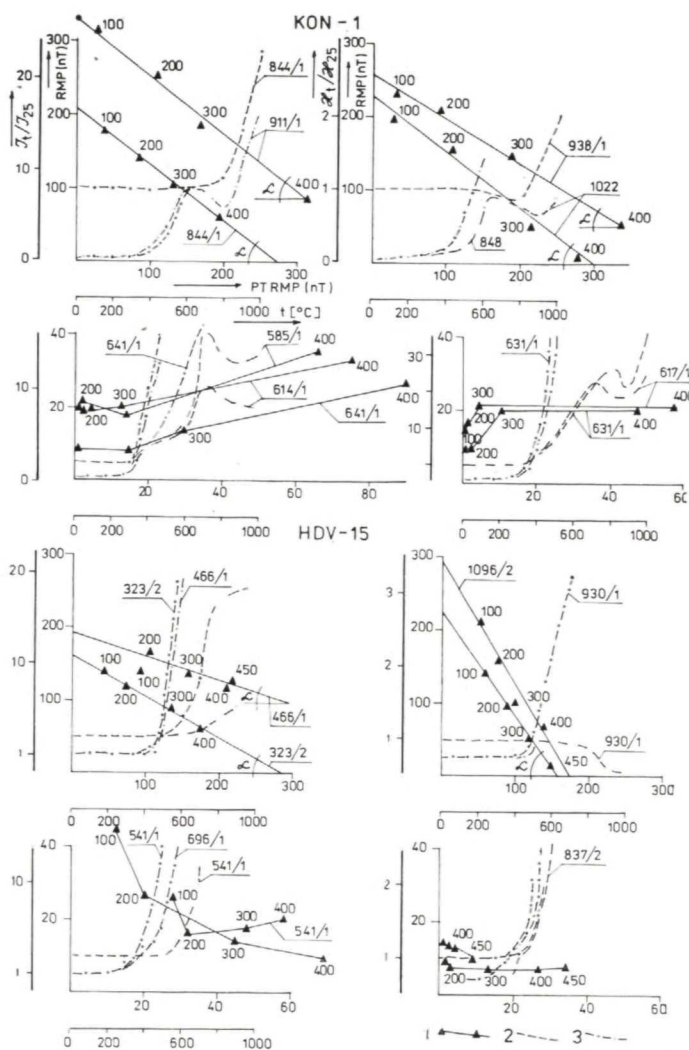


Obr. 5. Stereografické projekcie stredných smerov RMP hornín štiavnicko-hodrušského intruzívneho komplexu. 1, 2 — stredný smer RMP vzoriek hornín s kladnou (1) a so zápornou (2) polaritou RMP; 3 — kladná RMP; 4 — záporná RMP; a — poloha virtuálneho pólu pre horniny všetkých lokalít; b, c — poloha virtuálneho pólu pre lokality a horniny s kladnou (b) a so zápornou (c) polaritou RMP

Fig. 5. Stereographic projections of mean directions of RMP and of the positions of virtual pole of rocks from Štiavnica — Hordúša intrusive complex. 1, 2 — mean direction of RMP of samples of rocks of positive (1) and negative (2) polarity of RMP; 3 — positive RMP; 4 — negative RMP; a — the position of virtual pole which has been computed for the rocks of all localities; b, c — the position of virtual pole for localities and rocks of positive (b) and negative (c) polarity of RMP

700 °C hodnotu 5427×10^{-6} [SI]. Pri týchto typoch hornín pri ďalšom zohriatí klesá χ , a narastá až pri teplote nad 900 °C. Pri teplote 700 °C dosahujú porfyrické kremenité diority iba 1/7 a po vyhriatí na 900 °C 1/4 strednej hodnoty vzoriek hornín z intervalu 678 m—1834 m vrtu KON-1. Toto poukazuje na kvalitatívne odlišné magnetické minerály v porfyrických kremenitých dioritoch v porovnaní s kremenitým dioritom, prechodným typom a kremenitým monzonodioritom. V rozsahu teplôt od 600 do 1000 °C narastá χ pri vzorkách odkryvov 1 až 7 (tab. 1), taktiež pri časti vzoriek hornín vrtu HDV-15. Kremenitý diorit vzorky prechodného typu medzi kremenitým dioritom a kremenitým monzonodioritom, taktiež výnimočne sa vysky-

tujúce vzorky porfyrického kremenitého dioritu s vysokými hodnotami sú uvedené na obr. 2b. Z obr. 2b je evidentné, že χ voči pôvodnej hodnote (χ_{25}) narastá až pri teplotách nad 800—900 °C. Väčšina vzoriek kremenitého monzonodioritu v rozsahu od 500 do 900 °C vykazuje pokles χ s teplotou a takmer ani v jednom prípade, ani po zohriatí na 1000 °C, neprevyšuje hodnotu pôvodnej χ (obr. 2c). Parciálna termoremanentná magnetická polarizácia (PTRMP), získaná u vzoriek pri aplikovaní Thellierovej metódy v laboratórnom poli magnetickej indukcie 45,1 nT, má v rozsahu teplôt 450—700 °C, pri časti vzoriek tiež nad teplotou 700 °C, narastajúci trend (tab. 1, obr. 2). Nárast hodnôt PTRMP s teplotou porfyrického kremenitého dioritu vrtu



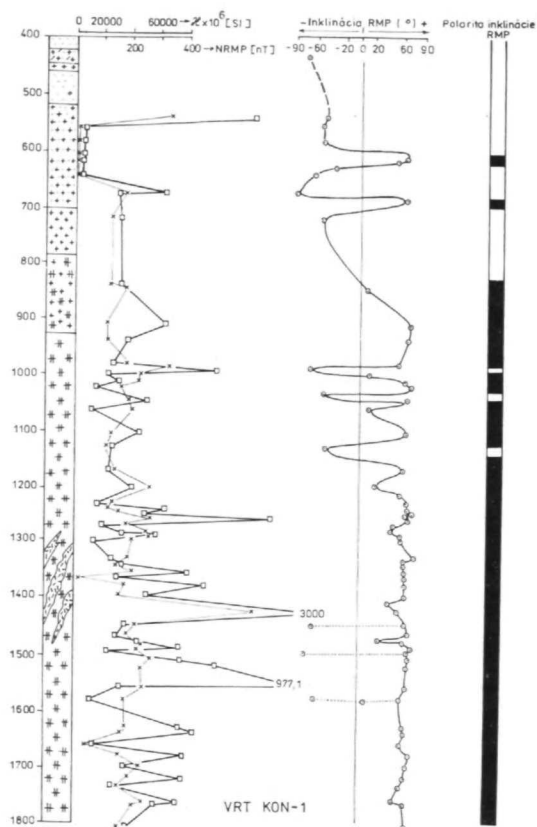
Obr. 6. Výsledky Thellierovej metódy vybraných vzoriek hornín vrtov KON-1 a HDV-15. 837/2 — označenie vzorky (hĺbka/poradové číslo vzorky), 2 — zmena χ s teplotou; 3 — zmena RMP s teplotou; 1 — vysvetlivky pri obr. 4; ostatné symboly pozri vysvetlivky pri obr. 2 a obr. 4

Fig. 6. The results of Thellier's method of selected samples of rocks from the borehole KON-1 and the borehole HDV-15. 837/2 — the marking of the rock (depth/order number of the sample); 2 — temperature dependence of χ ; 3 — temperature dependence of RMP; 1 — see the explanations of Fig. 4; the others symbols are in the explanations of Fig. 2 and Fig. 4

KON-1 je vyjadrený v tab. 1, zobrazený, včítane ostatných typov intruzívnych hornín vrtu KON-1, na obr. 2 (d, e, f).

Vzorky povrchových odkryvov 1, 2, 4, 5 a 7 vykazujú tesné zoskupenie smerov RMP zistených pre príslušnú vzorku po demagnetizovaní pri hodnotách striedavého poľa uvedeného vyššie (obr. 3). Koeeficient presnosti k a polovičný uhol kužeľa spoľahlivosti α , vypočítané z 9 pre príslušnú vzorku individuálne zistených smerov

po demagnetizovaní v rozsahu vyššie uvedeného demagnetizačného poľa ukazujú, že nižšie hodnoty α (od 2,4 do 8,2) a vyššie hodnoty k (od 40,0 do 375,4) čiže vyššiu smerovú stabilitu vykazujú vzorky s kladnou polaritou RMP. Vzorky odkryvov 3 a 6 sú smerovo v rozsahu použitého demagnetizačného poľa nestabilné (α = od 16,5 do 22,3, k = od 8,6 do 12,9). Výnimkou sú vzorky odkryvu 2 so stabilným smerom RMP (α = 3,7–5,3, k = 94,6—



Obr. 7. Magnetické a paleomagnetické charakteristiky vzoriek hornín vrtu KON-1. Vysvetlivky pri obr. 8

Fig. 7. Magnetic and palaeomagnetic characteristics of samples of rocks of the borehole KON-1. All explanations are in Fig. 8

175,0), ale zápornou inklináciou RMP. Výsledky Thellierovej metódy podobne potvrdzujú stabilitu smeru RMP vzoriek odkryvov hlavne s kladnou polaritou RMP (odkryvy 1, 4, 5, 7) ($\alpha = 3,7-8,2$, $k = 41,3-146,0$), vzorky 6/3 s kladnou a vzorky odkryvu 2 so zápornou polaritou RMP ($\alpha = 8,0$, $k = 84,4$). Vzorky z odkryvu 3 vykazujú nestabilný smer voči tepelnému poľu. Zo závislosti pôdnej RMP a laboratórnej parciálnej termoremanentnej magnetickej polarizácie (PTRMP) pre zvolené teploty je preukázateľné, že li-

neárny priebeh v rozsahu teplôt 100 °C až 450 °C vykazujú dve vzorky odkryvu 4 so smernicou priamky $\tan \alpha = 0,567$ a vzorka odkryvu 2 (obr. 4). Ostatné vzorky vykazujú anomálny priebeh buď závislosti $\alpha \rightarrow f(t)$ (vzorka 7/5), alebo priamo v závislosti RMP a PTRMP (vzorky 3/3 a 6/3) poukazujúcich na chemické zmeny minerálov vo vzorke pri zahrievaní hornín. Na vybraných vzorkách povrchových odkryvov (1-7) sa pozoroval nárast α s teplotou (tab. 1). Ako je uvedené vyššie, pri aplikácii Thellierovej metódy skúmané vzorky hornín chladli v mieste laboratória v známom magnetickom poli (magnetická indukcia $T = 45,1$ nT). Z vypočítanej smernice priamky ($\tan \alpha = 0,567$) vzoriek 4/3 a 4/5 (obr. 4) a známej intenzity magnetizujúceho poľa v laboratóriu ($T = 45,1$ nT) je možné odvodiť indukciu magnetického poľa, v ktorom získali vzorky odkryvu 4 RMP. Vychádza magnetická indukcia $T = 25,57$ nT.

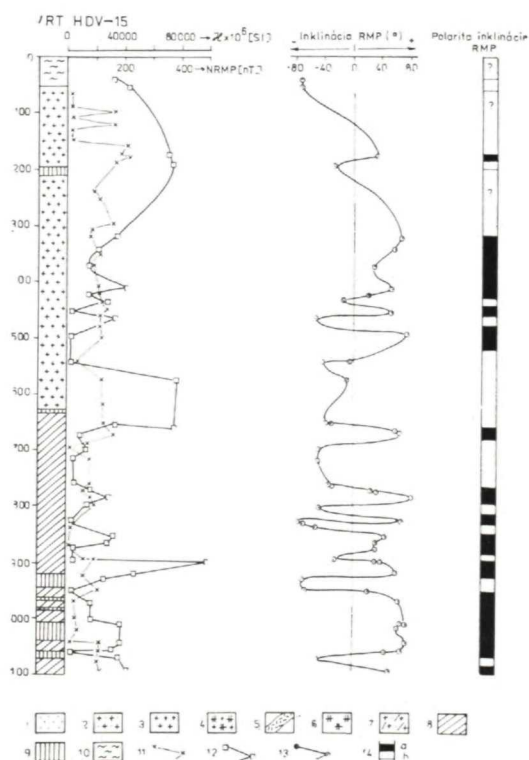
Z výsledkov smerov RMP jednotlivých vzoriek hornín odkryvov 1, 7 sa vypočítal stredný smer RMP, včítane ďalších charakteristík Fischerovej štatistiky, samostatne pre vzorky s kladnou a samostatne pre vzorky so zápornou polaritou RMP (obr. 5). Odvodené boli tiež virtuálne póly týchto lokalít (obr. 5). Stredná hodnota RMP pre vzorky a odkryvy s kladnou polaritou RMP je: $D_{\text{str}} = 297,2^\circ$, $I_{\text{str}} = 58,4^\circ$, $\alpha_{95} = 10,2^\circ$, $k = 19,04$ s polohou virtuálneho pólu $\varphi_{P(N)} = 45,0^\circ$ a $\lambda_{P(E)} = 301,3^\circ$. Pre horniny odkryvov so zápornou RMP je $D_{\text{str}} = 141,8^\circ$, $I_{\text{str}} = -42,5^\circ$, $\alpha_{95} = 23,6^\circ$, $k = 7,5$, poloha virtuálneho pólu $\varphi_{P(N)} = 51,8^\circ$, $\lambda_{P(E)} = 264,2^\circ$. Výsledky vzoriek vrtov KON-1 a HDV-15 sú nasledovné: porfyrický kremenitý diorit vrtu KON-1 vykazuje dobrú smerovú stabilitu voči demagnetizujúcemu striedavému i teplotnému účinku ($\alpha = 3,1-9,2$, menej často okolo 15,0) v rozsahu vyššie uvedeného poľa. Ostatné sledované typy hornín vrtu KON-1

sú v porovnaní s porfyrickými kremenitými dioritmi menej stabilné voči striedavému a teplotnému poľu ($\alpha = 11,5-21,2$, menej často okolo 43,0). Porovnateľnú stabilitu voči spomenutým poľam vykazujú i vzorky intruzívnych hornín vrtu HDV-15.

Na obr. 7 a 8 je vynesená okrem α a NRMP tiež inklinácia a polarita v rozsahu použitého demagnetizujúceho poľa stabilnej zložky RMP. Porfyrický kremenitý diorit sa vyznačuje zápornou inklináciou RMP so strednou hodnotou $I = -52,9^\circ$ (obr. 7). Od hĺbky 830 m až do hĺbky 1913 m sú horniny prevažne s kladnou inklináciou RMP. V uvedenom hĺbkovom intervale je zo 78 vzoriek iba 6 so zápornou inklináciou RMP. Horniny so zápornou polaritou RMP však nevytvárajú vo vrte súvislejší horizont. Stredná hodnota

inklinácie RMP vypočítaná zo 72 individuálnych hodnôt vzoriek s kladnou polaritou pre interval od 844 m do 1913 m vrtu KON-1 je $I_{\text{str}} = 66,17^\circ$ ($k_{\text{str}} = 82,81$, $\alpha_{\text{str}} = 19,04^\circ$). Stredná hodnota inklinácie RMP vzoriek s kladnou polaritou RMP vo vrte HDV-15 vypočítaná z 32 individuálnych hodnôt je $I_{\text{str}} = 51,52^\circ$ ($k_{\text{str}} = 53,4^\circ$, $\alpha_{\text{str}} = 21,3^\circ$), vzoriek so zápornou polaritou RMP vypočítaná z 23 individuálnych hodnôt je $I_{\text{str}} = -46,13^\circ$ ($k_{\text{str}} = 49,3^\circ$, $\alpha_{\text{str}} = 22,6^\circ$). Z obr. 8 vidieť viac frekventované striedanie kladnej a zápornej inklinácie RMP. Vo vrtnom profile však nie je indikovaný súvislejší horizont vzoriek hornín rovnakej polarity RMP.

Závislosť pôvodnej RMP a PTRMP nie je lineárna pri všetkých skúmaných vzorkách (obr. 6). Korektnú závislosť s mož-



Obr. 8. Magnetické a paleomagnetické charakteristiky vzoriek hornín vrtu HDV-15. 1 — kremenitodioritový porfýr; 2 — porfyrický kremenitý diorit; 3 — kremenitý diorit; 4 — prechodný typ medzi kremenitým dioritom a kremenitým monzonodioritom; 5 — bazické diferenciáty; 6 — kremenitý monzonodiorit s monzonitickou textúrou; 7 — prechodný typ medzi kremenitodioritovým porfýrom a kremenitým dioritom; 8 — dacit (podľa novej klasifikácie kremenitý dioritový porfýr); 9 — granodiorit; 10 — premenený šedozelený AB andezit; 11 — veľkosť magnetickej susceptibility; 12 — veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP); 13 — veľkosť inklinácie RMP; 14 — polarita RMP; a — kladná, b — záporná

Fig. 8. Magnetic and palaeomagnetic characteristics of samples of rocks of the borehole HDV-15. 1 — quartz diorite porphyry; 2 — porphyritic quartz diorite; 3 — quartz diorite; 4 — transitional type between quartz diorite and quartz monzodiorite; 5 — basic differentiate; 6 — quartz monzodiorite with monzonitic texture; 7 — transitional type between quartz diorite porphyry and quartz diorite; 8 — dacite (quartz diorite porphyry — according to new classification); 9 — granodiorite; 10 — AB altered grey-green andesite; 11 — the magnitude of magnetic susceptibility; 12 — the magnitude of natural remanent magnetic polarization; 13 — the magnitude of the inclination of RMP; 14 — polarity of RMP, a — positive, b — negative

nosťou výpočtu smernice priamky vykazujú vzorky 844/1, 938/1 a 1022 vrtu KON-1 a vzorky 323/2, 466/1, 930/1 a 1096/1 vrtu HDV-15. Pri porfyrickom kremenitom diorite vrtu KON-1 (vzorky 585/1, 614/1, 617/1, 631/1 a 641/1) v intervale 100 až 400 °C nesklesá pôvodná RMP, ba naopak, je zaznamenaný jej mierny nárast s teplotou. Vzorky vrtu HDV-15 541/1, 696/1, 837/2, 875/2 vykazujú anomálny priebeh závislosti pôvodnej RMP a PTRMP.

Záver a diskusia výsledkov

Pri intruzívnych horninách hodrušsko-štiavnického komplexu a komplexu Kalinka sa zistilo, že horniny, u ktorých je potvrdená prítomnosť Fe sírníkov spolu s α — Fe_2O_3 , majú vo väčšine prípadov nízke hodnoty χ , tiež NRMP. Väčšina z nich vykazuje zápornú polaritu RMP a voči striedavému demagnetizujúcemu poľu v intervale od 0 do 56 k Am⁻¹ väčšina vykazuje smerovú stabilitu. Tie horniny (pôvodne s prítomnosťou Fe sírníkov), ktoré boli v priebehu opakovanej vulkanickej činnosti opäť prehriate nad 440 °C, získali RMP kladnej polaritu.

Kremenité monzonodiority — prechodné typy medzi kremenitým dioritom a kremenitým monzonodioritom, tiež kremenitý diorit vrtu KON-1 vykazujú vysoké hodnoty χ , ale v prevahe nízke hodnoty NRMP. Tieto typy hornín vykazujú takmer výlučne kladnú polaritu stabilnej zložky RMP.

Z grafického zobrazenia výsledkov χ a NRMP hornín vrtu KON-1 (obr. 7), tak tiež z výsledkov L. Husáka et al. (1977) je evidentné, že χ hornín dosahuje v intervale 0 až 678 m veľmi nízke hodnoty (väčšinou stovky, len výnimočne, asi v 3 prípadoch, tisícky $\times 10^{-6}$ jednotiek SI). V hĺbke 678 m až 1834 m horniny vykazujú relatívne vysoké hodnoty (so strednou hodnotou $\chi = 38\,930 \times 10^{-6}$ SI). To

svedčí o odlišnej kvalite nositeľov magnetických vlastností hornín uvažovaných intervalov. Výsledky nasvedčujú, že pôvodne tmavé minerály (včítane magnetických minerálov) sa v intervale 0 až 678 m hydrotermálnou aktivitou takmer úplne dezintegrovali na sírniky. Nositeľom magnetizácie sa v týchto premenených horninách zachovala paramagnetická alebo slaboferomagnetická frakcia, pravdepodobne asociácie sulfidov s nízkym obsahom Fe_3O_4 alebo v podobe ilmenohematitov. Je pravdepodobné, že táto časť hornín intrúzie bola vystavená mezotermálnej až epitermálnej aktivite v rozsahu teplôt od 400 do 100 °C, kde bol súbežne dostatočný parciálny tlak síry pre potrebu Fe-sírníkov.

Predpokladáme, že v intervale od 678 do 1934 m sú nositeľmi magnetizácie magnetity, čo poukazuje, že v tejto časti intrúzie prebehli odlišné pomagnetické procesy v porovnaní s jej vrchnejšou časťou. Ako je už vyššie uvedené, jednalo sa tu o vyššiu teplotnú etapu pomagnetickej aktivity v intervale teplôt asi od 440 do 550 °C s prítomnosťou roztokov s nízkou aktivitou H_2S a priaznivým parciálnym tlakom O_2 pre vznik kysličníkov Fe.

V súvislosti s kvalitatívne odlišným zastúpením zlúčenín Fe v intrúzii, a tým tiež zistenými odlišnými magnetickými charakteristikami, poukážeme na poznatky A. Marakuševa a N. Bezmena (in Smirnov, 1983). Uvedení autori zistili, že počas hydrotermálneho procesu sa koncentrácia chemicky aktívnych aniónov síry postupne zvyšuje. Preto zlúčeniny s nízkym obsahom síry, ktoré sú charakteristické pre počiatočné vysokoteplotné štádiá, sú neskôršie nahradzované zlúčeninami s vysokým obsahom síry. Pretože v záverečných nízkoteplotných štádiách hydrotermálnej činnosti chemický potenciál síry v roztokoch opäť klesá, klesá i relatívne množstvo vylúčených sulfidov. Tieto zákonitosti pozoroval A. Marakušev a N. Bezmen

v hydrotermálnych ložiskách Tan-Šanu (in Smirnov, 1983). V ranom štádiu hydrotermálnej aktivity sa na týchto ložiskách vyskytovali hojnejšie ako sulfidy oxidické zlúčeniny. Z Fe zlúčenín to bol magnetit a hematit, neskoršie, so stúpajúcou aktivitou síry, železo vystupovalo vo forme sulfidov, vplyvom ešte nedostatočného nasýtenia sírou prevažne reprezentovaných pyrotinom. V neskoršom štádiu sa síra stáva dominujúcou, s dostatočnou koncentráciou. a vyzerá sa vo forme nasýtených sulfidov, reprezentovaných FeS_2 . Výmenu kyslíkového režimu za sírny a zvýšenie úlohy síry v priebehu hydrotermálneho procesu spôsobila postupná zmena v primárnom zložení roztokov odlučujúcich sa z magmy (Marakušev, l. c.).

Na prítomnosť sulfidov Fe v horninách vo vybraných intervaloch do 678 m vrtu KON-1 poukazujú okrem výsledkov mikroskopických analýz tiež výsledky meraní zmien α s teplotou (obr. 2), kde je premena sulfidov Fe na kysličníky Fe pri teplotách nad 440°C detegovaná prudkým nárastom α . V. I. Smirnov (1983) uvádza, že v markazite dochádza k strate síry pri teplote od 440 do 475°C . Pyrit sa podľa uvedeného autora pri teplote 600°C za uvoľňovania časti síry mení na pyrotín. Podľa V. Kropáčka (in Bucha, 1975) sa mení pyrit v rozsahu teplôt 440 až 530°C na kysličníky Fe podľa vzťahu: $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeO}$. $\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha - \text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha - \text{Fe}_2\text{O}_3$, čo sa prejavilo prudkým nárastom α s maximom v oblasti asi 510°C a pri vyšších teplotách postupným poklesom α . Ako je uvedené vyššie, je vo vrte KON-1 od hĺbky 967 m až do konca vrtu potvrdená prítomnosť polymetalickej mineralizácie Pb, Zn, Cu (čiže i v týchto hĺbkach vzhľadom k vyššej teplote vznikali Pb, Zn, Cu sírniky). Spôsobila to vyššia afinita síry k uvedeným kovom pri vyšších teplotách v porovnaní s afinitou k Fe.

V horninách s prítomnosťou sulfidov Fe,

napr. v kremenitom dioritovom porfýre vrtu KON-1, chemické analýzy potvrdili prítomnosť $0,29\%$ TiO_2 , $0,49\%$ FeO a $8,9\%$ Fe_2O_3 , v dioritovom porfýre $0,56\%$ TiO_2 , $2,87\%$ FeO , $4,8\%$ Fe_2O_3 , v kremenitom monzonodiorite $0,83\%$ TiO_2 , $4,74\%$ FeO a $2,52\%$ Fe_2O_3 (Konečný — Mihaliková, 1983). Uvedené znamená, že okrem zlúčenín železa sú v týchto horninách prítomné Fe-Ti kysličníky a pokiaľ v hydrotermálne premenených horninách je nedostatok magnetitu, v kremenitom diorite a monzonodiorite je jeho obsah výrazne vyšší, na čo poukazujú tiež výsledky meraní α (obr. 7).

Výsledky petrografického výskumu hornín z vrtu KON-1 (Konečný — Mihaliková, 1977) a dodatočné výsledky rudnej mikroskopie (Beňka a Suchý, písomné oznámenie) ukazujú, že v porfyrickom kremenitom diorite je zastúpený hlavne pyrit, podradnejšie hematit, v kremenitom diorite pyrit, hematit, s veľkou pravdepodobnosťou tiež ilmenit. V prechodnom type medzi kremenitým dioritom a monzonodioritom, tiež v kremenitom monzonodiorite sú zastúpené hlavne hematit, magnetit (v nižšej koncentrácii voči hematitu), ilmenit a iba ojedinele zrnká pyritu.

Podrobné výsledky rudnej mikroskopie dioritov až dioritových porfýrov z povrchových odkryvov štiavnicko-hodrušského intruzívneho telesa taktiež poukazujú na veľmi pestré zastúpenie zlúčenín Fe a Ti (magnetit je väčšinou prerastený hematitom; ilmenit; rutil; sulfidy Fe, z nich hlavne pyrit). Prítomnosť ilmenitu je v týchto horninách (tiež v horninách vrtu KON-1, najmä v porfyrickom kremenitom diorite) indikovaná nárastom α pri teplotách okolo 800°C (obr. 2, 6).

Predkladané výsledky, tiež prevzaté poznatky iných autorov poukazujú, že veľkosť, polarita a smer RMP sú dôsledkom kombinovaného účinku zemského

magnetického poľa, intruzívnej aktivity, pomagmatických a hydrotermálnych procesov a v tej súvislosti fyzikálno-chemických premien magnetických a nemagnetických minerálov v študovaných horninách postvulkanickej aktivity, a nie sú výlučne iba odrazom intenzity a smeru pôsobiaceho geomagnetického poľa v dobe vzniku hornín. Z toho vyplýva, že zistená RMP intruzívnych hornín je sekundárneho pôvodu, čiže nie je synchrónna s dobou ich vzniku. Laboratórne testy ukazujú, že ani pri jednej zo študovaných vzoriek hornín nejde o úplnú termoremanentnú magnetickú polarizáciu.

Vznik RMP študovaných intruzívnych hornín s kladnou polaritou je možné vysvetliť kombináciou chemickej a parciálnej termoremanentnej magnetickej polarizácie, kde sú nositeľmi magnetizácie hlavne magnetity, menej často hematity. Pri predmetných horninách, ktoré vykazujú zápornú polaritu a pri ktorých je tiež častá prítomnosť Fe sírníkov, je RMP chemického pôvodu. Zápornú RMP získali tieto horniny pravdepodobne samoreverzným mechanizmom. Samoreverzný vznik zápornej RMP v horninách s asociáciami pyrotínu a Fe_3O_4 pri opakovaných tepelných účinkoch, tiež v horninách s prítomnosťou ilmenitovo-hematitových asociácií je doložený experimentálnymi výsledkami, napr. z dacitu vulkánu Haruna v Japonsku (s rovnakým zastúpením hematitu a ilmenitu). Teoreticky je tento mechanizmus dobre odôvodniteľný (Tarling, 1974). Na možnosť vzniku RMP samoreverzným mechanizmom, napr. niektorých kvartérnych nefelinických bazanitov i ďalších neogénnych vulkanitov poukázal autor už v skorších prácach (Orlický, 1982, 1984). Vznik zápornej RMP samoreverzným mechanizmom predpokladáme tiež pri dioritovom porfýre komplexu Šafranička z pohoria Poľana, dioritového porfýru z pohoria Vtáčnik (Orlický, 1979).

Keďže sa predpokladá vznik zápornej RMP samoreverzným mechanizmom, využívame pre ďalšiu paleomagnetickú, prípadne geologickú interpretáciu iba horniny kladnej polarity RMP, ktorej vznik zodpovedá obdobiu magnetizácie v kladnom magnetickom poli.

Stredný smer RMP pre horniny štiavnicko-hodrušského intruzívneho telesa z povrchových odkryvov s kladnou polaritou poukazuje, že deklinácia RMP vykazuje rozdiel približne 63° a inklinácia okolo 10° voči smeru súčasného zemského magnetického poľa (obr. 5). Vzhľadom na limitovaný počet lokalít a vzoriek upúšťame predbežne od využitia týchto výsledkov na úvahy o prípadnej dynamike tohto intruzívneho komplexu, hoci výsledky na takúto možnosť poukazujú.

Veľmi koherentnými sa javia výsledky vrtu KON-1. V intervale asi od 800 m do 1913 m je vykazovaný takmer súvislý horizont s kladnou polaritou RMP, so strednou hodnotou inklinácie $I_{\text{str}} = 66,17^\circ$ (obr. 7). To poukazuje na to, že v období vzniku RMP týchto hornín malo zemské magnetické pole hodnotu inklinácie veľmi blízku súčasnému poľu. Využití výsledky na odvodenie paleointenzity poľa nepovažujeme s ohľadom na súčasné štádium poznatkov za opodstatnené.

Literatúra

- Bucha, V. 1975: Geomagnetické pole a jeho přínos k objasnění vývoje Země. — Cesta k vědění. Praha, ČSAV.
- Husák, L. — Bujňáková, M. 1977: Výskum fyzikálnych vlastností intruzívnych neovulkanických hornín. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Konečný, V. — Mihalíková, A. 1977: Štruktúry vrt KON-1. [Čiastková záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava.
- Konečný, V. — Mihalíková, A. 1981: Intrusive complex of the Javorie Mts. Geol. Zbor. Geologica Carpath., 32, pp. 247–268.
- Konečný, V. — Lexa, J. — Plande-

- rová, E. 1983: Stratigrafické členenie vulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* 9, 203 s.
- Mihaliková, A. — Konečný, V. — Lexa, J. 1980: Metodika identifikácie zakrytých intruzívnych telies ako potenciálneho nositeľa mineralizácie. *Manuskript — Geofyzika Bratislava*, 141 s.
- Orlický, O. 1979: Paleomagnetický výskum neovulkanitov Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofyzika Bratislava*, 139 s.
- Orlický, O. 1982: Identifikácia zmien magnetických minerálov vplyvom teploty pomocou meraní magnetickej susceptibility. *Manuskript — Geofyzika Bratislava*.
- Orlický, O. (v tlači): Paleomagnetism of selected Plio-Quaternary volcanic rocks of Methana peninsula and small volcanic centers in NW Aegean Arc in Greece. *Sbor. geol. Věd — užitá Geofyz.*, 20, Ústř. Ústav geol., Praha.
- Pašteka, V. 1971: Paleomagnetické štúdium intruzívnych hornín štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 21, s. 195—250.
- Smirnov, V. I. 1983: Geologie ložisek nerostných surovín. *Praha, SNTL*.
- Tarling, D. H. 1974: Principles and applications of paleomagnetism. *London*.

Palaeomagnetism of intravolcanic to subvolcanic intrusive rocks from the area of Central Slovakia

This article deals with palaeomagnetic study of rocks from the Štiavnica — Hodruša intrusive complex (outcrops No 1—7, and the borehole HDV-15) and from the Kalinka intrusive complex (the borehole KON-1, Fig. 1).

The hand sampling of rocks was employed. Magnetic compass was used to orient the samples from seven superficial outcrops nearby Banky. Samples of the rocks from the borehole HDV-15 and borehole KON-1 have been oriented with respect to the axis of the borehole (Z — axis). It means that the inclination of the RMP of these rocks was possible to evaluate from the measurements only. All rock samples were shaped to the cylinder of 25,4 mm diameter and 22 mm length.

Measurements of remanent magnetic polarization (RMP) and magnetic susceptibility (χ) have been applied. A. C. demagnetization in a magnetically compensated medium, also the Thellier's method have been applied for testing magnetic and palaeomagnetic stability of rocks. Magnetic susceptibility measurements — comparison of the χ before and after heating and cooling of samples to detect some minerals on the basis of their temperature alterations have been applied, too. The results of the mentioned laboratory methods are presented in the Fig. No 2 — to No 8 and in the Tab. 1.

Besides some geological and mineralogical knowledge of V. Konečný — A. Mihaliková (1977, 1981), A. Mihaliková et al. (1980), V. Konečný et al. (1983) which have been

employed a microscopical analyses in reflected light of some rocks from superficial outcrops and from the borehole KON-1 were carried out by J. Beňka and Š. Suchý (a written report).

The interpretation of all results is the following:

- laboratory tests confirmed a directional stability of RMP in most of the investigated rocks.
- The presence of pyrite and haematite was identified in those rocks which have shown very low value of the χ and NRMP. This category of rocks comprises porphyritic quartz diorite and quartz diorite porphyry. Predominance of these rocks is characterised by the negative polarity of stable component of the RMP.

The results have testified that dark minerals including original magnetic minerals have been mostly disintegrated in these rocks by hydrothermal activity and altered to the Fe sulphides preferentially. Abundant content of pyrite has been confirmed by microscopical analyses in reflected light also by the measurements of temperature dependence of χ in these rocks. Haematite and ilmenite have been detected as well. Presence of 8,9 % Fe_2O_3 , 0,49 % FeO and 0,29 % has been identified by chemical analyses in quartz diorite porphyry (Konečný — Mihaliková, 1981).

The analyses of mineralogical fraction have allowed to assume that the carriers of RMP are supposed to be the association of Fe

sulphides with haematite or antiferromagnetic fraction in association of haematite and ilmeno — haematite. It is possible to assume that the detected stable RMP is a secondary one of chemical origin (CRMP). The reverse polarity of RMP of these rocks is supposed to be due to magnetostatic self-reversal. It is possible to comment that magnetostatic self — reversal has been simulated in very weak external fields using alternating layers of magnetite and pyrrhotite. The only fully substantiated, repeatable self — reversal known in rocks is that of the Haruna dacite in Japan. This dacite is hyperstene hornblende pumice which was quench cooled on eruption and contains equal amounts of ilmenite and haematite in solid solution (Tarling, 1974).

— Rocks from the depth of 678 — to 1834 m from the borehole KON-1 have shown high value of the κ relatively, but the NRMP is low. Average value of the κ is $38\,930 \times 10^{-6}$ [SI], average value of the NRMP is 272 nT. The polarity of the inclination of the RMP is a positive one (Fig. 7). There are quartz diorite, transitional type between quartz diorite and quartz monzodiorite and monzodiorite, present in the above mentioned depth interval. Haematite, isolated grains of FeS_2 and magnetite have been detected by microscopical analyses in the rocks. The results of both microscopical analyses in reflected light and susceptibility measurements — comparison of the κ before and after heating and cooling of the samples (fig. 2) have confirmed the presence of ilmenite in which Fe^{2+} was changed into Fe^{3+} over 800 °C (a part of ilmenite has been altered to haematite). Probable carriers are supposed to be magnetite as the predominant and haematite and ilmenite as the mineral constituents in these rocks. The results of susceptibility measurements — comparison of the κ before and after heating and cooling of sample have shown that there is evident decreasing of the κ in the 550° — to 850 °C temperature interval in these rocks (Fig. 2). This effect corresponds to the alteration of the magnetite to the $\kappa\text{-Fe}_2\text{O}_3$ and $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ in these rocks. I assume that the detected stable RMP is of secondary origin (PTRM, CRM). The results of remanent magnetic polarization measurements — comparison of the RMP before and after heating and cooling of sample (Fig. 2) have shown that these rock have not acquired total remanent magnetic polarization during magmatic or postmagmatic processes.

— Several generations of the RMP can take place in the intrusive rocks in question. Laboratory measurements have indicated an alterations of the Fe sulphides to the iron oxides due to the heating of the former ones over 440 °C and their cooling to the laboratory temperature. It appears quite real that some original intrusive rocks have been heated during repeated volcanic activity and present Fe sulphides have been changed into iron oxides, which acquired partial TRMP corresponding to the geomagnetic field in area in question. I suppose that diorite and dioritic porphyry samples of the superficial outcrops No 1, 4, 7 with positive polarity have acquired the RMP by the same mechanism mentioned above.

Detailed magnetic, palaeomagnetic results, knowledge about magnetic fraction of the rocks, mentioned above and other phenomena considered in works of other authors have allowed to summarize that observed distribution and the polarity of remanent magnetic polarization of plutonic rocks from volcanic provinces in question have been caused by a combination of complex geomagnetic field behaviour and irregular intrusive, postmagmatic and postvolcanic activity including chemico-physical alterations of magnetic and other minerals. It means that the observed RMP simply is not a result of lengthy magnetization process with both axial shift and polarity changes of the geomagnetic field.

The above mentioned statement imply that no correlation could be correct between both palaeomagnetic data (polarity of RMP) and the ages of the rocks in question. Only limited features of the applicability of the results are topical.

The mean direction of stable positive RMP of the rocks of the Štiavnica — Hodruša intrusive complex has shown, that the deviation of both declination and inclination of RMP are 63° and 10° respectively with regard to the direction of the present — day geomagnetic field in the area in question (Fig. 5). The results have not been employed for the interpretation about the tectonic movements of the geological unit under study due to limited data and the reasons mentioned above.

The results of the borehole KON-1 are supposed to be very useful. The computed results have shown that there is a very coherent horizon of the rocks of positive polarity of the RMP in the depth interval from 800 m to 1913 m (Fig. 7). The average value of the

inclination of the RMP is $I = 66,17^\circ$. This value corresponds very closely to the inclination of the present — day geomagnetic field in the area under study.

One may find more detailed and comprehensive view on the hydrothermal processes and the identification of their different stages — comparing the magnetic characteristics of the intrusive rocks with the geological and mineralogical data. The analysis of the results of the borehole KON-1 has shown that χ of the rocks is very low in the depth interval 0 — to 678 m (Fig. 7., and Husák — Bujňáková, 1977), but there is a relatively high susceptibility of the rocks from the 678 m — to 1834 m depth interval detected. Haematite and pyrite have been confirmed by microscopic analyses and pyrite and ilmenite by susceptibility measurements — comparison of χ before and after heating and cooling of samples in depth interval 0—678 m, but haematite, magnetite, isolated grains of pyrite and ilmenite in the depth interval 678 m — to 1834 m. A. Marakušev and N. Bezmen have discovered that the concentration of chemically active anions of sulphur increases gradually during hydrothermal processes (in Smirnov, 1983). For this reason the compounds with low content of sulphur — which are typical for the initial high — temperature stage are replaced later by the compounds with high content of sulphur. Because the chemical potential of the sulphur decreases again in hydrothermal

solution in low — temperature stage, a relative amount of sulphides decreases, too. These knowledge were practically observed by mentioned authors on the hydrothermal deposits from the Tan-San Mts. Iron oxides (magnetite and haematite) predominated with regard to iron sulphides in initial stage of hydrothermal activity. Iron compounds in later stage — with increasing activity of sulphur were precipitated in the form of sulphides — due lack of the concentration of sulphur still as pyrrhotite. Sulphur appears with the sufficient concentration in further hydrothermal stage and iron is precipitated in the form of FeS_2 (Smirnov, 1983).

However the whole mentioned above could be explained also in the other way. The affinity of Fe, over 440°C is higher to the oxygen (if it is present) with regard to sulphur in hydrothermal solutions. For this reason iron oxides can take place in initial high — temperature hydrothermal stage instead of Fe sulphides. On the other hand the affinity of Fe is higher to the sulphur in temperature interval $440 - 150^\circ\text{C}$ with regard to the oxygen in the mesothermal and epithermal stage of activity, consequently iron sulphides are precipitated instead of Fe oxides. This assumption has been confirmed by the results of laboratory susceptibility measurements — comparison of χ before and after heating and cooling of compact rock samples with the presence of Fe sulphides.