

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

CS ISSN 0139-8288

geológia 17

1 B 107 b

112/94

1B107 b

ZÁPADNÉ KARPATY • GEOLÓGIA 17

ISBN 80-85314-20-7

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1993

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020315

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 17



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1993

Geologický ústav D. Štúra KNĽMČA, Bratislava
Signatúra : 1 B 1046
Inv. čís. : 112/94
Sk : 50,-
Získané : PR
Prílohy : -

**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

geológia 17

Vedecký redaktor
RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc.

Redakčný okruh
RNDr. DIONÝZ VASS, DrSc., RNDr. MICHAL KALIČIAK, CSc., RNDr. VLADIMÍR BEZÁK, CSc.,
RNDr. MICHAL POTFAJ, CSc., RNDr. JOZEF JABLONSKÝ, CSc., RNDr. DUŠAN PLAŠIENKA, CSc.

Obsah – Contents

RÓBERT MARSCHALCO – MARIÁN SAMUEL	
Sedimentológia východnej vetvy súfovských zlepcov	7
Úvod	7
Základné štruktúrne údaje a hrúbka súfovských zlepcov	8
Základné stratigrafické a batymetrické údaje	10
Sedimentológia bazálnych zlepcov východnej vetvy	12
Látkové zloženie zlepcov	12
Tvar, zaoblenie a povrchové znaky klastov	12
Charakteristika vrstevnatosti a zvrstvenia	15
Sedimentárne textúry, vnútorné usporiadanie klastov, stavba a zvrstvenie zlepcov	18
Zvrstvenie, toková transformácia a trend faciálnych zmien	26
Pôvod a zdroj nezrelých sedimentárnych zmesí (sutín a štrkov) a niektoré tektonické úvahy	27
Záver	28
Literatúra	31
Sedimentology of Súfov Conglomerates eastern branch	33
MIROSLAV SLAVKAY – MÁRIA ROHÁLOVÁ	
Karbonátové brekcie pri Ponikách, ich litologický a tektonický význam	39
Úvod	39
Charakteristika úlomkov a základnej hmoty	40
Vznik a tektonická pozícia brekcií	43
Literatúra	47
Carbonate breccias near Poniky, their lithologic and tectonic importance	48
LADISLAV DUBLAN	
Lahar Zolná – príklad katastrofického udalosti v strednom sarmate	51
Úvod	51
Terminológia a hlavné črty laharov	54
Litologicko-petrografická charakteristika	57
a) Bazálna časť lahara	57
b) Vlastná masa lahara	59
c) Vrchná časť lahara	61
Distribúcia kmeňov a vetiev stromov v lahari	63
Paleografické a paleoklimatické podmienky sedimentácie v strednom sarmate	67
Pôvod lahara Zolná	69
Odporúčanie	71
Literatúra	72
Lahar Zolná – result of a Middle Sarmatian natural catastrophic event	73
LADISLAV DUBLAN	
Chronostratigrafia polygénneho stratovulkánu Poľana	75
Úvod	75
Metóda spracovania údajov	76

Prehľad formácií a komplexov vyčlenených v regióne Poľana	80
Formácia Rohy	80
Analýza vekov formácie Rohy	84
Záver	94
Formácia Šutovka	94
Analýza vekov formácie Šutovka	96
Záver	101
Formácia Strelníky	102
Analýza vekov	102
Záver	104
Formácia Abčina	107
Analýza vekov	109
Záver	111
Formácia Veľká Detva	111
Analýza vekov	113
Záver	117
Záverečné poznámky a odporúčania	117
Literatúra	119
Chronostratigraphy of polygenic stratovolcano Poľana	120

FRANTIŠEK HROUDA – MICHAL POTFAJ

Magnetická anizotropie jako indikátor slabé duktilní deformace vnitrokarpatiského paleogénu a magurského flyše	121
Úvod	121
Metodika měření	123
Kriteria pro rozlišení sedimentární a deformační magnetické vnitřní stavby	124
Výsledky měření	127
Diskuse a závěry	131
Literatura	132
Magnetic anisotropy as an indicator of weak ductile deformation of the inner Carpathian Paleogene and Magura Flysch	133

RÓBERT MARSCHALKO – MARIÁN SAMUEL

Sedimentológia východnej vetvy súľovských zlepcov

(12 obr., 12 fototab., angl. resumé)

Abstract. The study focused on the Súľov Conglomerates in the Žilina – Domaníža area. Their thickness attains 1200 m. More than 98 % of their clasts originated from a dolomite (Middle Triassic) extrabasinal source. It has been calculated from the thickness of the conglomerates that 70–110 km³ of dolomite rocks were laid down in the Paleogene basin. The Súľov Conglomerates were deposited by downslope gravity movements. Analyses of their structures have revealed five principal types: I. coarse dolomite breccias, II. poorly sorted bouldery breccias cemented by gravelly-sandy matrix, III. massive, poorly sorted breccias with dolomite blocks, IV. matrix-dominated massive conglomerates and breccias, V. inverse and normal-graded conglomerates and breccias with more tightly cemented clasts.

The Súľov Conglomerates represent a special case of event deposition associated with seismotectonic activity of the mobile mountain range and an adjacent trough. The basin depth can be inferred from ichnofossils as well as pelagic and hemipelagic beds amidst the conglomerates. Massive occurrences of *Rhabdammina-Dendrophyra* assemblages suggest that the basin floor reached lower bathyal (1650–2250 m).

Úvod

Súľovské zlepenec* žilinsko-domanižskej oblasti sz. Slovenska sa od dôb D. Štúra po D. Andrusova považovali za bazálny člen paleogénneho centrálnokarpatského sedimentačného cyklu. Zlepenec spočívajú diskordantne pod uhlom 10–40° na kriede manínskej jednotky, jablonovsko-praznovskej šupiny, na elementoch vyšších karpatských príkrovov a predstavujú postorogénnu sedimentárnu formáciu. Ich hrúbka odhadovaná na 1200 m, stabilná asociácia hornín reprezentovaná na 98 % dolomitovým detritom, veľká rozloha a akumulovaný objem 70–110 km³ sú výnimočné v porovnaní s inými detritickými formáciami sveta (Munti Apuseni v Rumunsku, Rocky Mountains v USA). Názory na genézu zlepcov sa rôznia. Základný znak plytkomorskej a transgresívnej povahy videl ANDRUSOV a KUTHAN (1944) v hrubých klastoch a sprievodných blokoch rifových vápencov. Výskum SAMUELA, BORZU a KÖHLERA (1972) však pre-

* Názov súľovské zlepenec je vžitý a v tejto práci ho používame, hoci tvar a zaoblenie klastov nezodpovedajú forme valúnov. Ak je podiel ostrohranných klastov nadpolovičný, používame termín súľovské brekie.

ukázal resedimentáciu a alochtonitu rifových blokov montu – thanetu v prostredí illerdskeho flyšu. Flyšový pôvod zlepcov západnej pribradlovej vetvy dokazovali práce MARSCHALKU (1968, 1980), MARSCHALKU a KYSELU (1980). Dôkazy o suchozemskom pôvode východnej vetvy priniesli ŠTŮR (1860), keď v bazálnych členoch objavil (bauxitický) červený tmel, a SALAJ (1991) nálezmi lakustrinnej sedimentácie. Široké spektrum názorov o pôvode nás viedlo k podrobnejšiemu sedimentologickému štúdiu tzv. východnej vetvy medzi Peklinou, Lietavou, Babkovom, Čiernou, Domanižou a Pružinou. Táto oblasť sa vyznačuje dvoma typmi zlepcov (MARSCHALCO, 1962): 1. bazálne, 2. interformačné zlepence flyšové obklopené morskými pelagickými a hemipelagickými ílovcami nesúcimi všetky znaky gravitačného transportu nezrelých sutín i štruktúrnu podobnosť s bazálnymi. V predloženej sedimentologickej práci porovnávame základné štruktúrne i textúrne znaky morských flyšových zlepcov s bazálnymi súfovskými zlepcami, ktorých géneza je sporná.

Základné štruktúrne údaje a hrúbka súfovských zlepcov

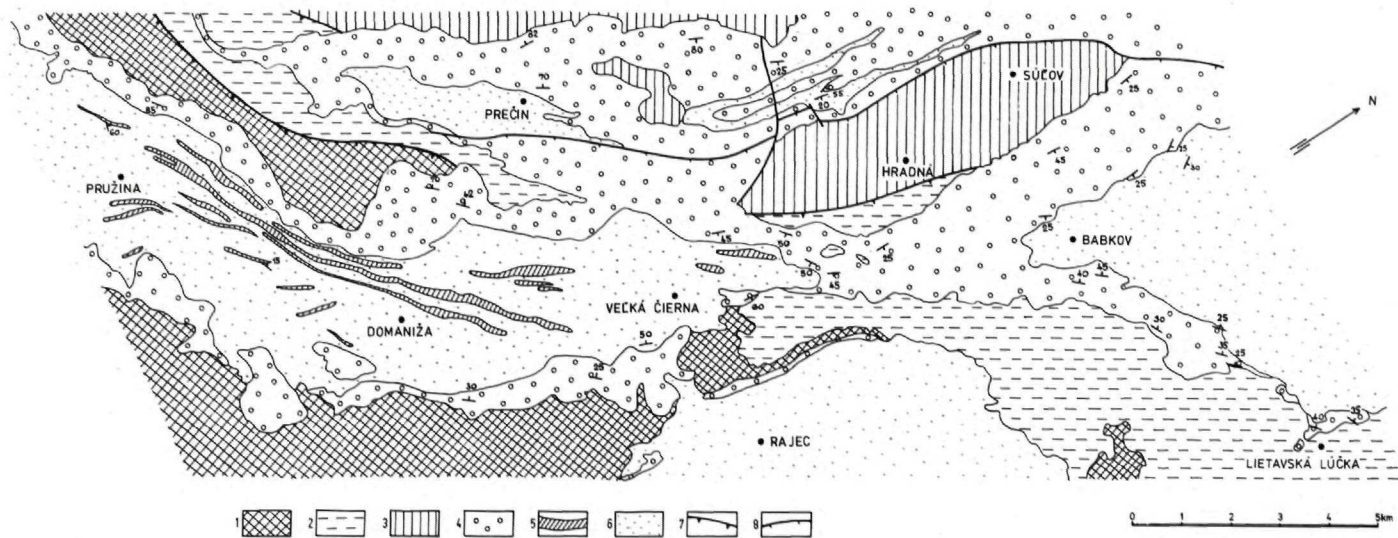
Odhad úložných pomerov i hrúbky zlepcov je obťažný preto, že nie je všade možné určiť vrstevnatosť týchto homogénnych a monotónnych facií. Overenie tohto základného stratigrafického parametra preukázalo nielen mocnosť a výdrž jednotlivých vrstiev (2–20 – max. 50 m a dĺžku 3–8 km), ale i hrubnutie celej formácie od V po SZ a Z.

V žilinsko-domanižskej oblasti súfovské zlepence tvoria dve vetvy oddelené prečínsko-súfovským zlomom a súfovským oknom (obr. 1).

Západná (vonkajšia) vetva leží prevrátená a vztýčená i strmo uklonená pod uhlom 60–80° na V a VJV. Zlepence v nej postupne menia litologické zloženie, vkladajú sa do flyšu, starnú (paleocén – ilerd) a miestami sú naložené na organodetritické numulitové a discocyklinové vápence s klasickým vývinom pri Jablonovom. Kontakt medzi paleogénom a kriedou od Hlbokého po Ovčiarstvo je tektonický a pri Žiline sa predpokladá stratigrafický prechod (SALAJ et al., 1978). Mocnosť dosahujú od 750–1200 m a v reze Jablonové – Súšov (kaňon) majú výrazný flyšový charakter. Kumulujú sa do megacyklov a šošoviek, ktoré severným smerom starnú a miznú. Západná vetva má tvar uťatej synklinály, pričom vyklínenie pásma pri Ovčiarstve a Záskalí nie je sedimentárne, ale tektonické. Pri veľkej hrúbke možno s istotou predpokladať, že predstavujú len zvyšok sedimentárnej panvy tektonicky separovanej v sávskom orogéne. Na západnú vetvu sa podľa prečínkeho zlomu nasunula východná, odkryli sa štruktúry substrátu (manínska jednotka, jablonovsko-praznovská šupina a krížňanský príkrov) v tektonickom súfovskom okne.

Zlepence východnej (vnútornej) vetvy sa rozprestierajú medzi Peklinou, Lietavskou Lúčkou a Pružinou a diferencujú sa do viacerých synklinálnych panví. Široká symetrická breznianska synklinála rozširujúca sa od Babkova k Žiline má po západnom okraji (v hrebeni Kečka, Roháč, Lietavská Závada, Peklina) úklony vrstiev od 40° do 50° na V, po východnom okraji (v pásme Babkov, Lietava, Lietavská Lúčka) od 25° do 40° na SZ. Podľa meranej hrúbky zlepcov východného okraja dosahujú 100–200–400 m hrúbku, rýchlo vykliňujú do strán na SV a S. Na západnom krídle je ich hrúbka 400 až 600 m i viac.

V asymetrickej domanižsko-pružinskej synklinále úklony bazálnych a intraformačných zlepcov sú vysoké (55–80°) a miestami sú vrstvy prevrátené (Pružina, Bodiná, Vrchteplá). Na východnom a juhovýchodnom ohraničení prevládajú mierne až stredné



Obr. 1 Geologická mapa súľovských zlepenčov východnej vetvy (vnútornej) žilinsko-domanižskej oblasti medzi Peklinou, Lietavskou Lúčkou a Pružinou

1 – meozoikum chočského a strážovského príkrovu; prevažne (80 %) dolomity a svetlé vápence (T_{2-3}), krinoidové, hľuznaté a kalové vápence (J_{1-3} , K_1); 2 – meozoikum krížňanského príkrovu; kostelecká jednotka (organogénne vápence, slieňovce, fľovitité vápence) K_{1-2} ; 3 – manínska jednotka, praznovsko-jablonovská šupina; vápnité ťľovce, pieskovce, zlepenca (flyš) K_2 ; 4 – súľovské zlepenca a brekcie ($P - E_{1-2}$); 5 – zlepenca a brekcie s klastami numulitových, bryozoových a plytkomorských vápencov uložené v turbiditovom flyši pružinsko-domanižskej kotliny (E_{1-2}) (flyšové interformačné zlepenca); 6 – pelagické vápnité a hemipelagické nevápnité ťľovce a pieskovce (flyš), E_{1-2} ; 7 – násunové línie I. rádu a línie presunových plôch; 8 – násunové línie II. rádu a zlomy.

úklony (25° – 30°). Výplň panvy tvoria bazálne zlepence (200–500 m hrubé) a zlepenčový flyš (400–600 m). Do podložia bazálnych zlepenčov sa vkladajú organodetrítické numulitové discocyklinové vápence (Mojtín) a v priestore Riedka limnické formácie (SALAJ, 1991).

Samostatne stojaca rajecká panva má strižné ohraničenie na styku s mezozoikom Malej Fatry a antiklinály Skaliek. Jej výplň tvorí vyše 300 m bazálnych zlepenčov (ŠALAGA et al., 1976) a 1000 m flyšu. Neprítomnosť bazálneho súvrstvia po okrajoch panvy, ako aj výskyt najvyšších súvrství (pieskovce od Konskej, KÖHLER, 1967) a mierne úklony vrstiev sú prejavom tektonickej separácie po malofatranských zlomoch a rajecko-teplíckej dislokácii (ANDRUSOV–KUTHAN, 1944). Priebeh hričovsko-jablonovsko-podskalskej štruktúry, ako i osi breznianskej a domanižsko-pružinskej synklinály sa nezhoduje s priebehom kriedových štruktúr v podloží paleogénnej panvy a pretína sa pod uhlom 20° – 30° . Je šikmý k priebehu bradlového pásma a predpokladá tektonický styk týchto štruktúr. Naznačuje to, že batymetrický a paleogeografický i štruktúrny plán v paleogéne bol rozdielny od kriedového. Z rozboru vyplýva, že dnešné synklinálne panvy pôvodne tvorili jeden bazén, rozdrobený a tektonicky separovaný sávkym orogénom. Pre sedimentologickú analýzu je najvhodnejšia východná vetva súfovských zlepenčov, menej tektonicky postihnutá a obsahujúca bazálne a intraformačné zlepenčové litofácie.

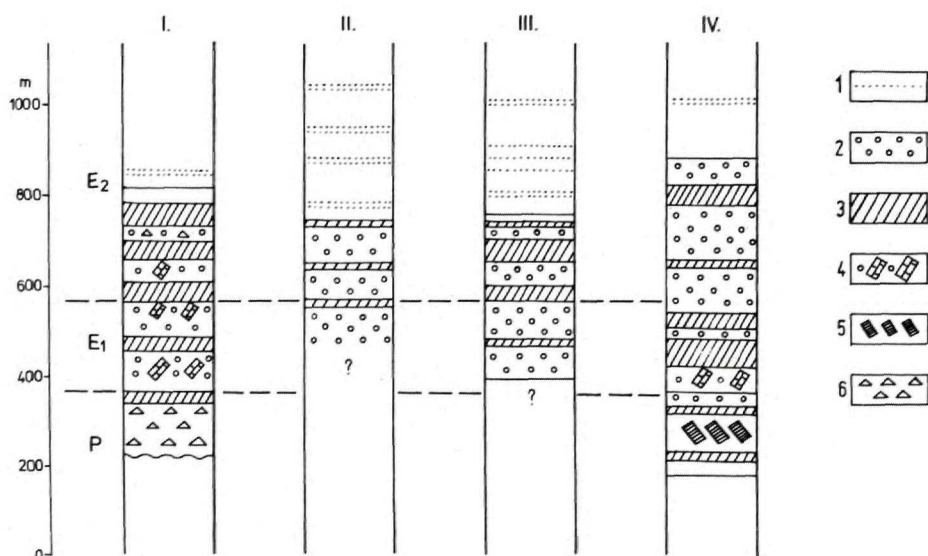
Základné stratigrafické a batymetrické údaje

Súfovské zlepence nie sú bohaté na organické zvyšky. Ich datovanie a stratigrafické úvahy sú založené prevažne na podložnom i nadložnom flyši s pieskovecami turbiditového pôvodu, sprevádzanými intervalmi preplnenými vápnitými foraminiferami (*Nummulites*, *Globoiruncana*), drvinou rias (*Lithotamnium*) a bryzoí (SAMUEL–BORZA–KÖHLER, 1972 a ŠALAGA et al., 1976). Osobitnú skupinu tvoria alochtónne bloky, olistolity rifov a plytkomorských bioherm inkorporované do zlepenčov (Hričovské podhradie, Pružina). Turbiditové pelity flyšu prechádzajúce nahor z pieskovcových intervalov obsahujú planktonické i bentonické drobné vápnité foraminifery a nanoplanktón. Osobitosťou zlepenčového flyšu i zlepenčov vyšších horizontov bazálnych facií východnej vetvy sú hemipelagické vrstvy s nízkou vápnitosťou (do 9 % CaCO_3), s dobre vyvinutou rhabdaminovou faunou porovnávanou s batyálnymi hĺbkami mora. Prechod zlepenčov bazálnej faciie do flyšu je zdanlivo ostrý, avšak ako ukazujú mapové štúdie (Pružina – MARSCHALCO, 1962) i niektoré vrty (Babkov, Rajec, Šuja – ŠALAGA et al., 1976), tenké pelagické a hemipelagické intervaly cm až dm hrúbky oddeľujú zlepenčové vrstvy, čo umožnilo ich datovanie (obr. 2).

Nazerajúc z týchto aspektov, bazálne zlepence východnej vetvy s asociáciou *Turborotalia (A.) crassata densa* (CUSHMAN) (vrt Babkov R-21, vrt Šuja RK-10, vrt Rajec RK-22, pozri SAMUEL in ŠALAGA et al., 1976), sú stratigraficky staršie ako vrchný lutét a zaberajú časový rozsah spodného lutétu a kuisu. V Domanízskej kotline bazálne zlepence prekrýva formácia zlepenčového flyšu s asociáciou *Turborotalia convexa* (SUBBOTINA), *Globorotalia aragonensis crater* FINLAY a datuje ho do kuisu až ? ilerdu (SAMUEL – SALAJ, 1968). Z toho vyplýva, že intraformačné zlepence domanižskej synklinály sedimentovali skôr, ale i súčasne s bazálnymi zlepencami breznianskej synklinály (Babkov).

Pozoruhodným indikátorom sedimentárneho prostredia zlepenčov v skúmanej oblasti (SAMUEL in ŠALAGA et al., 1976) je masový výskyt aglutinovaných tanatocenóz

v sprievodných hemipelagitových intervaloch (porovnaj vrt Babkov RK-21, hĺbka 111 až 122 m, vrt Šuja RK-10, hĺbka 119 m). Náležia rhabdamminovým faunám porovnateľným v eocéne s abysálnym prostredím utváraným v hĺbkach pod hladinou CCD (WINKLER, 1984). Rhabdamminovo-dendrophyrové asociácie sú požírače suspenzií, ktoré podľa schémy JONESA-CHARNOCKA (1985) (morfogrupa A) okupujú spodný batyál (1650–2250 m) a asociácie *Ammodiscida* (morfogrupa B₂) vrchný batyál (200–1000 m). Aspoň 200 m vrchnej časti bazálnych zlepcov (Babkov) s opakovaným výskytom týchto aglutinovaných spoločenstiev dáva predpoklad na názor, že hrubé klastiká sa uložili v batyále. Hladina CCD podľa BERGERA a VON RADA (1972) sa v eocéne pohybovala od 3300–3600 m. Ak by sme akceptovali batymetrické dôvody WINKLERA (1984) pre abysálne hĺbky vzniku flyšu, musíme aspoň tú časť bazálnych zlepcov, ktorú sprevádzajú hemipelagitové vrstvy nevápnitých fľovcov, považovať za



Obr. 2 Stratigrafické postavenie súfovských zlepcov zostavené na podklade geologických máp v mierke 1:25 000, listov Žilina, Rajec a Považská Bystrica (ANDRUSOV-KUTHAN, 1941), Pružina (MARSCHALKO, 1962), na základe vrtov Babkov RK-21 (kolónka II) a na základe stratigraficko-paleontologických prác ŠALAGU et al., 1976, KÖHLERA (1967), SAMUELA - SALAJA (1968), SAMUELA - BORZU - KÖHLERA (1972) (kolónka IV) a MARSCHALKU-KYSELU (1980).

1 – gradačné, prevažne drobozrnité dolomitové brekcie v lutétskom flyši; 2 – zlepence a brekcie s typom zvrstvenia II–III–IV–V; 3 – pelagické a hemipelagické vložky s planktonickými, bentonickými a aglutinovanými spoločenstvami foraminifer; aglutinované rhabdamminovo-dendrophyrové fauny podľa schémy JONESA-CHARNOCKA (1985) okupujú spodný a vrchný batyál (200–1000 m); 4 – intraklasty numulitových, bryozoových a iných plytkomorských biohermných vápencov prítomné v hrubých, zle triedených blokových brekciách a zlepcoch vložené medzi normálne sedimentárne jednotky hlbokomorského flyšu pružinskej kotliny; 5 – olistolity a olistostrómy lithotamniových, rifových bioherm (mont-thanet) obklopené ilderdským flyšom (Hričovské Podhradie); 6 – dolomitové brekcie (sutínové lavíny – typ zvrstvenia I);

I. Pružina–Domaniža, II–Rajec, III–Babkov, IV–Hričovské Podhradie.

hlbokomorskú. Je obťažné objasniť súčasne suchozemský pôvod bazálnych vrstiev a ich náhly kolaps do hĺbok 1650–3300 m. Recentné pozorovania rýchlosti poklesu zemskej kôry s výnimkou oblastí postihnutých seizmotektonickými pohybmi to zatiaľ nepripúšťajú. Stále a nemiene sa zloženie aglutinancií v hemipelagitoch bazálnych zlepenčov, ako aj neprítomnosť plytkomorských organodetritických vápencov na prechode do nadložného flyšu je batymetrickým kritériom hlbokomorského prostredia vzniku hrubých konglomerátových klastík všade tam, kde sú sprievodné rhabdamminové spoločenstvá.

Sedimentológia bazálnych zlepenčov východnej vetvy

Zlepence je obťažné klasifikovať preto, že nie je možné v spevnenej hornine uskutočniť granulometrickú analýzu. Odhady sťažuje aj prítomnosť balvanov, blokov a valúnov, ktorých dĺžka osi A v hrubých vrstvách bežne presahuje 25 cm až 2 m, výnimočne 4 m, a ich možné množstvo kolíše od 5 do 60 % z celého objemu vrstiev (tab. IV, obr. 1, tab. VIII, obr. 1, 4). Základnú masu (matrix veľkých klastov) reprezentujú rozsiahly rad zrn od veľkosti jemnozrnného piesku až po hrubý štrk, ktorý unáša hrubé úlomky a bloky rôzneho tvaru a zaoblenia (tab. VII, obr. 1, 2). Vytvára bimodálne zrnitostné zloženie. Petrografické skúmanie pieskovcovej matrix medzi blokmi a valúnmi potvrdilo prítomnosť vápneného cementu sparitového a pórového typu s prípadmi vymývania a nahradenia sekundárnym kalcitom. Vo vyšších častiach súľovských zlepenčov sa našli drobnozrnné variety s vysokým (50 %) obsahom kalovej karbonátovej základnej hmoty. Ílovitá matrix pieskovcov sa nenašla, z čoho usudzujeme, že zlepence vznikli z vysokokoncentrovaných nekohezívnych zrnitostných zmesí.

Látkové zloženie zlepenčov

Meraním percentuálneho zastúpenia jednotlivých horninových tried sa preukázalo monomiktné zloženie úlomkov (obr. 11). Takmer 98 % klastík všetkých granulometrických tried pochádza z dolomitového extrabazénového zdroja. Dolomity jemne mikritové (tmavé) a strednozrnné brekciové (svetlé) sú triasového veku (tab. XII, obr. 2). Nepatrný zvyšok (2 %) pripadá na vápence, klasty pieskovcov a brekcií. Na niektorých miestach sa zistili lokálne vstupy vápencového materiálu rôzneho typu a veku a dosiahli až 33 % z celkového objemu vrstvy. Vek vápencov z lokality Malá Čierna (stanovil 0. Samuel z výbrusov) bol na základe mikrofauny stredný (1), vrchný trias (3), titón – spodná krieda (1), spodný valanžín (1), paleocén ? (1). Podiel súčasných sedimentov organodetritického pôvodu degradovaných eróziou (rify, numulitové vápence, *lithotamnia*) sa našiel v zlepenčovom flyši domanižskej synklinály ako 1–2 % prímies. Súľovské zlepence predstavujú najväčšie akumulácie redeponovaných dolomitov. Z prepočtu mocností vyplýva, že aspoň 70 km³ dolomitových hornín bolo dezintegrovaných a zaniklo v paleogénnej panve.

Tvar, zaoblenie a povrchové znaky klastov

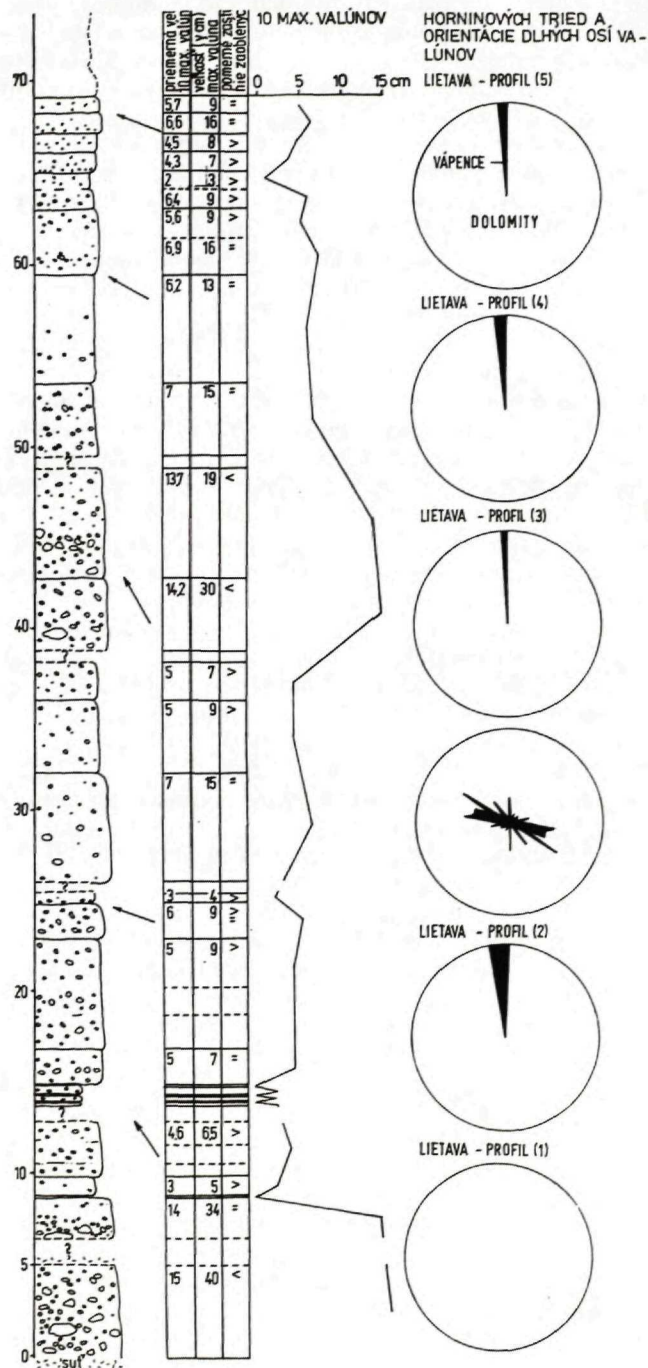
Sféricitu a zaoblenie možno študovať vizuálne priamo v teréne. Prednosťou tohto výskumu je možné meranie všetkých troch rozmerov úlomkov, ktoré sa v pevných

odkryvoch dajú vidieť iba v dvoch rozmeroch. Odoberanie vzoriek a morfolometrická analýza sú náročné na čas, preto je dôležitá otázka množstva materiálu, aby bola splnená požiadavka reprezentatívnosti meraného súboru. MIHAILESCU (1965) zistil, že po premeraní 120–150 valúnov sa index zaoblenia stáva konštantným, ale ako štatistický súbor navrhuje 40 valúnov.

Morfometrický výskum sa zameril na analýzu dvoch základných parametrov: tvaru a sféricity. Použitý bol trojuholníkový diagram SNEEDA a FOLKA, ktorý vyčleňuje 10 tvarových tried. Merali sa 4 základné parametre: dĺžka osí A, B, C a polomer najmenšej vpísanej kružnice r v ploche AB. Celkove sme zmerali vyše 2000 valúnov v 16 lokalitách (obr. 10). Analyzované valúny neboli menšie ako 8 mm, v súbore dosahoval medián osi A 4,5 cm. Výrazne prevládali sféricko-vretenovité, sféricko-stĺpcovité a stĺpcovité tvary. Chýbali ploché tvary, čo úzko súvisí s procesom genézy. Podľa prepočtov koeficientu plochosti (KUENEN, 1960), iba nízke percento valúnov (3,8–18 %) dosahovalo hodnoty vyššie ako 2,1, z čoho vyplýva, že efekt pláže sa uplatnil minimálne a dokumentuje rýchly transport detritu do hlbších častí panvy. Plážové prostredia sú vysoko selektívne a koncentrujú extrémne kvantá dobre opracovaných diskovitých tvarov, ktorých hodnoty zaoblenia dosahujú konštantne vysoký priemer. V našich prípadoch ide zjavne o zmesi zaoblených valúnov, ostrohranných úlomkov a blokov, niekedy aj rozlomených (tab. V, obr. 2, 3; tab. VII, obr. 2; tab. IX, obr. 1–3; tab. X, obr. 1), čo sa považuje za charakteristický znak rýchleho až masového transportu a signalizuje nízku zrelosť tokov. Nárazové jamky a žliabky svedčia o zrážke a sú rozoznateľné od znakov vtlačania a rozpúšťania (tab. XI, obr. 2).

Vzájomné vtlačanie sa valúnov a úlomkov bolo časté a pozorované na všetkých lokalitách, najmä vo vrtbách (tab. XI, obr. 2; tab. XII, obr. 2). Pri procese sa pasívne správa menej odolná zložka (menej odolné dolomity alebo vápence). K rozpúšťaniu a súčasnému zaklesávaniu valúnov dochádzalo tesne po sedimentácii pred utváraním cementu. Proces má veľký význam pri hodnotení celkovej kompaktie sedimentov a podľa percenta (8 %) postihuje (Lietavská Lúčka) a redukuje pôvodnú hrúbku sedimentov v panve. Kalcitové obruby okolo úlomkov tmavosivých dolomitov sú sprievodným znakom pri kompaktii a mohli vzniknúť pri druhotnom vymývaní a tiež účinkom mineralizovaných vôd (v prípade vrtu Peklina tab. X, obr. 2), na čo poukazujú veľké póry až dutiny, „nevyhojené“ kalcitom.

Problémom pri štúdiu zaoblenia valúnov, ktoré môže poskytnúť cenné informácie o vzdialenosti transportu, je skutočnosť, že karbonátové horniny sa rýchlo obrusujú, podliehajú častým chemickým zmenám a získavajú limitné zaoblenie skôr (prvé km v riekach), ako odolnejšie horniny. Vápence tvorili zanedbateľné percento, preto sa zaoblenie študovalo na dolomitoch, ktorých odolnosť voči obrusovaniu môže byť podstatne rozdielna. Krehkosť dolomitov spôsobuje, že valúny a bloky sa pri náraze štiepu a lámu, čím vzniká množstvo ostrohranných úlomkov v stále nižších granulometrických triedach. Vzťah zaoblenia k dlhej osi A potvrdil, že zaoblenie sa zväčšuje smerom k nižším zrnitostným triedam, z čoho vyplýva, že strata hmotnosti obrusovaním stúpala s dĺžkou transportu. Predsa však prítomnosť klastov až balvanov (40–100 cm) vo vrstvách 2–20 m hrubých naznačuje, že toky priamo transportovali i viac km od zdroja veľké kvantá rôznozrnitého materiálu, mali extrémnu transportnú a unášaciu schopnosť a rýchlo ukladali materiál bez ďalšieho premývania. Zaoblenie možno spoľahlivo interpretovať len v smere zisteného paleotransportu (obr. 8, obr. 12; porovnaj profil Lietava–Lietavská Lúčka obr. 3, 4, 5) a v stratigraficky rovnakej alebo približnej úrovni. Z porovnaní vychádza, že v laterálne sa vyklíňujúcom telese bazálnych vrstiev sa podiel ostrohranných úlomkov zvyšuje na 75–95 % (Lietavská Lúčka, obr. 4), kým



v hrubnej časti (obr. 3) je pomer vyrovnaný (50 %). Kumuláciu ostrohranných úlomkov laterálne (kolmo k transportu) objasňuje rýchle uloženie gravitačnými tokmi bez sprievodnej selekcie. Rýchle toky ukladali iba nezrelý materiál transportovaný v krátkej časovej fáze. Na plážach by sa drvené a lámané krehké klasty dolomitov zaoblili a zoradili do jednotných granulometrických tried, čo sa v našom prípade nepotvrdilo.

Charakteristika vrstevnatosti a zvrstvenia

V dobre odkrytých profiloch s priaznivým uložením a laterálnou stálosťou boli zostavené profily (obr. 3, 4, 5, najdlhší Lietava – 65 m, obr. 3) s cieľom stanoviť také parametre, ako sú: hrúbka a ohraničenie vrstiev, triedenie, tesnenie zŕn, valúnov a blokov, vzťah maximálnych úlomkov k hrúbke vrstiev, vnútorné usporiadanie klastov, stavba a zvrstvenie. Ide o východiskové hodnoty pre konštrukcie fyzikálneho prostredia tokov, ich koncentrácie, turbulencie a fluidity.

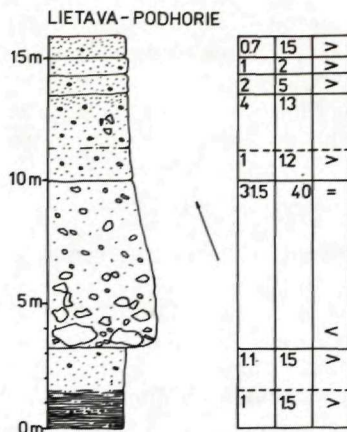
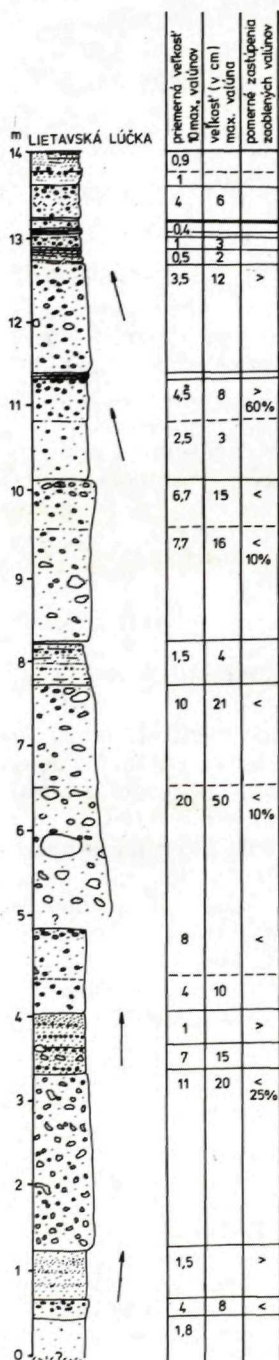
Všeobecne sa prijímalo, že súľovské zlepenca východnej i západnej vetvy sú masívne bez rozoznateľnej vrstevnatosti. Postupujúcim sedimentologickým výskumom sa preukázali rôzne typy vrstevnatosti a zvrstvenia, ktoré sa najmä v západnej vetve pripisovali masovým gravitačným tokom v hlbokomorskom prostredí a vo východnej vetve sa im prisudzoval transgresívny plytkomorský pôvod (MARSCHALKO, 1980; MARSCHALKO-KYSELA, 1980).

Vrstvy zložené z drobnozrnných klastov (pieskovej a štrkovej veľkosti) i blokov rozhádzaných v drobnozrnnnej matrix) sú v prevažnej väčšine dobre ohraničené a majú rovné a ostré kontakty, sledovateľné stovky metrov (tab. I, obr. 1, 2). Tokom transportujúcim bloky s rozmerom 50–100 cm by prináležali erózne javy, nesúhlasný povrch, hlboké kanály a rozmyvy zodpovedajúce ostrosti zmien v energii tokov. Vo východnej vetve bazálnych zlepenecov sa tieto znaky nepozorovali, i keď zmeny v hrúbke vrstiev, veľkosti zŕn i nedokonalé triedenie preukazujú oddelené udalosti v rôznych časových intervaloch. Ani pri veľmi veľkých klastoch (do 3 m), nebola prítomná erózia, ak boli nesené v piesku. Tento neobvyklý jav možno pripísať nekohezívnym, hustým, rýchlym zotrvačným tokom zŕn a sutín, v ktorých boli veľké izolované megaklasty nadnášané tlakom disperzie medzi zrnami, a nie kohéziou sedimentárno-vodnej zmesi (matrix), ako bolo opísané pri bahnotokoch (POSTMA, 1986; LOWE, 1982).

Skúmané hrúbky vrstiev vo vzťahu k veľkosti najväčších desiatich klastov umožnili odhad množstva sedimentárneho nákladu (v mieste merania) k transportnej schopnosti tokov (obr. 6). Výsledky ukazujú, že zväčšovaním hrúbky sa zväčšovala aj veľkosť transportovaných klastov, čo by jednak potvrdzovalo predpoklad o jestvujúcej rovno-

←

Obr. 3 Detailný rez a litostratigrafická kolónka súľovských zlepenecov (lokality Lietava) Pozorovať cyklické zmeny vrstevných hrúbok vertikálnym smerom. Viaceré sekvencie nahor stenčujú, a to nielen vrstvy, ale aj klasty a celé teleso bazálnych zlepenecov sa postupne vykliní a zanikne. Smer transportu naznačuje stabilný trend nasýpania (SZ) počas dlhého obdobia. Z gravitačných tokových mechanizmov sa uplatnili najmä husté zotrvačné toky zŕn (typ IV), sutinotoky (typ II a III) a turbidity s inverznou a normálnou gradáciou zŕn (typ V). V profile nájdené balvany dolomitov dĺžky až 1 m sú mierou nosnej sily (kompetencie) tokov a naznačujú, že zdvihovú silu blokov obstarávali koncentrované toky zŕn s disperzným tlakom medzi zrnami a s následnou odolnosťou voči treniu.



Obr. 5 Detailný rez a opis súfövkých zlepenecov pri Lietave - Podhorí

Na báze paralelne laminované pieskovce s tenkými šošovkami drobnozrnných gradačných zlepenecov (1,5 cm) prechádzajú do masívnych rozpadavých hrubozrnných bez interných textúr (170 cm). Ide o inverznú gradáciu spodnej časti nadväzujúcu na hrubú, zle gradačnú vrstvu zlepenca až brekcie s ostrohrannými blokmi dolomitov (do 40-cm dĺžky). Zlepenec je zložený z hrubozrnej štrkopieskovej základnej hmoty zjemňujúcej sa ku vrchu, v ktorej sa bloky nahor progresívne postupne zmenšujú (typ V - gradácia hrubého konca). Naznačuje to transport a uloženie z neturbulentnej disperzie. V hornej časti rezu je gradačná sekvencia vrstiev s postupným zmenšovaním a nedokonalým triedením zfn. Rez (15 m) je situovaný v stropovej časti súfövkých zlepenecov so zjavne pribúdajúcimi pelagickými vložkami. Sú v ňom zhodnotené lineácie A osi valúnov i pomer ostrohranných a zaoblených klastov.

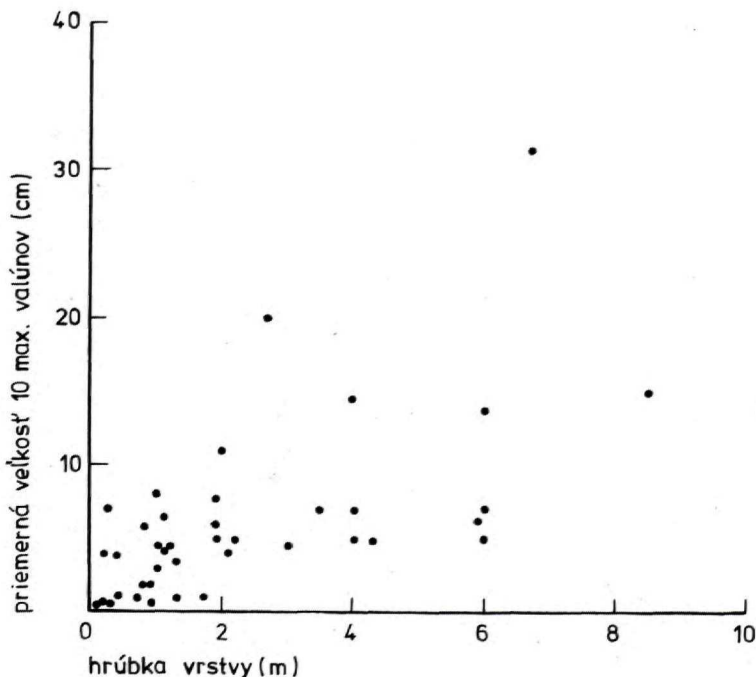
Obr. 4 Detailné rezy situované na pravom okraji náplavového vejára (Lietavská Lúčka)

Ukazujú vrstvy s neusporiadanou stavbou klastov v základnej hmotě zlozenej primárne (pred spevnením) z disperzie piesku, štrku (sutiny) s vodou. Vysoké rýchlosti a nezrelosť tokov odvodzujeme z nepatrného opracovania klastov, ktorých bolo 40-95 % z celkového množstva. V normálne a inverzne gradačných vrstvách boli tenké laminy na báze utvorené trakčným kobercom koncentrovaného turbiditného prúdu. Potvrzuje to hlbokovodné prostredie vzniku brekcií blízko zdroja a na zalomene svahu.

váhe medzi transportovaným množstvom a nosnou silou tokov, jednak poznatok, že primárne náplavy neboli ďalej prepracované a premývané. Význam tejto korelácie nemožno plne potvrdiť, nakoľko študované vrstvy nemusia predstavovať skutočné hrúbky, ale iba podjednotky, pretože vrchné časti niektorých boli zrezané tým istým prúdom, ktorý sa transformoval počas svojho priebehu a uloženia.

V zlepcových vrstvách sme pozorne sledovali správanie strednozrnných a jemnozrnných pieskocov, zvyčajne prítomných v nezreteľných tenkých laminách i vrstvách (tab. II, obr. 2; obr. 3, 4, 5), hrubých cm–dm, prítomných v strope aj na báze hrubých jednotiek, ktoré ich niekedy rozdeľovali na pravidelne sledované podjednotky. Sú dôkazom pulzácie a fluktuácie úložného procesu prebiehajúceho súčasne na veľkej ploche. Amalgamované vrstvy (zvarené), kontakty prezrádzajú, že podobné zrnitostné zmesi sa oddelili len neobvyklým správaním toho istého toku, a nie časovým hiátom (tab. III, obr. 2).

Vo vrstvách a laminách jemnozrnných pieskocov sa nepodarilo nájsť súbory plochého alebo žľabovitého šikmého zvrstvenia (porovnaj MARSCHALCO, 1966) a typické chrbátové zvrstvenie (hummocky bedding) by sa pri plochých horizontálnych kontaktoch zreteľne vynímalo. Medzivrstevné pieskovce nevyplňovali erozívne žľaby, neutvá-



Obr. 6 Hrúbka vrstiev vo vzťahu k 10 najväčším klastom v 3 rezoch (Lietava, Lietavská Lúčka, Lietava – Podhorie)

So zväčšovaním hrúbky vrstiev sa zväčšuje veľkosť transportovaných blokov. Maximálna veľkosť blokov poukazuje na kompetenciu toku a hrúbka vrstiev na približné množstvo sedimentárneho prietoku uloženého tokom v mieste merania. Pozitívna korelácia naznačuje pribúdanie hrúbky zlepcov smerom k zdroju a potvrdzuje predpoklad o ich ďalšom neprepracovaní a nepremývaní. Povrch akumulácie bol strmý a toky získali vysoké rýchlosti transportu a uloženia.

rali hrubozrnné čeriny a okrem ichnofosílií (tab. VI, obr. 1, 2) neobsahovali žiadne makroorganické zvyšky, čo vylučuje sedimentáciu na plážach s hydraulickými znakmi oscilačných tokov. Zvyškové zlepenkové vrstvy, tzv. dlažby, hrúbky jedného valúna (10 i viac cm hrubé), s vyplaveným a vymytým pieskom z priestorov medzi klastami – známe z pláží alebo i riek – neboli pozorované.

Sedimentárne textúry, vnútorné usporiadanie klastov, stavba a zvrstvenie zlepenčov

Významnými hydraulickými znakmi pri rekonštrukcii fyzikálneho prostredia vzniku bazálnych zlepenčov sú sedimentárne textúry vrstiev. Upriamili sme sa na tie, podľa ktorých sa dal odvodiť dominantný podporný mechanizmus unášajúci častice (laminárny alebo turbulentný), a zistiť, aké bolo správanie a koncentrácia tokov (tekuté, alebo plastické), najmä počas finálneho štádia, t. j. depozície. Štúdium sedimentárnych textúr umožňuje stanoviť charakter tokov len v záverečnej depozičnej fáze, v ktorej správanie tokov môže byť odlišné od transportného štádia existujúceho predtým (MARSCHALCO, 1973). Porovnali sme zvrstvenia bazálnych a flyšových interformačných zlepenčov ako dvoch faciálne rozdielnych prostredí.

Základné typy zvrstvenia zlepenčov sú:

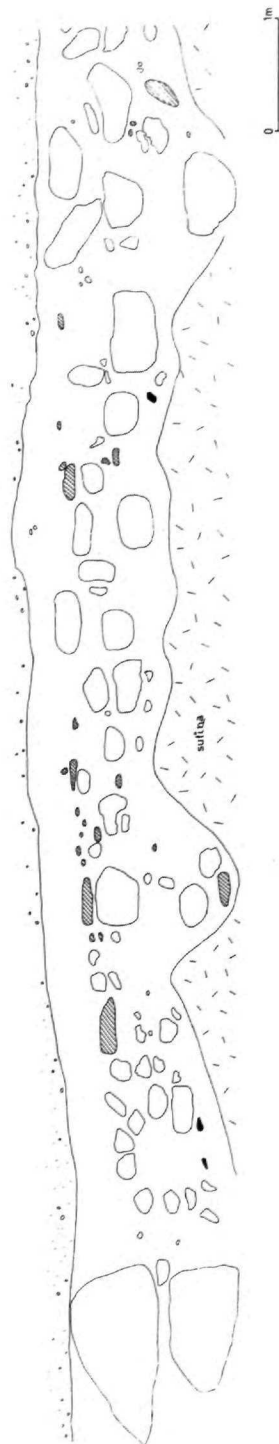
Typ I

Hrubozrnné, zle až chaoticky triedené brekcie plné ostrohranných klastov (3–8–40–100 cm dlhých), prikryté alebo obklopené drobnozrnnou ostrohrannou sutinou s nevýraznou vrstevnatou stavbou. Hrubé ostrohranné klasty, bloky i balvany sa akumulujú miestami do badateľných rojov a plávajú v obklopení ostrohrannej štrkovej matrix (tab. VIII, obr. 3). Tesnenie klastov sa rýchlo mení od podopretej kostry (WALKER, 1975) do masívnej netriedenej stavby. I keď zaoblené klasty kalových hnedých karbonátov a kalovcov (20–40 cm) sú prítomné, brekcie nikde nemajú ílovú základnú hmotu (matrix).

Netriedená stavba a nezrelosť je zapríčinená rýchlym neusporiadaným uložením zotrvačných nekohezívnych tokov zrn až sutinových lavín, uvoľnených zosuvmi veľkého objemu. Transport a uloženie sa udiali náhle, zamrznutím hyperkoncentrovaných zrnitostných zmesí v laminárnom toku „en mass“. Veľké rozšírenie brekcií vďaka prudkým sklonom po okrajoch bazénu a charakteru hornín substrátu (necementované sutiny). Ich podiel na zložení bazálnych vrstiev činí 10–30 % i viac. Väčšie akumulácie sa pozorovali medzi Pružinou, Domanižskou Lehotou, Malou a Veľkou Čiernou a Šujou.

Typ II

Masívne, zle triedené blokove brekcie a zlepence bez interných textúr a vnútornej vrstevnatosti. Rôzne veľké bloky a balvany (30–80–150 cm) dolomitov, vzácne vápenčov (obr. 7, tab. IV, obr. 1; tab. VIII, obr. 1) nepravidelných tvarov s prevahou slabo zaoblených až ostrohranných klastov sú rozhádzané bez zjavnej organizácie a obklopené v nezrelej štrkovo-pieskovej matrix. Pohyb veľkých blokov bol zložitý a správal sa súčasne rôznym spôsobom v tzv. hustom jadre toku (v zátke) tak, ako sa pozorovalo v súčasných nekohezívnych vysokokoncentrovaných sutinotokoch a pieskotokoch. Zdvihovú silu balvanov a tokov obstaráva hustá sedimentárno-vodná matrix s vysokým disperzným tlakom medzi zrnami (tzv. zotrvačný tok) s následnou odolnosťou voči



Obr. 7 Detail balvanovej brekcie zloženej z dolomitových blokov. Brekcia sledovateľná desiatky m má ostré ohraničenie na báze. Bloky rozptýlené, dlhé až 1 m, v štrkovej matrix boli spočiatku nesené v rigidnej zátke sutinotoku. Po poklese nosnej schopnosti klesli váhou na dno a vliekli sa pozdĺž vrstvy zotrvačnosťou toku. Nahor prechádza do masívnej, náhle drobnozrnnej brekcie. Lietava.

treniu. Takýto proces dovolil pohyb hustých, balvanmi naložených disperzií v tekutom stave mnoho kilometrov (6–10 km) do panvy. I keď akumulácie blokových brekcií a zlepcov veľkej hrúbky (max. 25 m) a nákladu i striedanie s masívnymi bezštruktúrnymi typmi distálnych oblastí sú občasné, ich podobnosť s kontinentálnymi sutinotokmi je nápadná a faktory utvárania takýchto laminárnych tokov v plážových prostrediach sú málo zrozumiteľné. Nálezy veľkých zaoblených blokov a valúnov navŕtané *litofágmi* (tab. IV, obr. 2) však diagnostikujú extrapanový i plážový pôvod klastov. Blokove zlepenca (tab. IV, obr. 1; tab. VIII, obr. 1) nemôžu byť len kontinentálny, a podľa výskytu nezrelých ostrohranných úlomkov a textúr ani čisto plážový sediment. Počiatočný pohyb gravitačne transportovaných hustých zmesí bol iniciovaný na kontinentálnom svahu v podobe sutinových lavín, ktoré pretrhli úzku pláž, čím narástol ich objem. Lavína zmiešaná s vodou sa transformovala do nekohezívnej hyperkoncentrovanej zmesi, pokračovala v panve ako laminárny, neskôr i turbulentný tok. Svahy 6° – 8° sú postačujúce, aby tieto toky nadnášali hrubé klasty proti gravitácii na veľké vzdialenosti. Hĺbka bazénu bola dostatočná na to, aby sa utvoril prijateľný gradient svahu i nevyhnutná transformácia toku. Ichnofosílie *Megagraption irregulare* a *Taphrohelminopsis plana* (KSIAZKIEWICZ, 1961) (tab. VI, obr. 1, 2) dosahujúce flyšový batyál sa našli v pieskovech nad týmito brekciami.

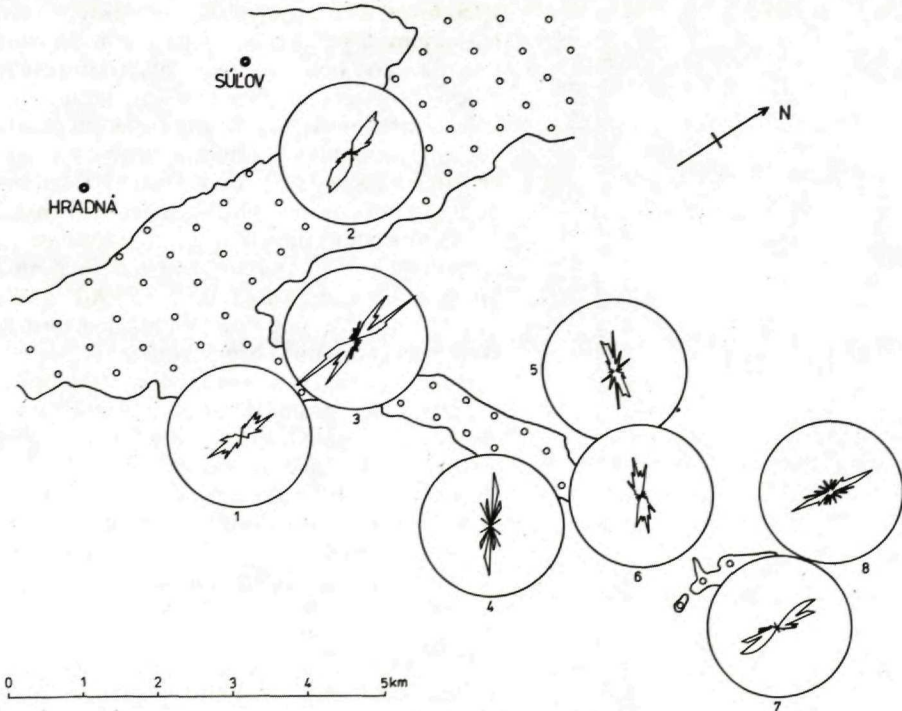
Blokove brekcie sa opakovane striedajú v kolmých stenách pásma Hradná – Roháč a v údolí idúcom do sedla Roháča z Lietavskej Závadky, v stene pri Lietave, Babkove, vo vrtoch Peklina (obr. 9), Lietavská Závada. Ich vrstvy s pravidelnou a rovnou bázou i veľkou hrúbkou (20–25 m; porovnaj MARSCHALKO-KYSELA, 1980) tvoria aspoň 10 % z celkovej akumulácie bazálnych zlepcov.

Typ III

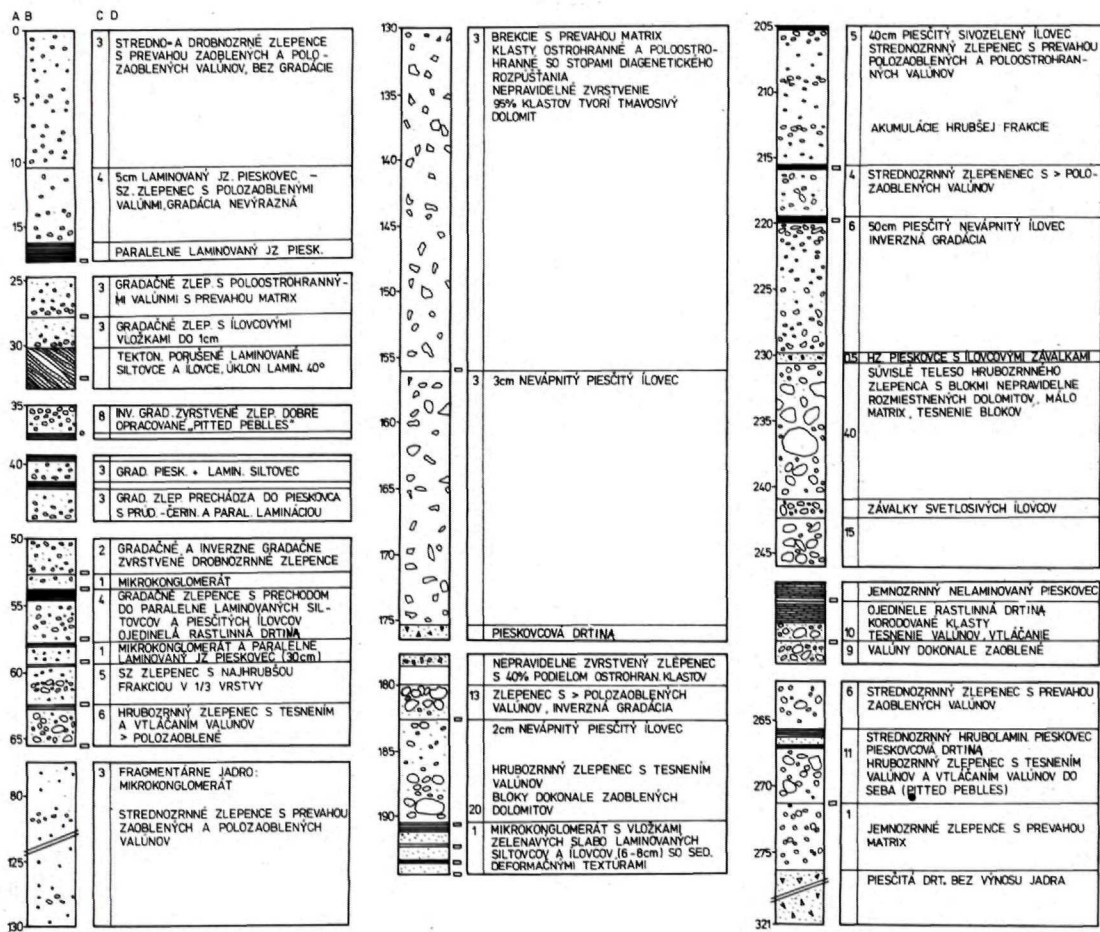
Veľkú štruktúrnú podobnosť vykazovali masívne, zle vytriedené, chaotické brekcie až zlepenca flyšu domanižsko-pružinskej kotliny. V základnej hmote (matrix) drobnozrného piesku, sutiny a štrku s valúnni a klastami (od 3 do 5 cm) boli izolované bloky megaklastov s týmito najväčšími priermi:

Klasty v cm	10–20	– 30	– 40	– 50	– 60	– 70	– 80	– 90	– 100	– 200	– 300
Počet	12	8	5	1	1	2	2	1	3	3	1

Bloky sa nedotýkali a v rôznej polohe nevytriedené vyčnievali a plávali v matrix (tab. VIII, obr. 4). Najväčšie boli zdvíhané k povrchu vrstiev, ale neutvárali viditeľné koncentrácie, zhluky ani roje v hustom jadre toku. Toky ukazujú fázu „zamrznutia“. Hoci ich bazálne plochy sú ostré a rovné, zdá sa, že v predošlej fáze toky erodovali. Potvrdzujú to ostrohranné útržky a klasty fľovcov, siltovcov podobného zloženia ako okolitý medzivrstevný flyš, z ktorého boli erodované. Zvláštnosťou týchto netriedených až chaotických brekcií a zlepcov boli bloky numulitových vápencov (bryozoových), ale aj voľných numulitov – jedincov a iných plytkomorských asociácií, strhnuté z pláží. Vrstvy na povrchu zvyčajne pokrývali dm až m hrubé, masívne, často aj mierne gradačne laminované drobozrné zlepenca a pieskovce, niekedy len s náznakom stratifikácie. Brekcie a zlepenca sa kumulovali do vrstiev 2–25, max. 50 m hrubých, vložených medzi normálne sedimentárne jednotky hlbokomorského gradačného flyšu. Kontakt s obklopujúcimi sériami bol konformný a telesá sa dali sledovať na vzdialenosť 8 i viac km.



Obr. 8 Paleoprúdová mapa získaná meraním valúnov usporiadaných paralelne s dlhou osou A (rovinou AB) na odlučných plochách stratifikovanej časti gradačných zlepcov. Ide o prúdovú lineáciu podobnú odlučnostnej lineácii (parting lineation) pozdĺžnych zfn v hrubozrnných pieskovcoch a mikrokonglomerátoch. Transport a depozícia tokov prebiehali v smere J – S a SZ.



Obr. 9 Litologický popis s detailným vyhodnotením sedimentárnych textúr, štruktúr, granulometrie. Hydrogeologický vrt v Pekline nedosiahol priebežné jadro v horizontoch s prietokom mineralizovaných vôd.

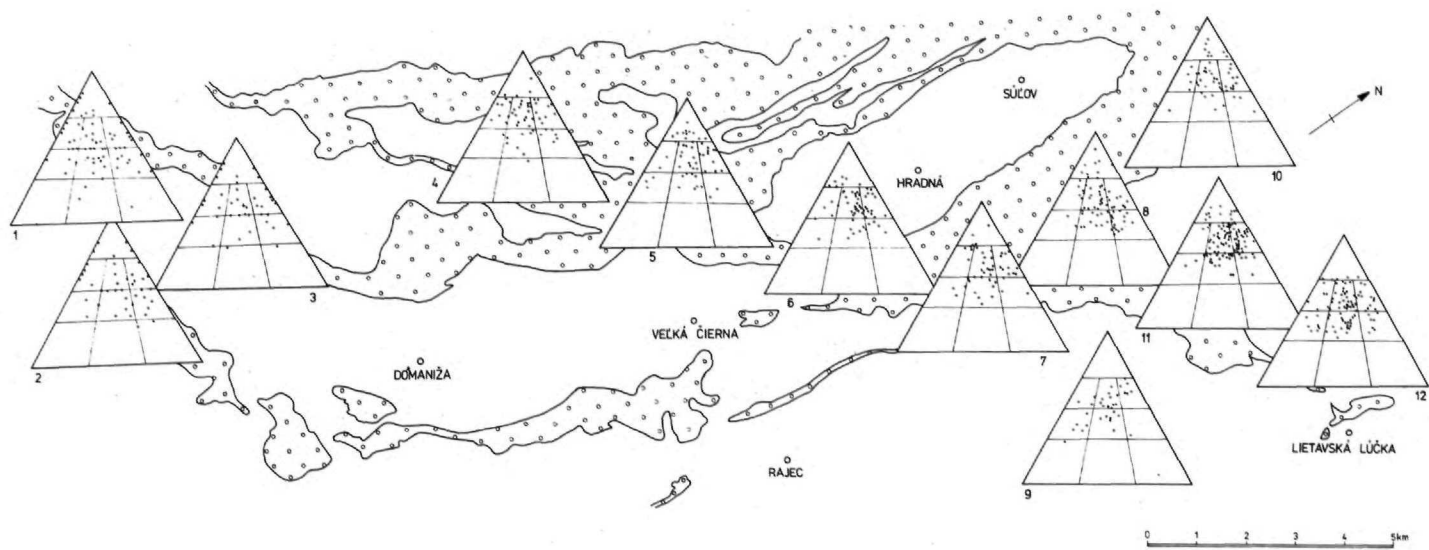
Ide o sedimenty utvorené dolusvahovým pohybom hmôt pod vplyvom gravitácie. Ich transport sprostredkovali zotrvačné toky nekohezívnych hrubodetritických hyperkoncentrovaných sutín. Uloženie nastalo náhle pod zalomeným podmorským svahom a sprevádzal ho typ „zamrznutých“ textúr. Štruktúrny rozdiel v porovnaní s predošlým typom II nie je temer žiadny, podstatný rozdiel je v litofácii, stratigrafii a vo frekvencii výskytu vrstiev.

Typ IV

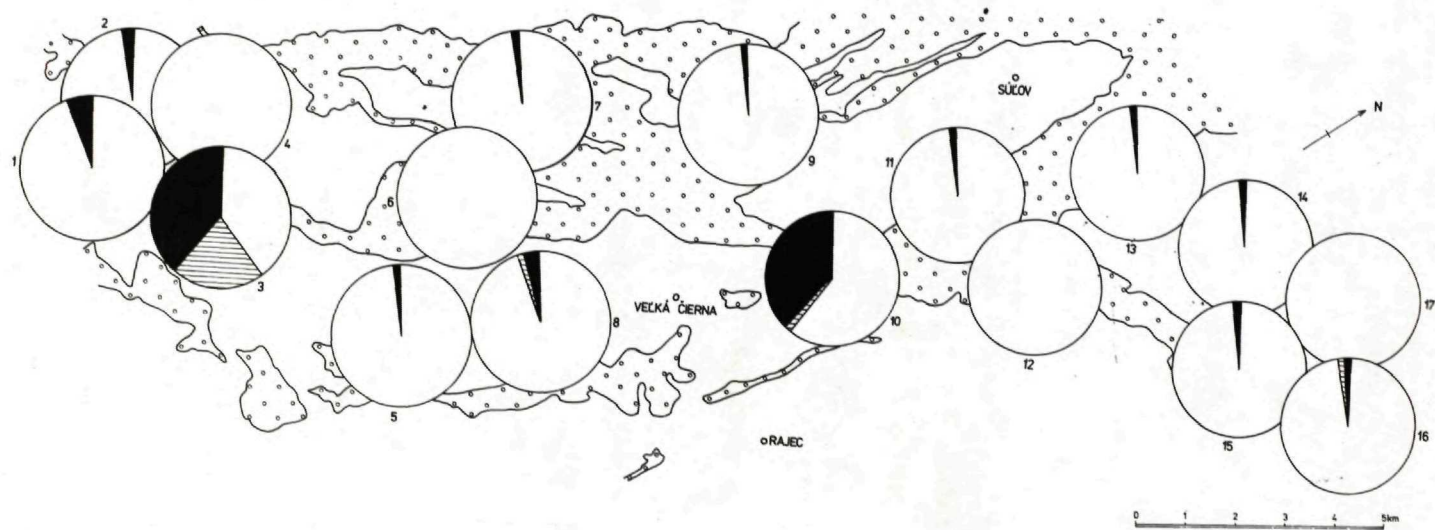
Vrstvy tvoria netriedené, beztextúrne, masívne brekcie a zlepenca s prevahou piesko-vo-štrkovej matrix podopierajúcej rozptýlené klasty dolomitov rôznej veľkosti (2–5–16–50 cm), tvarovania a opracovania. V týchto na matrix bohatých zlepencoch a brekciách sa našla vo vrchnej časti gradácia hrubých klastov typu „hrubého konca“ s náznakmi imbrikácie zaoblených valúnov (tab. IX, obr. 1), menej pri izometrických zrnách. Rozsah a granulometrické zloženie matrix sa menilo, čo vplýva na typ triedenia veľkých klastov (tab. III, obr. 1; tab. V, obr. 1, 2, 3, 4). Vo viac ako polovici skúmaných vrstiev sú hrubšie valúny a klasty nepravidelne rozmiestnené po celej vrstve, nedotýkajú sa a neutvárajú podpornú kostru (tab. VIII, obr. 2). Percentuálny podiel matrix zostáva odspodu stály, resp. pozoruje sa tendencia jej granulometrického zjemňovania od štrkovej na spodku po hrubopieskovcovú pri vrchu vrstiev. Preukazuje to, že pevnosť matrix bola natoľko vysoká, že stále dovoľovala udržiavať hrubé klasty rozptýlené počas transportu zvodnenej štrkovo-pieskovej suspenzie. V súvislejších rezocho a na veľkých plochách sa pozorovali koncentrácie hrubých klastov do súvislých káps alebo vlín s veľkou amplitúdou (asi v 1/3 nad bázou), utvárali gigantické hniezda, zvislé štruktúry poukazujúce na migráciu v rigidnej až duktilnej zátke a deformácie prezrádzajúce únik fluíd z priestorov medzi zrnami. Transport a depozíciu matrix a klastov sprostredkovali vysokokoncentrované nekohezívne disperzie, pri ktorých šmyk zapríčinil zrážku zrn (disperzný tlak) a dodatočný zdvih hrubých klastov. Takéto toky sa správali sčasti ako tekuté. Umožnili určitý aj nezávislý pohyb klastov (imbrikáciu), ak náhle prijali množstvo vody z obklopujúceho prostredia, miešali sa s ňou, riedili sa a strácali koncentráciu (tzv. povrchová transformácia toku FISHERA, 1983). Vysokokoncentrované disperzie vznikali z rozriedených sutinových tokov (typ II). Veľká hrúbka netriedených masívnych zlepenecov a brekcií (od 2–5–7–10 do 25 m) naznačuje dolusvahové hrubnutie a granulometrické zjemňovanie. Ide o najčastejší typ (60–70 %) vrstiev, rozšírený v profile Babkov – Lietavská Svinná, Lietava.

Typ V

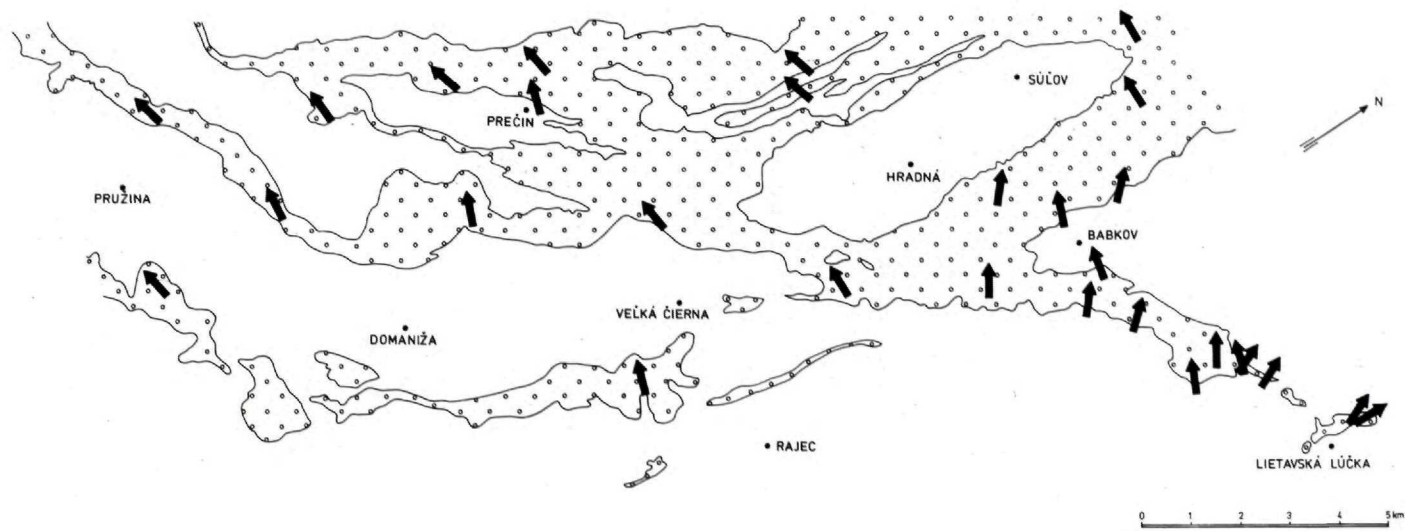
Základné podskupiny zvrstvenia tohto typu predstavujú inverzné, inverzne gradačné a normálne gradačné zlepenca a pieskovce (obr. 5; tab. II, obr. 3, 4; tab. XII, obr. 2) s hrubým koncom. Podiel matrix je menlivý a narastá do vyšších polôh (od 50–100 %) v inverzne i normálne gradačných vrstvách. Sú prípady, keď v inverzne gradačných vrstvách (tab. XI, obr. 1; obr. 5) veľké valúny uviaznu v pieskovej matrix a vzniká bimodálna zrnitostná štruktúra. V inverzne i normálne gradačných vrstvách je tesnenie valúnov na báze vyššie a % matrix zjavne nízke (od 30–50 %), (tab. XII, obr. 2). Vo vrchnej časti gradačných zlepenecov sa vytvára tenká stratifikovaná vrstva pieskovcov (tab. XI, obr. 1) alebo zle vytriedených lamín a pri nízkych koncentráciách toku sa zakladajú Boumlove intervaly, ktoré odrážajú postupný zánik turbulencie. Spravidla s objavením Boumových intervalov T_{c-d} sa pozoruje pribúdanie tenkých pelagických



☞ Obr. 10 Mapa sféricity a zaoblenia valúnov a klastrov súčovských zlepcov východnej vetvy medzi Peklinou, Babkovom a Pružinou.



Obr. 11 Mapa percentuálneho zastúpenia jednotlivých horninových tried súfovských zlepcov



Obr. 12 Mapa prednostnej orientácie dlhých osí A na ploche zlepcových vrstiev a imbrikácie AB plôch valúnov v reze kolmom na vrstevnatosť. Možno pozorovať rotáciu smeru od JV na SZ-Z-ZJ. Systém transportných dráh vymedzuje sklon a očakávaný smer faciálnych zmien i postupný zánik telies.



vrstiev a signalizuje distalitu facií. Vo vrte Peklina vzdialenom 6 km severne od Babkova bolo väčšie % gradačných vrstiev s dobrým tesnením (obr. 9), zaoblením a podpretou kostrou valúnov, čo naznačuje zlepšovanie triediaceho procesu prvých 130 m profilu. Od 180–321 m postupne pribúdalo masívnych bezštruktúrnych vrstiev (typ IV) i zle triedených brekcií (typ II, resp. III, hĺbka 230–242 m). Nakoľko gradačné typy sú rozložené severne – externejšie od masívnych (typ IV – Babkov), možno vysloviť predpoklad, že hrubozrné suspenzie transportujúce štrk a piesok poháňané zotrvačnými a turbiditnými prúdmi obišli (obtiekli) oblasti masívnych brekcií (typ IV) a pokračovali po svahu do nižšie položených miest, ukladajúc normálne turbidity s T_{a-d} intervalmi.

Zvrstvenie, toková transformácia a trend faciálnych zmien

Meniace sa typy zvrstvenia analyzované v súvislejších profiloch (vrt Peklina – obr. 9, profily Lietavská Lúčka, Lietava, Babkov – Svinná – obr. 3, 4, 5) odhalili postupné i radikálne zmeny hydraulického správania a transformácie tokov. V profile vrtu Peklina v bazálnych častiach sa ukladali nekohezívne koncentrované toky (typ IV, menej typ II–III), v horných častiach turbiditné a menej zotrvačné prúdy (typ V a IV). V celom profile boli prítomné vápnité i nevápnité pelagity s T_{c-d} , plastické deformácie diagnostické pre gravitačný transport sutín a suspenzií rôznej granulometrie po svahoch do hlboko položených tichých vôd. S istotou možno predpokladať, že navŕtaná hrúbka fľyšu je len nepatrná časť celkovej hrúbky.

V profile Babkov–Lietavská Svinná dominovali v spodnej a strednej časti nekohezívne hyperkoncentrované suspenzie a toky zrn (typ IV–II) nahor prechádzajúce do gradačných a inverzne gradačných turbiditov sprevádzaných hemipelagickými vložkami i húfmi intraklastov. Smer tokovej transformácie (z laminárnych do turbulentných) bol zistený i meraním imbrikácie dlhej osi A (v ploche AB) valúnov uklonenej proti prúdu (obr. 8) a v priestore Roháč, Kačka, Babkov, Lietavská Lúčka a Peklina prebiehal od J s rozptylom na SZ a S, čo by objasňovalo trendy narastania hrúbky náplavov v západnej vetve súfovských zlepenecov (MARSCHALCO, 1980).

Prítomnosť medzivrstevných pelagitov a hemipelagitov s aglutinovanými spoločenstvami foraminifer je ďalším potvrdením hlbokomorského prostredia vhodného na rozvoj gravitačných tokových mechanizmov na svahoch náplavov. Miera zachovania pelagických vápnitých i nevápnitých fľov závisela od rýchlosti a kontinuity procesu uloženia, od frekvencie, fluktuácie a erozívnej schopnosti zotrvačných tokov. Je dosť dôkazov o tom, že koncentrované toky sutín zrezali a odstránili podložné fľy. Izolované bloky i celé roje roztratených alebo zaoblených intraklastov starších vrstiev (tab. I, obr. 2; tab. IX, obr. 2) sa zachovali vďaka špecifickému typu sedimentárneho procesu (zotrvačné laminárne toky, sutinové toky a koncentrované suspenzie) a preukazujú prítomnosť pelagitov tam, kde medzivrstevné fľovce dnes nie sú.

Intraklasty postupne miznú do najspodnejších obzorov bazálnych vrstiev (od S–J a Z–V), čo nielen ohraničuje provenienciu ostrohranných chaotických hrubozrných brekcií (typ I) od podmorských vejárov (typ II–III–IV–V), ale dovoľuje vyznačiť rozdiely v reliéfe i mimo bazénu. Sutiny hrubozrných brekcií v oddelených telesách budovali svahy blízke sklonu nasýpania, t. j. 28° a vyššie (pre podvodné piesky), ktoré museli byť prevýšené, aby sa zotrvačné toky zrn uvoľnené zosuvmi dostali do pohybu a transformovali do spektra tu opisovaných textúr a štruktúr na podmorských vejároch s nízkym sklonom uloženia (6°) (WALKER, 1975).

Pôvod a zdroj nezrelých sedimentárnych zmesí (sutín a štrkov) a niektoré tektonické úvahy

V zlepencoch a brekciách východnej vetvy existovali dva oddelené proximálne depozičné systémy priľahlé k okraju kontinentu, ktorých zloženie, vnútorná organizácia telies a rozšírenie úzko súviseli s tektonickými procesmi a utváraním sedimentárneho bazénu: 1. svahové sutiny ostrohranných dolomitových brekcií, 2. vejáre (kužeľe) masívnych blokových i gradačných zlepencov a brekcií na báze svahu.

1. Svahové sutiny nemali pozorovateľnú vnútornú organizáciu (typ I), netvorili časti oddelených vejárov, sledovali úpätie svahov v podobe izolovaných klinov a obrúb a splývali v súvislejšie lemy hrubého netriedeného ostrohranného detritu. Akumulácia sutín lokálne dosiahla veľké hrúbky (medzi Čiernou, Domanižou, Briestenným a Pruzinou). Ostrohranné klasty dolomitov nepravidelného tvaru dokazujú lámanie a rozpad často metre hrubých stratigraficky súvislých dosiek dolomitov na menšie bloky a úlomky valúnovej, štrkovej i pieskovej veľkosti. Sutiny boli neustále mobilizované, neboli cementované a pochádzajú zo zlomových zrázov pozdĺž bazénového svahu. Pre nízku zrelosť a väčší objem týchto nánosov bol kritický rýchly zdvih zdroja. Zo súčasných pozorovaní vyplýva (HOWELL-VON HUENE, 1980), že najväčšie výzdvihy po okrajoch bazénov lemovaných transformnými zlomami dosiahli 1–75 m/1000 rokov (počas krátko trvania 100 000 rokov) a v priemere 3–10 m/1000 rokov. Pozdĺž transformných zlomov sa dolomity drvili, vznikali erózne zrúzy, neskonsolidovaný materiál rýchlo narastal, z preťažených hrán sa vykláňal a gravitačne sklzával do panvy. Nestabilitu okrajov sprevádzala seizmicita, ktorá zabraňovala vzniku širokých (viac ako 100 m) pláží, resp. pobrežných terás (SHEPARD, 1960) a iných prechodných prostredí, a preto nemohlo dôjsť k zaobleniu valúnov typickému pre plážové prostredie. Sutinové násypy neutvárali dejekčné kužeľe, niet v nich erózných kanálov a údolí a pri veľkom objeme siahali hlboko do mora až na dno priekopy. Prostredie ich uloženia bolo zároveň kontinentálne i morské. Pri stúpajúcich okrajoch dochádzalo k zdvihu podmorskej časti sutín a konsolidovaný spevnený sediment zväčšoval objem nových gravitačných zosuvov. Možno teda uzavrieť, že rozšírenie a veľkosť svahových sutín ostrohranných dolomitových brekcií bola limitovaná štruktúrno-tektonickou heterogenitou okraja panvy, a nie geomorfologickou aktivitou.

2. Vejáre (náplavové kužeľe) masívnych blokových i gradačne zvrstvených zlepencov a brekcií na báze sklonu predstavovali rozdielny systém usporiadania a stavby vrstvených telies, izolovaných megaklastov, podpornej matrix v transportnom smere. Mali podobu veľkých delt (desiatky km širokých) a plochých stenčujúcich sa klinov (1200–600–300 m) šošovkovitej stavby so zreteľnou vrstevnatosťou. Látkovo i zrnitosťou boli čiastočne podobné svahovým sutinám a násypom, líšili sa genézou, prostredím vzniku a vnútornou organizáciou. Nemožno ich porovnávať s vejármi dnešných kontinentálnych okrajov, v ktorých prevládajú tenké gradačné piesky a silty a sú zbrázdnené hlbokými kanálmi. Koncentrované nekohezívne zmesi štrku a piesku, unášajúce balvany cez nízko sklonené náplavy (6°), vykazujú systém transportných dráh a transformácia tokov (typ zvrstvenia II–III–IV–V) bola výsledkom systematického miešania zrnitostných zmesí s obklopujúcou ich vodou. Vrstvy s hrúbkou až 25 m a balvanmi veľkosti 3 m extrapanvového pôvodu nesenými desiatky km vyžadovali mobilizáciu veľkého objemu materiálu v zdroji. Na to, aby na samom počiatku nastal proces premeny zemského gravitačného zosunu (sutinovej lavíny) na sutinotoky a hyperkoncentrovaný nekohezívny prúd, musel byť uvoľnený veľký objem vody. Jazerá prehradené skalnými zrúteniami v údoliach seizmických horských pásiem predstavujú vyvý-

šené zemské nádrže vody. Pri rúťivých zemetraseniach s 8,5° Richterovej škály (MARSCHALCO, 1988) sa nádrže pretrhnú, resp. ďalšími závalmi sa voda vytesní, mobilizuje a mieša s rozvalenou sutinou, štrkom či balvanmi a vďaka prudkému sklonu údolia transportuje koncentrovaný sediment súčinnosťou tlaku disperzných zŕn, ochromenej turbulencie priamo na podmorské delty sledujúc batymetrickú os priekopy. Brekcioné klasty, prítomnosť slabo opracovaného riečného materiálu, chýbanie morskej fauny, hrubé bezštruktúrne i gradačné, na matrix bohaté vrstvy sú konečným členom sutinových lavín, sutinotokov a pieskotokov kontinentálneho pôvodu. Pri zvýšenej tektonickej aktivite a následnej seizmicite horského regiónu frekvencia transportného procesu rýchlo narastala a deponovali sa hrubé vrstvy bez sprievodných pelagitov.

I keď by sme pripustili, že hrubé riečne dejekčné kužele vnikali na ploché široké pláže (mnoho desiatok km²), prílivovo-odlivové a búrkové vlny sotva premiestnili ostrohranné bloky na veľké vzdialenosti a na širokých plážach s malým uhlom sklonu by sa neinicioval transport väčších gravitačných tokových mechanizmov. Výnimku mohli predstavovať vlny seizmického pôvodu (tsunami), ktoré sú kinetickou energiou schopné strhnúť a zvliecť materiál širokých, nízkych plochých pobreží, ale len na pasívnych okrajoch kontinentu, budovaných jemnozrnným pieskom a siltom. V mobilných horských pásmach so strmým klifom je deštruktívny účinok aj najsilnejších vln (s amplitúdou až 29 m) zanedbateľný, hoci hĺbky mora (spodný batyál – abysál?) boli celkom prijateľné pre generovanie vln seizmického pôvodu.

V súfovských zlepencoch východnej vetvy sa nedokázali stopy prepracovania hrubých bezštruktúrnych masívnych brekcií (typ II–IV) a gradačných vrstiev (typ V) (porovnaj korelácie), čo potvrdzuje, že hrúbka sedimentu jednej vrstvy zodpovedá množstvu neseného materiálu uloženého prúdom na danom mieste. Žiadne znaky premývania ani textúry oscilačných tokov, chrbtové zvrstvenie, hrubozrnné čeriny, šikmé zvrstvenie a iné diagnostické znaky oscilačných tokov z pláží sa nezaznamenali. Charakteristickým sedimentom submarinných delť (vejárov) sú blokové brekcie a zlepenca (typ II a III) s prevahou zle triedenej štrkopieskovej matrix a dezorganizovanou stavbou izolovaných megaklastov. V týchto sedimentoch sa nenašla rigidná „zátk“, t. j. šľovitá matrix s plastickým správaním a s rozptýlenými balvanmi. Možno teda vylúčiť ich suchozemský pôvod a uloženie na aluviálnych kužeľoch. Paleontologické zvyšky týchto blokových brekcií, ako sú zmiešané fauny, borované valúny a intraklasty nasvedčujú, že rýchle lavíny sutín pretrhli pláž a zmiešané s vodou transportovali náklad v podobe zotrvačných tokov zŕn priamo na podmorské delty. Zatiaľ nevieme posúdiť, či súfóvské zlepenca východnej vetvy vytvárali jeden alebo dva veľké náplavové kužele (delty), alebo bočne splývajúce vejáre rôzneho veku organizované vedľa seba i nad sebou. Štruktúrno-sedimentologický výskum objasní otázku, či presun depocentier podmienili ľahové sily v čelách podložných príkrovov panvy.

Záver

Súfóvské zlepenca východnej vetvy sú sedimentárne zmesi širokého radu ostrohranných a zaoblených zŕn – od jemnozrnného piesku, štrku až po balvany 1–2 m, výnimočne 4 m v priemere. Vyše 60 % z celkového objemu tvoria hrubé vrstvy (2–25 m) s bezštruktúrnou, negradačnou, dezorganizovanou vnútornou stavbou a s izolovanými valúnami a blokmi podopieranými pieskovo-štrkovou matrix. Objemné vrstvy zlepenčov, zvyčajne hrubšie ako 1 m s klastami 1–2 m veľkými pohybujúcimi sa 15 i viac km,

vyžadovali mobilizáciu značného množstva materiálu v zdroji, vysokú kompetenciu a transportnú schopnosť tokov. Pozitívna korelácia veľkosti najväčších klastov s hrúbkou vrstiev naznačuje, že množstvo materiálu transportovaného a deponovaného prúdom zodpovedá pôvodnej hrúbke vrstiev bez následnej erózie a preplavenia. Charakteristické ohraničenie vrstiev bolo rovné, ostré kontakty sú sledovateľné stovky m, prípadne amalgované. Erozívne javy, nesúhlasný povrch, korytá a rozmyvy zodpovedajúce ostrosti zmien a tokom nesúcim bloky neboli pozorované, i keď roje zaoblených intraklastov siltovcov a pieskovcov (od cm do 1-m veľkosti) boli erodované.

Plytkomorské biotopy, vápence s makroorganizmami sa nenašli v sprievode zlepcov, výnimočne sa vyskytli bloky koralových, litotamniových i numulitových vápencov predtým existujúcich hornín, izolované v zlepcoch a brekciách obklopených pelagickými a hemipelagickými fľovcami a asociáciami aglutinancií hlbokomorského pôvodu. V zlepcoch chýbali textúry plytkomorských šelfov, šikmé, chrbtové (hummocky), šípové (herringbone) zvrstvenie, hrubozrnné čeriny, stopy po vysychaní. V tenkých pieskovcoch turbiditového typu sa objavili ichnofosílie dosahujúce flyšový batyál.

Z hydraulických znakov sme dedukovali podporné mechanizmy unášajúce a depozujúce malé i veľké klasty, koncentráciu, fluiditu, tokový režim i trend transformácie tokov na základe štúdia sedimentárnych textúr a typov zvrstvenia. Podľa nich sme vyčlenili dva druhy oddeleného proximálneho prostredia uloženia zlepcov: 1. svahové sutiny po úpäť tektonicky nestálych, strmo uklonených zrázov; 2. vejáre bezštruktúrnych, blokových i gradačných zlepcov a brekcií tvaru veľkých, plochých delt s nízkym uhlom sklonu (6° – 8°).

Analýza vrstiev, zvrstvenia a sedimentárnych textúr preukázala päť dominantných typov líšiacich sa organizáciou, tesnením, triedením, stavbou klastov vo vzťahu k matri, k smeru transportu, a najmä k smeru nasýpania a uloženia.

Typ I: Zle triedené hrubozrnné brekcie obklopené jemnozrnnou sutinou (s 1–2 % slabo zaoblených zrn) a nevrstevnatou stavbou sú sedimenty sutinových lavín. Uhol svahu hruboklastických sutín prevyšujúci prirodzený sklon nasýpania hrubého piesku (28°) sa neustálou aktivitou zlomov zvyšoval a spúšťal lavíny až na dno priekop. Voda v póroch, nesená s pevnými časticami, podporovala transport úlomkov. Klasty majú stopy po lámaní väčších blokov a pochádzajú zo zlomových zrázov, puklín a systémov transportných zlomov. Miestami veľmi hrubé svahové sutiny netvorili ploché vejáre piedmontného typu a neprechádzali do nich, neobsahovali fľovitú matri, ale vytvárali násypy lemujúce priľahlé časti nestabilných seizmotektonických okrajov priekop. Rozšírenie tohto typu brekcií vďačí kombinácii tektonicko-sedimentárnych procesov. Tvoria 10–30 % zloženia súľovských zlepcov východnej vetvy.

Rozdielny typ stavby telies, megaklastov, organizáciu v podpornej matri mali deltové vejáre (náplavové kužeľe) s nízkym sklonom a plošnou rozlohou. Tvoril ich široký rad zrn od jemnozrnného piesku (typ V), štrku (typ IV–V), po bloky až balvany (typ II–III) a procesov v rozsahu od sutinových lavín, sutinotokov (typ II–III–?IV), zrnatokov po vysokokonzentrované nekohezívne toky zrn (typ IV–V) a turbiditné prúdy (typ IV–V).

Typ II: Významným reprezentantom zastupujúcim vyše 10 % objemu zlepcov východnej vetvy boli zle triedené brekcie a zlepence s izolovanými megaklastami (30–150 cm), s veľkou hrúbkou telies (max. 25 m), bez vnútornej stratifikácie, trakčných textúr, rozmyvov a bez ostrého ohraničenia vrstiev. Megaklasty sú roztratené v hustej nekohezívnej pieskovo-štrkovej matri, alebo sa koncentrujú k povrchu. Sú nadnášané, podporované a zdvíhané hyperkonzentrovanou sedimentárnovodnou pieskovcovo-štrkovou matri, ktorá v predchádzajúcej fáze toku mohla mať kohezívny

charakter (napr. sutinová lavína, sutinotok). Znaky, ako sú brekcionované klasty dolomitov a nízkozaoblený riečny materiál naznačujú, že rýchle zotrvačné toky zŕn (sutinové lavíny) pretrhli pláž (balvany s litofágmi), zväčšili svoj objem a uložili náklad na podmorský vejár. Pri vysokých rýchlostiach suspenzovaného nákladu nebol čas na vytvorenie trakčných sedimentárnych textúr, brekcia má chaotickú stavbu a fázu „zmrazenia“. Balvanové brekcie vznikali procesom tokovej transformácie zo sutinových lavín – sutinových tokov nekohezívneho typu. Nakoľko neobsahovali fľovú substanciu, ich odolnosť voči šmyku bola funkciou extrémnej koncentrácie zŕn, disperzného tlaku, a nie kohézie. Diametrálne sa líšia od bahnotokov s prevahou fľu (pebble mudstones) a hustých kašovitých prúdov suchozemských podmorských kužeľov.

Typ III: Chaotické, zle triedené intraformačné blokové brekcie a zlepenca s intraklastami fľošových pelagitov a s blokmi plytkomorských vápencov. Vrstvy 2–50 m hrubé, vložené medzi jednotky gradačného fľyšu, mali veľkú stálosť (8 km) a izolované megaklasty max. 3 m veľké podopierala matrix zložená z piesku a štrku. Našli sa náznaky obrátenej gradácie klastov, zdvíhanie väčších k povrchu, až prečnievanie do naloženej čiapky negradačných pieskovcov. Osobitosťou boli intraklasty fľovcov ostrohranných tvarov, vytrhnuté z podložných pelagitov. Genetický a štruktúrny rozdiel s predošlým typom II nie je, odlišnosti sú v stratigrafii a nízkej frekvencii výskytu fľošových megacyklov.

Typ IV: Najčastejším sedimentom plochých vejárov boli vrstvy (2–25 m) masívnych bezštruktúrnych zlepenecov a brekcií s nepodopretou kostrou, s nesúvisle rozhádzanými valúnmi a úlomkami (až vyše 50 cm) v prevládajúcej štrkovo-pieskovej matrix. Koncentrácia hrubších klastov do nesúvislých káps a zvrátených štruktúr sčasti poukazuje na rozpadávajúce sa jadro (duktilnú zátku) sutinotokov transformujúcich sa do vysokokonzentrovaných nekohezívnych tokov zŕn. Miešanie s obklopujúcou vodou sprostredkovalo schopnosť nezávislého pohybu zŕn (turbulenciu), triedenie (gradáciu hrubého konca) plochých valúnov aj orientáciu podľa dlhej osi (imbrikáciu). Masívne zlepenca a brekcie sa podieľali 60 % na stavbe náplavov.

Typ V: Posledným členom spektra sedimentárnych gravitačných tokov sú inverzné a normálne gradačné vrstvy zlepenecov i brekcií s premenlivým, k vrchu sa zvyšujúcim podielom pieskovcovej, resp. pieskovcovo-štrkovej matrix. Tesnenie valúnov pri báze utváralo podpornú kostru s nízkym obsahom matrix (30 %). Inverzná a normálna gradácia sú produktom hustých turbiditných prúdov. S klesajúcou koncentráciou sa vo vrchnej časti vrstiev zakladajú série paralelných a prúdovo-čerinových lamín, ktoré odrážajú podmienky postupného zániku turbulencie. Pribúda pelagických vložiek a ichnofosílií. Gradačné typy prítomné v stropových častiach súľovských zlepenecov prechádzajú do hlbokomorského fľyšu a sú produktom finálnej premeny koncentrovaných turbulentných prúdov delených na podložnú hustú (laminárnu) a nadložnú rozriedenú turbulentnú časť.

Vymedzené typy vrstiev a zvrstvenia zdôrazňujúce dynamiku tokov sú vertikálne i laterálne rozložené takto: po jv. okraji východnej vetvy súľovských zlepenecov (Pružina, Domanižská Lehota, V. a M. Čierna) sa rozprestiera typ I. Výplň domanižsko-pružinskej fľošovej panvy sprostredkujúajú typy III–V. Západné pásmo breznianskej synklinály (Kačka, Roháč, Lietavská Závada, Peklina) vyplňajú typy II a IV a sčasti typ V. Po východnom okraji v pásme Babkov, Lietava, Lietavská Lúčka prevládajú typy IV a II, sčasti typ V.

Nízka zrelosť a veľký objem sedimentárno-gravitačných tokov boli iniciované tektonicko-seizmickou aktivitou zdroja. Chýbajúce štruktúry a textúry plytkomorských oscilačných prostredí i brekcionované a ostrohranné klasty dokazujú priamy vstup

materiálu z priľahlých horských pásiem na ploché, široké (10–20 km²) delty s nízkym sklonom (6°–8°) náplavov nezbrázdnených kanálmi. Bol vyslovený názor, že veľký objem sutinových sedimentov (hrúbka vrstiev 10–25 m) bol mobilizovaný v údoliach seizmických horských pásiem pretrhnutím jazier, pôvodne prehradených skalnými zrúteniami (MARSCHALCO, 1989) pri extrémne silných zemetraseniach. Unášacia schopnosť hustých koncentrovaných zotrvačných tokov, ich hrúbka a rýchlosť fixovaná v zázname sedimentárnych štruktúr a textúr dáva predpoklad na názor, že súfóvské zlepence predstavujú zvláštny prípad eventovej sedimentácie, úzko zviazanej seizmotektonickou aktivitou mobilného horského pásma s priľahlou priekopou. Hĺbku priekopy dokazujú pelagické a hemipelagické ílovcové vložky. Dno dosiahlo podľa masového výskytu rhabdamminovo-dendrophryových aglutinovaných spoločenstiev spodný batyál (1650–2250) (schéma JONESA-CHARNOCKA, 1985), resp. abysál pod CCD (v eocéne 3300–3600 m; BERGER-VON RAAD, 1972). Rýchlosť subsidencie nevplyva na objem, materiálové zloženie a procesy umožňujúce transport a depozíciu zostávajú nezmenené a stále. Rýchlosť zapĺňania a presun depocentier dokumentovaný zmenou hrúbky riadila seizmotektonická mobilita zdrojov a ťahové sily pôsobiace v čele príkrovov v podloží sedimentárnej panvy.

Interpretácia priameho vstupu hruboklastického detritu do batyálnych hĺbok nevyučuje možnosť vplyvu kolísania hladiny mora, ktoré modifikovalo areály svahových sutín tektonicky nestabilných okrajov panvy. V paleocéne a spodnom eocéne dosiahol pokles hladiny podľa SHAMUNGAMA a MAIOLU (1981) 100–200 m. Povaha takýchto oscilácií mala globálny charakter a ich rýchlosť bola príliš pomalá v porovnaní s tektonickými pohybmi.

Literatúra

- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Verlag Slov. Akad. Wissen, 1–188.
- ANDRUSOV, D. – KUTHAN M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (431/2). Práce Štát. geol. Úst. (Bratislava), 10, 1–196.
- BERGER, W. – VON RAAD, U., 1972: Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. In: HAYES, D. E. – PIMM, A. C. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 14, 787–954.
- BORZA, K. – KÖHLER, E., 1964: Poznámky k paleogénnym zlepencom pri Poluvsí (Rajecká kotlina). Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 1, 3–7.
- FISHER, R. V., 1983: Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology* (Boulder), 11, 273–274.
- HOWELL, D. G. – VON HUENE, R., 1980: Tectonics and sediment along active continental margins. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course. (San Francisco).
- JONES, R. W. – CHARNOCK, M. A., 1985: Morphogroups of Agglutinating Foraminifera, their Life position and Feeding habits and Potential applicability in (Paleo)ecological Studies. *Rev. Paléobiol.* (Genève), 4, 2; 311–320.
- KÖHLER, E., 1976: Grossforaminiferen und Stratigraphie des Paläogens des Rajec und Turiec-Kessels (Westkarpaten). *Náuka o zemi, Sér. geol.* 5, Verlag Slov. Akad. Wissen., Bratislava, 1–87.
- KŚIAZKIEWICZ, M., 1977: Trace fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. *Paleont. pol.* (Warszawa), 36, 199–208.
- KUENEN, P. H., 1956a: Experimental abrasion of pebbles. 1. Wet's and blasting. *Leidse geol. Meded.* (Leiden), 20, 141–147.

- KUENEN, P. H., 1956b: Experimental abrasion of pebbles. 2. Rolling by current. *Geol.* (Chicago), 64, 336–368.
- LOWE, D. R., 1982: Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 52, 279–298.
- MARSCHALCO, R., 1962: Ročná správa o geologickom mapovaní paleogénu na liste Pružina. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARSCHALCO, R., 1968: Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the paleogene Flysch of Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 19, 69–94.
- MARSCHALCO, R., 1973: Boulder beds in Flysch and reconstruction of their transport mechanism on the basis of sedimentary structures (Inner Carpathian Paleogene Flysch of the Kamenica structural zone), *Proceedings X Congress Carp. Balcan. Geol. Assoc., Sect. II, Sedimentology.* Bratislava, 113–122.
- MARSCHALCO, R., 1980: Evolution of Paleocene – Lower Eocene Trough on contact between Pieniny klippen belt and Central West Carpathian block (on example of Súľovské vrchy Hills). *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 31, 4, 513–521.
- MARSCHALCO, R., 1989: Seminár: Náhle udalosti v sedimentácii bazénov karpatskej geosynklinály, ich význam pre stratigrafiu, tektoniku a geodynamický vývoj. *Miner. slov. (Sp. N. Ves)*, 4, 21, 384.
- MARSCHALCO, R. – KYŠELA, J., 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a maňinskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* (Bratislava), 6, 7–79.
- MIHAILESCU, N., 1965: Diagramme concernant le nombre de mesures necessaires aux etudes morphometriques. *Rev. Géol. Géogr.* (Bucarest), 9, 31–41.
- POSTMA, G., 1986: Classification of sediment gravity – flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology (Boulder)* 14, 291–294.
- SALAJ, J., 1991: Sladkovodné vápencové horizonty v súľovských zlepenkoch pružinskej oblasti a ich význam pre paleograficko-tektonický vývoj územia. *Miner. slov. (Sp. N. Ves)*, 23, 215–222.
- SALAJ, J. – KYŠELA, J. – GAŠPARÍKOVÁ, V. – BEGAN, A., 1978: Dán a mont maňinskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 70, 57–81.
- SAMUEL, O. – BORZA, K. – KÖHLER, E., 1972: Microfauna and litostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the middle Vah valley (West Carpathians). Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 1–246.
- SAMUEL, O. – SALAJ, J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 1–232.
- SHANMUGAN, M. – MOIOLA, R., jr., 1981: Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. *Geology (Boulder)*, 10, 231–235.
- SHEPARD, F. P., 1963: *Submarine geology.* Harper & Row, New York, 1–557
- ŠALAGA, I. – BORZA, K. – KÖHLER, E. – SAMUEL, O. – SNOPOKOVÁ, P., 1976: Hydrologické vrty v rajeckej a súľovskej oblasti. *Region. Geol. Západ Karpát* (Bratislava), 7, 1–85.
- ŠTÚR, D., 1860: Bericht über die geologische Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. Geol. Reichsanst. (Wien)*, XI.
- WALKER, R., G., 1975: Generalized Facies Models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Amer. Bull.* (New York), 86, 737–748.
- WINKLER, W., 1984: Rhabdammina-fauna: what relation to turbidites? Evidence from the Gurnigel-Schlieren flysch. *Benthos 83: 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau and Bordeaux)*, 611–617.

Sedimentology of Súřov Conglomerates eastern branch

Summary

The Súřov Conglomerates of the eastern branch are sedimentary mixtures of various angular and rounded grains ranging from fine-grained sand, gravel to boulders as much as 1–2 m, exceptionally even 4 m in diameter. Thick beds (2–25 m) of massive, non-graded, disorganised structure composed of isolated pebbles and blocks surrounded with sandy-gravelly matrix account for more than 20–60 % of the total volume. The voluminous conglomerate beds, whose thickness usually exceeds 1 m and clasts are 1–2 m in size, were transported for at least 15 km, which required great mobilization of the material from its source and, high competence of flows. The positive correlation of the largest transported clasts with the thickness of the beds indicates that the amount of the transported and deposited gravity flows corresponds to the original bed thickness without subsequent erosion and redeposition. The contacts between the individual beds are mostly sharp, even, running for hundreds of metres or are amalgamated. Erosional phenomena, discordant surfaces, channels and scours conformably to abrupt changes flows carrying blocks have not been noted, although swarms of rounded mudstone, siltstone and sandstone intraclasts (cm to 1 m in size) were eroded.

The conglomerates are not accompanied by shallow-marine biotopes, limestones with macro-organisms, but there occur rare blocks of coral, lithotamnia as well as nummulite limestones from pre-existing rocks isolated in the conglomerates and breccias surrounded with pelagic and hemipelagic mudstones with bathyal agglutinated assemblages. The conglomerates are devoid of shallow-marine shelf structures; cross, hummocky and herringbone bedding; coarse-grained ripple-marks or drying shrinkage marks. Thin turbidite-type sandstones contain ichnofossils attaining as low as flysch bathyal.

Hydraulic signs identified by the study of sedimentary structures and bedding allowed us to assume the dominant particle-support mechanisms which caused transport and deposition of small as well as large clasts, concentration, fluidity, flow regime and trend of the flow transformation. Two separate proximal depositional environments of the conglomerates have thus been determined: 1. Talus deposit at the foot of tectonically unstable steep slopes, 2. Fans of structureless blocky as well as graded conglomerates and breccias laid down in large flat deltas dipping at 6°–8°.

The analysis of beds, bedding and sedimentary structures proved the existence of five dominant types differing in their organization packing density, sorting, structure of their clasts in relation to matrix as well as direction of transport, and deposition.

Type I: Poorly sorted coarse breccias surrounded with fine-grained debris (containing 1–2 % of slightly rounded grains) without signs of stratification are deposits of debris avalanche. The slope angle of the coarse-clastic debris exceeding the angle of natural dip for coarse sand (28°) gradually increased due to continued fault activity and triggered avalanches heading for the through floor. Pore water in the transported solid debris supported their movement. The clasts bear signs of breaking down from larger blocks and came from fault scarps and systems of transform faults. Locally very thick talus did not form, nor passed into flat piedmont-type fans, does not contain clayey matrix and forms banks fringing adjacent parts of the unstable seismotectonic margins of the troughs. Thanks to tectonosedimentary processes, such breccias are widely distributed here, accounting for 10–30 % of the volume of the Súřov Conglomerates in the eastern belt.

Flat, small deltaic deep sea fans had different structure of their bodies, megaclasts and matrix organization. They consist of a wide spectrum of grains ranging from fine-grained sand (type V) and gravel (type IV–V) to blocks and boulders (type II–III). The processes of their formation were also different: from talus avalanches, debris flows (types II–III–?IV), grainflows to highly concentrated noncohesive grain flows (type IV–V) and turbidity currents (type IV–V).

Type II: Poorly sorted breccias and conglomerates with isolated megaclasts accounted for more than 10 % of the total volume of the eastern-branch conglomerates. Their beds were as much as 25 m thick, contained megaclasts 30–150 cm large and were devoid of mutual stratification,

tractional structures, washouts and sharp bedding planes. The megaclasts are scattered in a thick noncohesive sandy-gravelly matrix or are concentrated near the surface. They are buoyed up, supported and lifted by a hyperconcentrated sediment-forming sandy-gravelly matrix which, in the foregoing flow stage, might have been of cohesive character (e.g. talus avalanche, debris flow). Signs such as brecciated dolomite clasts and poorly rounded fluvial material suggest that rapid inertial grain flows (talus avalanches) rushed through a beach (boulders with litofagus) increased their volume and deposited their load onto a submarine fan. The dense suspension load moved so quickly that there was no time to form sedimentary tractional structures. The breccias have a chaotic structure and a "freezing" stage. Blocky breccias were formed through flow transformation from talus avalanches – debris flows of noncohesive type. As they contained no clayey substance, their resistivity to slip was a function of extreme grain concentration, dispersion pressure and not of cohesion. They are strikingly different from pebble mudstones and dense mudflows of terrestrial submarine cones.

Type III: Chaotic, poorly sorted intraformational blocky breccias and conglomerates with intraclasts of flysch pelagites and with blocks of shallow-marine limestones. The 2–50 m thick beds intercalated in gradational flysch are very persistent (8 km) and isolated megaclasts up to 3 m large are supported by sandy and gravelly matrix. There are signs of inverse sely graded beds, large clasts occur near the top of bed or even protrude into the overlying nongraded sandstones. A noteworthy feature is angular mudstone intraclasts ripped off from underlying pelagites. Although genetically and texturally identical with type II, there are differences in the stratigraphy, intraclasts (nimmulitic limestones) and lesser frequency of flysch megacycles.

Type IV: Flat fans were largely composed of beds (2–25 m) of massive, structureless conglomerates and breccias with unsupported framework and discontinuously scattered pebbles and fragments (over 50 cm) in the predominant gravelly-sandy matrix. Coarser clasts concentrated in discontinuous pockets and whirled structures partly suggest a breaking down core (ductile plug) of debris-flows transformed into highly concentrated cohesionless grainflows. Mixture with surrounding water caused independent movement of grains (turbulence), sorting (coarse-end grading) as well as orientation of flat pebbles along the long axis (imbrication). The massive conglomerates and breccias frequency for more than 60 % of the deposited fan material.

Type V: The last member of the spectrum of the sediment gravity flows are inverse as well as normal graded conglomerate and breccia beds with variable contents of sand and/or sandy-gravelly matrix whose percentage increases towards the top of the bed. The pebble sealing near the base formed a supporting framework with a low content of matrix (30 %). Both inverse and normal gradings are products of dense turbidity currents. They gave rise to series of parallel and current-ripple laminae becoming rarer towards the top of the beds which reflect waning of turbulence. Pelagic intercalations and ichnofossils became more abundant. Graded types present in the top parts of the Súřov Conglomerates pass into deep sea flysch and resulted from flow transformation of high concentration turbidity currents divided into a dense (laminar) and an overlying diluted (turbulent) part.

The identified types of beds and bedding reflecting the flow dynamism are vertically and laterally distributed in the following manner: Type I occupies the SE rim of the Súřov Conglomerate eastern belt (Pružina, Domaniřská Lehota, V. and M. Čierna). The Domaniřa – Pruřina flysch basin is filled with types III–V. The western tract of Brezany syncline (Kečka, Roháč, Lietavská Závada, Peklina) is occupied with types II and IV and partly also type V. The eastern margin between Babkov and Lietavská Lúčka is dominated by types IV and II and partly also type V.

The low maturity and large volume of the sediment gravity flows reflect the source's tectono-seismic activity. The absence of structures and textures of shallow-marine (oscillation) environments as well as brecciated and angular clasts suggest that the material came directly from adjacent mountain ranges and was laid down on wide (10–20 km²), flat deltas dipping at 6–8°, without channels. MARSCHALCO (1989) assumes that the large volume of debris sediments (the beds are 10–25 m thick) was mobilized in valleys of seismic mountain ranges when lakes dammed by earlier rockslides poured downslope during extremely strong earthquakes. The transporting capacity of dense cohesionless flows, their thickness and speed recorded in the

sedimentary structures and textures indicate that the Súfov Conglomerates are a special case of event sedimentation closely associated with seismotectonic activity of a mobile mountain range and an adjacent through. The through depth can be inferred from the presence of pelagic and hemipelagic mudstone intercalations. Abundant *Rhabdammina* – *Dendrophrya* agglutinated assemblage suggest that the floor depth reached lower bathyal (1650–2250 m) (scheme after JONES – CHARNOCK, 1985) and/or abyssal below CCD (in Eocene – 3300 to 3600 m, BERGER – VON RAAD, 1970). The rate of deposition did not affect the volume and material composition, and processes which gave rise to the transport and deposition remained unchanged and constant. The deposition rate and shift of the depocentres now reflected in changing thicknesses of the sediments were controlled by seismotectonic mobility of the sources and tensile zones in nappe fronts in the basement underlying the sedimentary basin.

Direct influx of coarse-clastic detritus into bathyal deep may have resulted from oscillations in sea level which modified the areas of slope talus accumulation at the tectonically unstable margins of the basin. According to SHAMUNGAM–MAIOLA (1981), the sea level dropped by 100–120 m in the Paleocene and Lower Eocene. These oscillations occurred worldwide and their rate was too slow in comparison with tectonic movements.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I–XII

Tab. I

Obr. 1 Transverzálny rez náplavovým kužeľom s dobre viditeľným ohraničením, rovným ostrým kontaktom vrstiev, sledovateľný desiatky m. I keď zmeny v hrúbke vrstiev, veľkosti transportovaných úlomkov i nedokonalé triedenie zodpovedajú ostrošti zmien v energii tokov, erózne javy, rozmyvy a kanály sa nepozorovali. Lietava.

Obr. 2 V detailnom pohľade vyššej časti predošlého profilu vidieť laterálnu stálosť vrstiev a zaoblené intraklasty (dutiny v druhej a tretej vrstve odspodu). V strope hrubých vrstiev sú tenké čiapočky hrubozrnných pieskovcov a na báze dolomitové megaklasty (porovnaj obr. 7). Lietava.

Tab. II

Obr. 1 Opakované tenké vrstvy gradačných zlepcov utvorené trakčným kobercom vertikálne narastajú, ostro prechádzajú do bezštruktúrnej brekcie s nedokonalým triedením a s rojom intraklastov (typ IV). Lietavská Závada.

Obr. 2 Vrchná časť bezštruktúrnej vrstvy oddelená sériou hrubo laminovaných jemnozrnných pieskovcov utváraných z rozriedenej turbulentnej disperzie pôvodne sutinového toku (porovnaj tab. IV, obr. 1). Ide o transformáciu toku ako dôsledok zmeny koncentrácie zŕn a náhleho spomalenia na zalomení svahu. Šuja.

Obr. 3 Masívna vrstva so zrnom štrkovej veľkosti pokrytá nelaminovanou vrstvičkou homogénneho jemnozrnného pieskovca prechádzajúca do inverzne gradačného zlepenca (typ V). Lietava.

Obr. 4 Vrchná časť náplavového vejára na prechode do flyšu tvorená inverzne gradačnými zlepcami, normálne gradačnou a masívnou vrstvou (typ V). Lietava.

Tab III

Obr. 1 Spodná masívna brekcia (typ IV) s vyšším percentom matrix a s hrubšími klastami, rozmiestnenými voľne a nepravidelne. Vrchná bezštruktúrna brekcia s vyšším tesnením hrubých úlomkov (podopretá kostra zŕn) a nízkym percentom matrix. Uloženie bolo náhle a priamo zo sedimentárno-pieskovej disperzie (bez sprievodných trakčných textúr a trakčného koberca), udržiavanej vďaka disperznému tlaku zŕn. Ostrá zmena granulometrie, rovný a ostrý kontakt a neprítomnosť pelagickej vrstvy poukazujú na to, že išlo o oddelené toky s pulzáciou sedimentárneho procesu a v krátkej časovej následnosti. Babkov.

Obr. 2 Koncentrácie hrubších zŕn na báze masívnych pieskovcových vrstiev naznačujú náhle spomaľujúce toky hustého nekohezívneho sedimentu, ktoré strácali schopnosť udržať disperzný tlak hrubších zŕn (valúnikov). Lietava.

Tab. IV

Obr. 1 Balvanovité brekcie tmelené hrubozrnnou základnou (štrkovou) matrix. Megaklasty dolomitov a vápencov od zaoblených po ostrohranné sa nedotýkajú, sú roztratené s nepravidelnou distribúciou. Poukazujú na transport v hustom jadre nekohezívneho sutinového prúdu (typ II). Vo vrstve niet na báze trakčných textúr. Pohyb hmôt sa dial z pevniny cez úzky ťelš na podmorský náplavový vejár (zalomený podmorský svah). Pri náhlej zmene rýchlosti sa uložil hrubý náklad (bloková brekcia), v nadloží pokračoval hustý nekohezívny tok s vysokým disperzným tlakom a záverečná rozriedená turbulentná časť. (Porovnaj s tab. II, obr. 2.) Šuja.

Obr. 2 Slabo opracovaný vápencový blok navŕtany litofágmi preukazuje, že počiatočný pohyb sutiny pretrhol pláž a pokračoval do hlbšej časti panvy s nákladom ostrohranných balvanov z pevniny. Šuja.

Tab. V

Obr. 1, 3 Príklady zmien zrnitosti, triedenia i stavby rôzne koncentrovaných disperzií (1). Slabý náznak imbrikácie zaoblených klastov v jemnozrnnnej (štrkovej) matrix nekohezívnych tokov zŕn. Miešanie s vodou sprostredkovalo schopnosť nezávislého pohybu zŕn (turbulenciu) aj orientáciu (3) plochosťpvcovitých valúnov podľa dlhej osi (imbrikáciu). Ide o transformáciu z vysokokonzentrovanej disperzie (typ IV) do turbulentného štádia (typ V), o tzv. povrchovú transformáciu toku Fishera. Lietava.

Obr. 2 Masívna brekcia (zlepenc so slabo podopretou kostrou hrubých zŕn). Ostrohranné úlomky v prevahe nad zaoblenými boli unášané zotrvačným tokom (typ IV), sú znakom rýchleho transportu a nízkej zrelosti. Tento typ sa podieľa 60 % na celkovom objeme vrstiev východnej vetvy súľovských zlepencov. Lietava.

Obr. 4 Rozptyl, ostrohranných klastov v pieskovcovej matrix preukazuje nadnášanie zŕn disperzným tlakom, a nie kohéziou sedimentárnovodnej matrix. Uloženie bolo rýchle a priamo zo suspenzovaného sedimentu (typ IV). Lietavská Lúčka.

Tab. VI

Obr. 1 Rovné až slabo zahnuté rúrky (4–5 mm hrubé) utvárajú sieťové obrazce nepravidelných pravouholníkov na spodnej ploche vrstiev. Ichnofosília *Megagraption irregulare* (KŚIAZKIEWICZ, 1961). Medzi Roháčom a Hlbokým.

Obr. 2 Široké (1,5 cm), prečnievajúce meandrovite zahnuté stopy na spodnej strane turbiditu. Typ *Taphrohelmintopsis plana* (KŚIAZKIEWICZ). Roháč.

Tab. VII

Obr. 1 Zaoblený valún krehkého dolomitu. Po zrážke takýchto valúnov vznikajú ostrohranné úlomky. Bežný výskyt a prítomnosť veľkých valúnov (nad 50 cm) rozptýlených v koncentrovaných tokoch zŕn (typ II–III–IV–V) však dokazuje unášaciu schopnosť a laminárny charakter takýchto tokov. Lietava.

Obr. 2 Ostrohranný brekciovaný klast vznikol drvením dolomitov na plochách zlomov a pri uvoľňovaní sutinových lavín. Klasty sú nesené a nadnášané ostrohrannou sutinou podobného zloženia (typ I). Domaniža.

Tab. VIII

Obr. 1 Zle triedené bloky a balvany slabo zaoblených a ostrohranných dolomitov a vápencov s nepravidelnou (chaotickou) orientáciou. Balvany sú mierou kompetencie sutinového toku. Zdvihovú silu blokov obstarávala koncentrovaná sedimentárnovodná matrix v hustom jadre (v duktilnej zátk) toku (typ II). Malá Čierna.

Obr. 2 Masívny netriedený zlepenec (alebo) brekcia s nepodopretou kostrou klastov a prevažujúcou zložkou pieskovej matrix, ktorej podiel sa zvyšuje smerom nahor. Klasty sa nedotýkajú a sú rozšírené po celej vrstve. Orientácia klastov je nezreteľná, skôr chaotická. Tvorenie trakčných textúr ani stratifikáciu sme nepozorovali (typ IV). Zárez potoka Babkov = Lietavská Svinná.

Obr. 3 Dezorganizovaná stavba sutinových lavín. Brekcie so širokým rozsahom klastov (od piesku po bloky až balvany) s nízkym podielom zaoblených zŕn (1–2 %). Tesnenie klastov sa mení od podopretej kostry po masívne až chaotické usporiadanie (typ I). Brekcia postráda vnútornú vrstevnatosť. Hrubozrnné sedimenty nemali fľovitú matrix a sutinová lavína potrebovala prudký svah na prekonanie vnútorného trenia hrubých ostrohranných klastov. Opustené lomy medzi Briestným a Pružinou.

Obr. 4 Masívne, zle triedené brekcie flyšu domanižsko-pružinskej depresie (typ III). Izolované megaklasty dolomitov a vápencov (i intraklastov) dvíhané do vrchnej časti prečnievajú do nadložného hrubozrnného sedimentu. Počas transportu boli nadnášané silou pevnosti koncentrovanej štrkopieskovej matrix. Orientácia klastov je nepravidelná, strmo uklonené bloky sa uložili náhle, en mass a „zamrzli“. Vrstva dosahujúca hrúbku 25 m bola vložená do hlbokomorských gradačných turbiditov. Pružina, 400 m severne od kaplnky.

Tab. IX

Obr. 1 Masívne beztextúrne zlepenec s prevahou štrkovej matrix so slabým triedením. Zaoblené klasty so zjavnou tendenciou k imbrikácii. Schopnosti triediť a ukladať zrno pri zrne sú prejavom riedenia koncentrovaných tokov zŕn s obklopujúcou vodou (typ IV). Zárez potoka Babkov – Lietavská Svinná.

Obr. 2 Masívne zlepenec a brekcie s nízkym triedením valúnov a bez podopretej kostry. Hrubší materiál sa miestami koncentruje do hniezd. Intraklasty dolomitových bahnovcov zanechávajú dutiny a otvory po ich vyvetrávaní (typ IV). Babkov.

Obr. 3 Gradačne zvrstvená báza zlepenca s triedením a vyšším tesnením úlomkov a valúnov. Uloženie nastalo priamo z koncentrovanej disperzie za vysokých rýchlostí toku a nebolo času na utváranie trakčných textúr na báze (typ IV). Babkov.

Obr. 4 Gradácia klastov „hrubého konca“ sa utvára priamo z neturbulentného toku zŕn riedením disperzie vodou. Babkov.

Tab. X

Obr. 1 Súfovská brekcia. Štruktúra dolomitových a vápencových ostrohranných klastov podopretá jemnozrnnou siltovou (dolomitovou) matrix. Koncentrovaný zotrvačný tok rýchlo uložil nezrelú sutinu (typ IV). Lietavská Lúčka.

Obr. 2 Obruby okolo dolomitových úlomkov a dutiny sú výsledkom účinku mineralizovaných vôd v brekcii. (Porovnaj obr. 9).

Tab. XI

Obr. 1 V hornej časti inverzne gradačnej vrstvy je prevaha pieskovej matrix, v ktorej uviaznu väčšie valúny, čím vzniká bimodálna zrnitostná štruktúra. Vo vrchnej časti sa utvárala tenká stratifikovaná vrstva pieskocov s prúdovo-čerinovou lamináciou, odrážajúca klesajúcu koncentráciu i postupný zánik turbulencie prúdu. Vrt Peklina.

Obr. 2 Výrazné zatlačanie valúnov (piesčitých dolomitov) do tmavých dolomitov. Zjavy zatlačania a rozpúšťania valúnov vznikali pred diagenézou a svedčia o strate až 8 % hrúbky zlepenecov v procese kompaktácie. Vrt Peklina.

Tab. XII

Obr. 1 Príklad nesúvislého uloženia valúnov priamo zo suspendovaného sedimentu. Uloženie nastalo rýchle v koncentrovanej disperzii siltu a jemného piesku. Vrt Peklina.

Obr. 2 Báza gradačnej vrstvy s podopretou kostrou valúnov a so zjavne nízkym obsahom matrix. Dezorganizovaná stavba s dobre zaoblenými valúnmi tmavých a svetlých dolomitov, piesčitých dolomitov (najväčší valún) i bielych vápencov. Vrt Peklina.

MIROSLAV SLAVKAY – MÁRIA ROHALOVÁ

Karbonátové brekcie pri Ponikách, ich litologický a tektonický význam

(2 obr., 4 fototab., angl. resumé)

Abstract. Polymictic carbonate breccias of sedimentary origin composed of angular to oval clasts of Permian to Neocomian rocks rest unconformably on the pre-Gosau nappe structure. The breccias are Upper Cretaceous to Paleocene in age. They are overlain by a local south-vergent nappe composed of Silicic, Hronic and northern Veporic rocks which was thrust prior to the Middle Eocene from the north – northwest. The pressure of the overthrust nappe squeezed the breccias pushing them to the Lubietová zone where they formed partial tectonic slices coulisse-like distributed in the E-W direction. From a tectonic point of view, this is a local transpression zone. The process took place before the Middle Eocene and resulted from the uplift of the Nízke Tatry horst accompanied by downslope sliding of rock masses towards the south and southeast.

Úvod

Karbonátové brekcie poznáme z rôznych miest Západných Karpát. Jedným z nich je územie medzi Čačínom, kde sa vynárajú spod sedimentov neogénu, a Podbrezovou, kde sa ponárajú pod horniny hronika (ipoltickú skupinu). Ich stratigrafická príslušnosť nie je doteraz spoľahlivo určená, takže názory na ich vznik a postavenie sa rozchádzajú. Výsledkami nášho výskumu, uvádzanými v tomto článku, chceme prispieť k systematickému objasňovaniu ich zloženia, pôvodu a postavenia v geologickej stavbe územia.

LOSERT (1963) nazval tieto horniny brekciovité a bunkovité tektonity a prisúdil im tektonický pôvod. Považuje ich za spojovací článok medzi spodným triasom obalu ľubietovskej zóny a keuperskými vrstvami krížňanskej jednotky, ktorý tak nahrádza chýbajúce stredotriasové horniny. Preto všetky vrstvy krížňanskej jednotky od neokómu po keuper, ďalej tektonity (stredný trias), spodný trias a perm považuje za kontinuálny sled ich vývoja a prisudzuje im autochtónnu, zdanlivo obalovú pozíciu voči kryštaliniku ľubietovskej zóny, ktoré v súlade s ANDRUSOVOM (1938, 1943) zaraďuje k veporiku.

Detailným geologickým výskumom a prieskumom študovaného územia sme získali podstatne viac údajov, ktoré nám umožňujú podať hlbšiu analýzu zloženia úlomkového materiálu a základnej hmoty brekcií, ako aj ich priestorovú pozíciu v geologickej

RNDr. M. SLAVKAY, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
RNDr. M. ROHALOVÁ, Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves, Geologická oblasť Žilina, 010 11 Žilina

stavbe územia. Štatisticky sme vyhodnotili množstvo, druh a zloženie jednotlivých úlomkov, sledovali prítomnosť fosílií, štruktúry a textúry hornín v odkryvoch a výbrusoch, charakter opracovanosti úlomkov, deformačné prejavy, charakter základnej hmoty a pod.

V brekciách sú úlomky prevažne nedokonale vytriedené, ich veľkosť kolíše od milimetrov do decimetrov (tab. XIII, obr. 1–3), ale lokálne sa nájdu balvany až bloky veľké niekoľko desiatok metrov kubických. Pomer úlomkov a základnej hmoty je rôzny a na niektorých miestach sú úlomky zastúpené len sporadicky, takže hornina nadobúda charakter karbonátových pieskovcov (okolie Dúbravice a vrt D-113, tab. XV, obr. 8).

Stupeň zaoblenia úlomkov je nízky. Karbonáty sú väčšinou angulárne až subangulárne, kým bridlice, ktoré sú najlepšie opracované, sú oválne (tab. XVII, obr. 9, 10). Stupeň zaguľatenia je tiež nízky. Základná hmota je kalcitová, najčastejšie žltohnedej a sivej farby, alebo ílovito-kalcitová.

Charakteristika úlomkov a základnej hmoty

Počas geologického mapovania sme sledovali zastúpenie makroskopických úlomkov hornín a základnú hmotu v brekciách. Z odkryvu južne od kóty Skalka (518,0) pri Dúbravici uvádzame planimetrickú analýzu urobenú na ploche 1,0 x 0,5 m (DAŇOVÁ, 1968). Veľkosť úlomkov kolíše od 5 do 80 mm a ich pomer k základnej hmote je 1:4. Sú slabo opracované a chaoticky usporiadané. Úlomky sa navzájom málokedy dotýkajú a tvoria brekciovitú bazálnu textúru. Základná hmota je kalcitová, najčastejšie žltohnedá. Bolo zistené takéto percentuálne zastúpenie hornín v úlomkoch:

Sivomodré kryštalické vápence	23,33 %
Svetlosivé celistvé vápence	20,00 %
Tmavosivé celistvé vápence	17,50 %
Žltohnedé vápence	12,50 %
Svetlosivé rozpadavé dolomity	15,00 %
Biely kryštalický kalcit	11,67 %

Z odkryvov a vrtných jadier sme odobrali 175 vzoriek na mikroskopické štúdium a planimetrické analýzy. Vo veľkoplošných výbrusoch sa zisťoval počet úlomkov každého typu horniny, merala ich veľkosť a opracovanosť, sledovala sa prítomnosť zvyškov fosílií a pod. Farbiacimi skúškami sa rozlišovali úlomky dolomitov od vápencov. Najlepšie sa osvedčila Lambergova skúška chloridom železitým a bielym sírnikom amónnym. Študovala sa základná hmota a pomer úlomkov k nej (DAŇOVÁ, 1968). Úlomky sú zložené z týchto typov hornín, ktoré stručne charakterizujeme (tab. 1):

Laminované svetlosivé celistvé vápence. Laminácia je zvýraznená kalcitovými žilkami a limonitizáciou. Fosílie neboli pozorované, ale sú prítomné zrnká pyritu a kremeňa do 0,05 mm. Pravdepodobne ide o vápence dogeru–malmu alebo až neokómu.

Krinoidové sivé vápence s kalovou základnou hmotou (biomikrit), miestami rekryštalizované. Obsahujú pomerne dosť fosílií, hlavne fragmenty krinoidových článkov, často s výraznou sieťovou štruktúrou, kalcifikované a vzácné pyritizované rádiolárie a prierezy planktonických krinoidových článkov. Úlomky s rádioláriami zastupujú doger až spodný malm.

Cyanofytové vápence (lias – sinemúr) sú najzriedkavejšie zo všetkých úlomkov.

Tab. 1 Zastúpenie úlomkov hornín v ponických brekciách

Typ horniny (úlomky v %)	Suchá Driekyňa D-119	Žiar	Paľovie dolina D-113	Bartoška D-114	Lešť D-115	Dúbravica PO-3
laminované kalové vápence (neokóm)	13,93	11,16	8,32	8,01	6,94	17,56
krinoidové vápence (kimeridž)	8,45	1,20	1,04	1,41	4,16	–
cyanofytové vápence (lias-sinemúr)	2,93	–	2,61	–	–	3,73
vápence s klastickou prímiesou (lias)	8,21	12,01	5,23	13,67	20,84	20,65
oolitické vápence (rét-spodný lias)	8,21	10,81	–	20,75	9,72	5,10
pseudoolitické vápence (rét-spodný lias)	8,85	8,70	2,09	5,18	3,47	–
jemnokryštalické vápence a dolomity (stredný trias)	18,20	17,10	30,89	9,45	9,75	–
kalové vápence (stredný trias)	14,65	26,72	15,18	20,79	23,60	6,75
stredno- až hrubokryštalické dolomity (stredný trias)	9,40	6,00	4,80	4,24	7,64	31,00
bridlice, pieskovce a kremence (perm-sp. trias-keuper)	7,17	5,10	29,84	16,50	13,88	15,21
pomer úlomkov k základnej hmote v %	0,54	1,50	1,86	1,86	1,50	1,22
koeficient úlomky : základná hmota	35:65	60:40	65:35	65:35	60:40	55:45
maximálna veľkosť úlomkov v mm	10	15	18	30	25	20
priemerná veľkosť úlomkov v mm	5	4	6	6	5	5
stupeň opracovania	angulárny až oválny	angulárny až oválny	angulárny až oválny	angulárny až oválny	sub- angulárny	angulárny až oválny
počet vyhodnotených výbrusov	19	40	41	43	20	12

Tvorí ich cyanofytové hľuzky do veľkosti 2 mm, niekedy deformované do tvaru S. Kalová základná hmota je často rekryštalizovaná.

Vápence s klastickou prímesou, tmavosivé až čierne, celistvé, s kalovou až jemnokryštalickou základnou hmotou (veľkosť zŕn do 0,06 mm). Obsahujú značné množstvo klastického kremeňa, ale aj autigénny kremeň a živce (plagioklas) do veľkosti 0,5 mm. Pozorovať aj pseudomorfozy kalcitu po autigénnych živcoch. Prítomné sú foraminifery (*Nodosaria sp.*) a bližšie neurčiteľné, silne rekryštalizované organické zvyšky. Podľa celkového charakteru ich môžeme považovať za liasové.

Oolitické vápence. Karbonátové oolity sú v kalcitovej kalovej základnej hmote, miestami rekryštalizovanej. Často sú úlomky zo sparry kalcitovou základnou hmotou, takže sú to oomikrity a oosparity. Oolity sú často deformované a sprehybané, veľkosti 0,12–1 mm. Jadro niekedy tvorí idiomorfny kryštál alebo niekoľko zŕn dolomitu. Hornina patrí rétu až spodnému liasu.

Pseudoolitické vápence. Pseudoolity sú veľké 0,2–1 mm, pravidelné i deformované v kalovej základnej hmote. Vápence zaraďujeme do rétu až spodného liasu.

Jemnokryštalické vápence a dolomity. Prevládajú úlomky dolomitov. Základnú hmotu tvorí jemnozrnný dolomit alebo vápenec so zrnami do 0,06 mm. Pri silnejšej rekryštalizácii je pigment horniny vytlačaný na okraje zŕn a do intergranulárnych priestorov. Prímes tvoria autigénny živce a klastický kremeň. Organické zvyšky gastropódov a lamellibranchiátov sú značne rekryštalizované. Horniny sú slabo impregnované pyritom a patria pravdepodobne strednému triasu.

Kalové vápence (mikrity) sú sivej až čiernosivej farby, tvorené intenzívne pigmentovanou kalovou karbonátovou hmotou. Lokálne sú aj mikrokryštalické variety so zrnom do 0,04 mm. Ojedinele uzatvárajú hniezda kryštalického kalcitu a vzácné obsahujú klastickú prímes (zrná kremeňa do 0,1 mm). Nedostatok fosílií nedovolil presnejšie identifikovať stratigrafickú príslušnosť hornín, ale podľa analógie ich môžeme považovať za vápence guttensteinského typu, aké poznáme zo stredného triasu príslušných oblastí.

Stredno- až hrubokryštalické dolomity a vápence. Značne prevládajú úlomky dolomitov. Svetlý dolomit je silne rozpadavý. Vápenec je celistvý, sivej a tmavosivej farby. Zrná základnej kryštalickej hmoty sú veľké až 1 mm. Sekundárne kalcitové žilky sú zriedkavé. Prímes klastického kremeňa a fosílie sú zastúpené len sporadicky silne rekryštalizovanými foraminiferami typu *Nodosaria sp.* Horniny môžeme zaradiť do stredného triasu.

Bridlice. Úlomky sú sivozelenej a fialovohnedej farby, dobre zaoblené až do oválneho tvaru. V základnej hmote zloženej z fľovitých minerálov a šupiniek sericitu (do 0,05 mm) sú zrná kremeňa a muskovitu. Z akcesórií je prítomný idiomorfny zirkón a rutil, ktorý tvorí aj dvojčatné zrasty.

Pieskovce sa vyskytujú len v malej miere. Tvorí ich angulárne zrná kremeňa, živcov a šupinky slúd veľkosti do 0,5 mm. Základná hmota je karbonátová, slabo sfarbená dohnedá hydroxidmi železa. Bridlice, pieskovce môžu patriť permu, spodnému triasu, možno aj keuperu, zrná kremencov permu až spodnému triasu.

Základná hmota brekcií. Tvorí ju viac-menej rekryštalizovaný karbonátový tmel s veľkosťou zŕn do 0,25 mm. Často je sfarbený hydroxidmi železa dohnedá. Limonitový pigment sa hromadí do voľných priestorov medzi zrnami, alebo vytvára tenké tmavé obruby okolo zŕn. Úlomky sú po obvode často obrastené pretiahnutými zrnami kalcitu kolmo na ich povrch (krustifikačná štruktúra). Miestami je základná hmota rytmicky a gradačne zvrstvená, s hrubšou zrnitosťou na báze a kalovým vápencom na vrchole každého rytmu (tab. XV, obr. 8). Vo vrchnej časti sú väčšie angulárne úlomky vápenecov.

V základnej hmote je klastická prímes kremeňa a draselných živcov v takom množstve, že nadobúda charakter jemnozrnného pieskovca s bazálnym kalcitovým tmelom (tab. XV, obr. 1). Obmedzenie zrn je angulárne a subangulárne. Ich veľkosť sa pohybuje od prachových častíc do hrubozrnného piesku (tab. XVI, obr. 10). Autigénny kremeň a živec tvoria drobné idiomorfne kryštáliky do 0,1 mm, alebo narastajú orientovane na klastické úlomky totožných minerálov. Uzatvárajú aj reliktly základnej hmoty, niekedy zonálne usporiadané. Prítomné sú aj idiomorfne kryštáliky a globuly pyritu, často limonitizovaného, idiomorfne klence kalcitu a silne rekrystalizované články krinoidov, miestami s reliktmi sieťovej štruktúry. Základná hmota často preniká puklinami a trhlinami do úlomkov, kde tvorí žilky. Brekcie nie sú bohaté na kalcitové žilky, zato sú v nich častejšie zhluky kryštalického kalcitu.

Podľa klasifikácie LAZNIČKU (1989) môžeme podstatnú časť ponických brekcií zaradiť k prechodným varietám spevnených hornín, ktoré nazýva „rudrock“, medzi brekciami (sharpestone) a zlepcami (roundstone).

Bloky hornín v karbonátových brekciách. V telese brekcií sú bloky a polohy hornín, zložením a stavbou od nich značne odlišné. Sú veľké niekoľko desiatok až stoviek kubických metrov a boli pretransportované do sedimentačného priestoru spolu s úlomkami. Vyznačujú sa vrstevnatosťou, puklinami a trhlinami, takže možno určiť základné prvky ich vnútornej stavby. Ich orientácia je v každom bloku iná. To svedčí o ich cudzorodom pôvode, postupnom sklzavaní a rotácii počas transportu.

V území poznáme niekoľko blokov a tvoria ich:

– Kalové vápence bez zistených organických zvyškov, často pretkané žilkami kalcitu, a jemnokryštalické vápence s ojedinelými zvyškami krinoidových článkov.

– Vrstevnaté vápence, v ktorých sa striedajú viac pigmentované jemnokryštalické vrstvičky s jemne pigmentovanými stredno- až hrubokryštalickými.

– Dolomitické vápence a dolomity, mikrokryštalické až hrubokryštalické, bez fosílií. So stupňom rekrystalizácie klesá v nich intenzita pigmentácie. Často sú prestúpené žilkami kryštalického kalcitu.

Jednotlivé bloky sú známe na povrchu a boli zistené aj vo vrtoch. Môžeme ich preto považovať za všeobecne rozšírené a očakávať ich v brekciách aj na iných miestach.

Vznik a tektonická pozícia brekcií

Výskum brekcií – rauwackov – prebieha už poldruha storočia. Napriek tomu ich pôvod nebol uspokojivo doložený. Monomiktne brekcie, veľmi rozšírené v Alpách, popísal CORNELIUS (1927) ako tektonické, ale zároveň vyhlásil, že tektonické polymiktne brekcie nie sú významnejšie rozšírené. Rauwacky považuje LEINE (1971) za karbonátové brekcie tektonického pôvodu, ktoré podľahli silnej kryštalizácii a kalcitizácii, silnému zvetrávaniu, čoho výsledkom sú typické pórovito-kavernózne horniny. Ich vznik vysvetľuje brekciovaním karbonátových hornín. Polymiktne rauwacky zase pokladá za intraformačné dislokačné brekcie, ktoré vznikli sklzvaním paralelne s vrstevnatosťou a vyskytujú sa v metamorfných zónach príkrovov treťohornej orogény. Príčinu vzniku rauwackov na báze príkrovov v triase Álp vidí MASSON (1972) v procese hydraulického brekciacie počas vysokého tlaku vody v póroch a slabého trenia, zatiaľ čo do podmienok nízkeho hydraulického tlaku a vysokého trenia kladie vznik tektonických brekcií a mylonitov.

Rauwacky na území pohoria Harz detailne petrograficky spracoval HELMBOLD (1952) a neskoršie MATTIAT (1960), ktorý ich charakterizoval a uviedol priemerné

zloženie (úlomky hornín – 30 %; kremeň – 27 %; živec – 19 %; ťažké minerály – 2 %; iné zložky – 1 %; základná hmota zložená najmä z chloritu a sľudy – 21 %). K riešeniu problematiky brekcií – rauwackov vrátane ich genézy, klasifikácie i názvu, významne prispeli BRÜCKNER (1941), LANDES (1946), GENGE (1952), FOLK (1954), WILLIAMS et al. (1954), HUBERT-WILLIS (1957), PETIJOHN (1957, 1960), MURRAY (1960), BOSWELL (1960), HANDIN et al. (1963), BAUKWITZ et al. (1989), LÁZNIČKA (1989) a mnoho ďalších.

Zatiaľ čo LOSERT (1963) pripisuje karbonátovým brekciám od Poník tektonický pôvod, KRAVJANSKÝ a SLAVKAY (1966) ich považujú za sedimentárne, vrchnokriedového až spodnopaleogénneho veku. SLAVKAY (1971) ich už vyčlenil ako samostatnú tektonickú jednotku, na ktorú sa presunula novovytvorená kryha, zahrnujúca časť príkrovu Drienok a chočského príkrovu, smerom na J až JV.

Karbonátové brekcie tvoria teleso lineárneho priebehu, známe na povrchu v dĺžke 25 km. Indikujú hlboko založenú zlomovú zónu smeru SV – JZ, ktorá bola príčinou vzniku tektonickej brázd v dobe, keď sa po vyvrásnení príkrovov uvoľňovali tlaky a nastal proces rozťahovania, pričom sa uplatnili radiálne pohyby. Vznikli tam špecifické podmienky na procesy rozrušovania, transportu a sedimentácie. V tejto súvislosti chceme poukázať na výskyt ultrabázických hornín, biotitických pikritov (HOVORKA – SLAVKAY, 1966), zistených vrstvom PO-1 Pri Ponikách a St-2 pri kóte Stráže (SLAVKAY, 1979). Nie je vylúčené, že intrudovali v kriede už po vyvrásnení príkrovov a tiež indikujú hlboko založenú zlomovú zónu.

V skúmanom území medzi Čačínom a Lubietovou, na sformovanej predgosauskej príkrovej stavbe, v miestach zlomového systému smeru VSV – ZJZ, vznikli nahromadeniny brekcií zrejme ako kontinentálne sedimenty v suchom i vodnom prostredí. Pestrosť a zloženie úlomkov rôznych litologických typov hornín (tab. XIII, obr. 1–3) svedčí o vysokom a členitom reliéfe povrchu, o obnažení a rozrušovaní minimálne spodnotriasových až neokómskych stratigrafických horizontov. Nevytriedenosť úlomkov, ich angulárny, subangulárny, ba až oválny charakter (tab. XIV, obr. 4–6) poukazuje na krátky a rýchly znos, na transport zosypávaním a sklzavaním po svahu a vo vodnom prostredí na transport v podobe úlomkových prúdov (podobne, ako to popísali MONTJOY et al., 1972; BAOJUN et al., 1989).

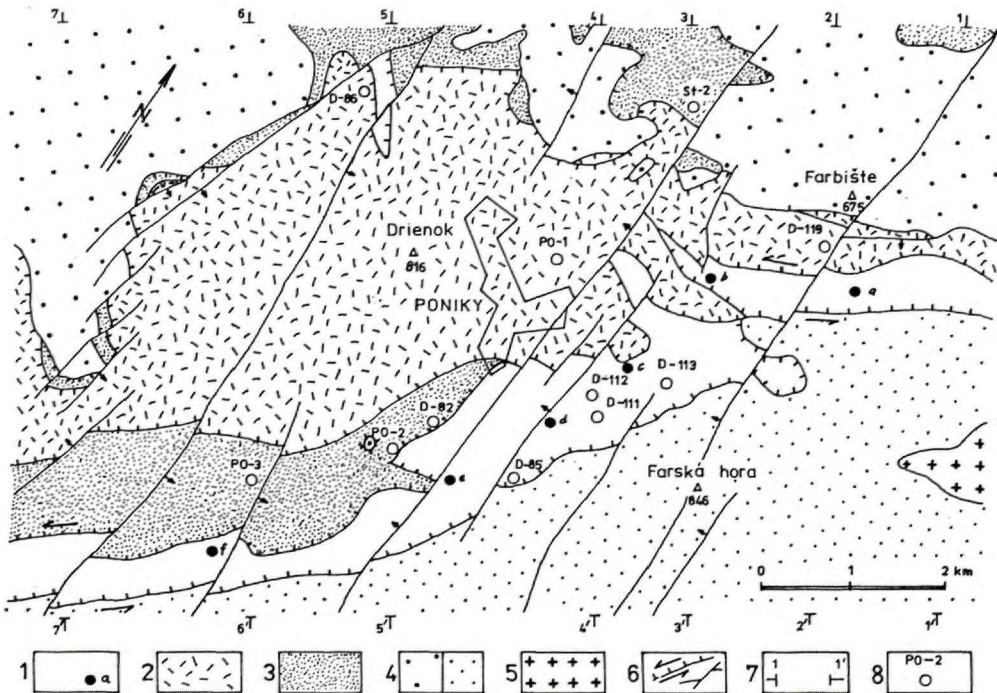
Najmladšie úlomky v brekciách sú neokómske kalové vápence, laminované a slabo metamorfované (podobné ako v krížňanskej jednotke), čo svedčí o rozrušovaní a akumulácii už metamorfovaných hornín. Keďže metamorfóza prebehla počas hlavných fáz alpínskeho vrásnenia, kladieme uloženie brekcií do obdobia po vyvrásnení príkrovov (vrchná krieda až spodný paleogén).

Túto interpretáciu podporuje aj predpoklad MIŠKA (1978) o existencii súvislého prielivu vrchnokriedového mora cez centrálnokarpatskú oblasť na základe známych výskytov reliktov vrchnokriedových sedimentov. Severozápadný okraj prielivu kladie zhruba do spojnice Zvolen – Podbrezová – Hranovnica (os prielivu vedie od Bzovka cez Šumiac, Spišský Štiavnik po Polomu). Karbonatické brekcie od Poník, ktoré ležia na SZ od prielivu, zaraďuje (na základe výsledkov SLAVKAYA, 1971) ku kontinentálnym vrchnokriedovým sedimentom.

Nemožno vylúčiť, že počas násunu masy príkrovov na súvrstvie polymiktných brekcií prebehol proces vyvolaný tlakom fluíd a trením (ktorým MASSON, 1972, vysvetľuje vznik rauwackov) a ovplyvnil charakter ich vnútornej stavby. V takýchto prípadoch na sedimentárny pôvod poukazuje napríklad rozmanitosť klastov (rôzne typy vápencov, dolomitov, bridlíc, pieskovcov, kremencov a i.), zloženie klastov z hornín najmenej spodnotriasového až neokómskeho veku, zrná klastického kremeňa, menej živca, sľudy a goethitu v základnej hmote, znaky vrstevnatosti.

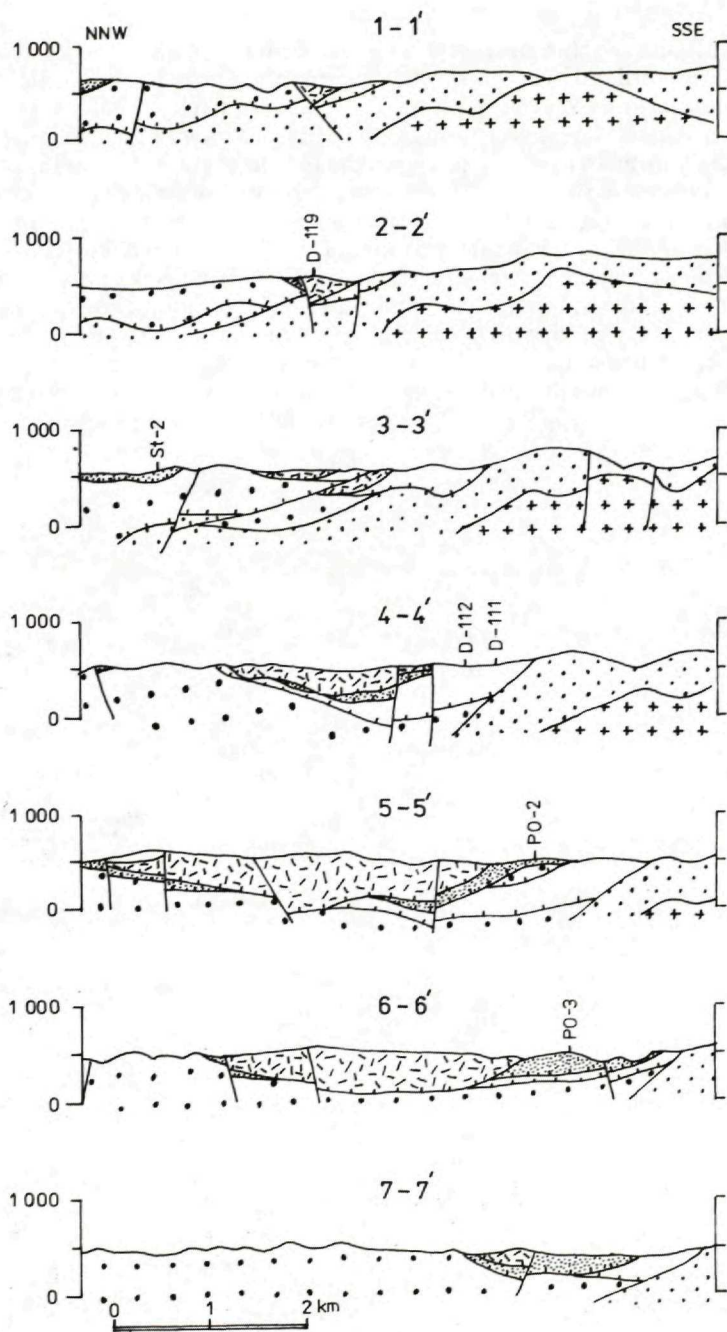
Teleso karbonátových brekcií tvorí alochtónnu tektonickú jednotku. Voči podložíu vystupuje v diskordantnej alebo skryto diskordantnej pozícii. Na horninách príkrovu Drienka (silicika) sa zachovali jeho reliktu v poklesnutých kryhách a ako tektonické šupiny. V miestach, kde teleso brekcií vychádza na povrch, sú na ňom zachované útržky silicika, hronika i severného veporika. Tektonickým nadložíom brekcií v jz. časti je chočský príkrov, vo vrte PO-2 krížňanská jednotka a v sv. časti príkrov Drienok. Pokračovanie súvrstvia na SV, pod sedimentmi neogénu, je pravdepodobné.

Najmarkantnejšie je nasunutie príkrovu Drienka k JV na karbonátové brekcie (spodná šupina), najmä v území medzi kótami Farbište a Repište v údolí Suchej Driekyne a na V od cesty spájajúcej Poniky a Ponickú Lehôtku, kde sa od Luptákovho vrchu tiahnu reliktu príkrovu Drienka až do okolia kóty Žiar. Vrchná šupina brekcií spolu s vulkanitmi a sedimentmi kampilu, ležiacimi tektonicky v ich nadloží, je nasunutá na kampilské horniny spodnej šupiny. Pozícia šupín je znázornená na geologickej schéme (obr. 1) a v reze 3–3' (obr. 2). (Pozri tiež SLAVKAY et al., 1968 a SLAVKAY, 1971).



Obr. 1 Pozícia ponických brekcií v geologickej stavbe medzi Čáčinom a Lubietovou.

1 – ponické brekcie s vyznačením centier oblastí detailnej analýzy uvedenej v tabuľke 1: a – Suchá Driekyňa, b – Žiar, c – Paľovie dolina, d – Bartoška, e – Lešť, f – Dúbravica; 2 – Silicikum (príkrov Drienok – spodný až vrchný trias); 3 – hronikum (chočský príkrov – karbón až vrchný trias); 4 – severné veporikum (krížňanský príkrov: a – stredný trias až neokóm, b – perm až spodný trias); 5 – kryštalinikum (staršie paleozoikum); 6 – príkrovové plochy, násunové línie a smer pohybu; zlomy; 7 – geologické rezy; 8 – miesto a číslo vrtu.



Obr. 2 Geologické rezy územím.
Vysvetlivky sú na obr. 1.

Celý komplex hornín sa presunul zhruba od severu k juhu na karbonátové brekcie. Pritom došlo aj k bočnému pohybu a vzniku jazykových výbežkov telesa brekcií, kulisovite usporiadaných voči sebe vo v.-z. smere. Pohyb sa zastavil na bariére – fubietovskej zóne. Tlakom na podložie došlo k vyvalcovaniu brekcií a ich hromadeniu v čele, kde majú teraz najväčšiu hrúbku. Smerom na SZ sa ich hrúbka postupne znižuje, zatiaľ čo tlak v čele vyvolal ďalšie diagonálne násuny a vznik čiastkových šupín. Územie brekcií môžeme z tektonického hľadiska považovať za čiastkovú transpresnú zónu.

Horninové masy silicika, hronika a severného veporika, ktoré dnes ležia nad brekciami, môžeme považovať za juhovergentný lokálny príkrov. Pri vzniku tektonických šupín v čele lokálneho príkrovu došlo aj ku krátkemu násunu telesa vlastných brekcií na horniny obalu fubietovského kryštalinika. Predpokladáme, že tento proces sa odohral v terciéri pred stredným eocénom ako dôsledok vyzdvihovania hrasti Nízkych Tatier a s tým súvisiaceho sklzávanie horninových mäs na JV. V odľučnej časti tak nastal pokles horninových mäs (rozpínanie priestoru), zatiaľ čo v akumuláčnej prešmyky a násuny (stláčanie priestoru). Považujeme to za ďalší dôkaz existencie pose-nónskych juhovergentných tektonických násunov vo vnútorných Západných Karpatoch a pripisujeme im väčší podiel a význam na geologickej stavbe než doteraz.

Získané výsledky dovoľujú charakterizovať ponické brekcie ako oblastnú litologickú a tektonickú jednotku, ale pre nedostatok priamych dôkazov o ich veku ešte nie ako jednotku litostratigrafickú.

Karbonátové brekcie sa vyskytujú na viacerých miestach Západných Karpát. V geologickej mapách sa súhrnne označujú ako rauwacky, napriek tomu môžu byť látkovo a geneticky značne odlišné. Pretože doteraz nebola urobená ich detailná analýza, je tu pre ňu otvorený priestor. Výsledky budú slúžiť predovšetkým na koreláciu ich litologického zloženia, zistenie superpozície, genézy a prispieť k riešeniu stratigrafických a tektonických otázok Západných Karpát.

Literatúra

- ANDRUSOV, D., 1938: Geologie Slovenska. Sborník pro výzkum Slovenska a Podkarpatské Rusi, Praha.
- ANDRUSOV, D., 1943: Geológia, nerastné suroviny Slovenska. Slov. vlastiveda, (Bratislava), 1, 1–79.
- BAOJUN, L. – XINGCHUN, P. – HONGZHUAN, Y., 1989: Fabric, Geometry and Genesis of Carbonate Debris Flows. 28th Inter. geol. Congress, 2., Washington, 310 s.
- BAUKWITZ, P. – FRISCHBUTTE, A. – SELTMANN, R. – THOMAS, R., 1989: Material and Structural Investigations Concerning Breccia Problems. In: 28th IGC, 1., Washington, 83 s.
- BOSWELL, P. G. H., 1960: The term graywacke. J. sed. Petrology (Tulsa), 30, 154–157.
- BRÜCKNER, W., 1941: Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. *Eclogae geol. Helv.* (Basel), 34, 117–134.
- CORNELIUS, H. P., 1927: Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. *Zbl. Mineral Geol. Pal., Abt. B.* (Stuttgart), 120–130.
- DAŇOVÁ, M., 1968: Správa o výskume súvrstvia karbonátových brekcií v okolí Poník. Manuskript – archív GP, š. p. S. N. Ves.
- FOLK, R. L., 1954: The distinction between grain size and mineral composition. *J. Geol.* (Chicago), 62, 344–359.
- FOLK, R. L., 1959: Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Assoc. Petrol. Geol.* (Tulsa), 43, 1–38.

- GENGE, E., 1952: Einige Beobachtungen an Rauhackevorkommen der Klippendecke im hinteren Diemtigtal (Berne Oberland). *Eclogae geol. Helv. (Basel)*, 45, 281–284.
- HANDIN, J. – HAGER, R. V. – FRIEDMAN, M. – FEATHER, J. N., 1963: Experimental Deformation of Sedimentary Rocks under Confining Pressure: Pore Pressure Tests. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Tulsa)*, 47, 717–755.
- HELMBOL, R., 1952: Beitrag zur Petrographie der Tanner grauacke. Heidelberg. *Beitr. Mineral. Petrogr. (Berlin, Heidelberg)*, 3, 243–288.
- HOVORKA, D. – SLAVKAY, M., 1966: Pikrit od Poník. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 39, 41–51.
- HUBBERT, M. K. – WILLIS, G. D., 1957: Mechanics of Hydraulic Fracturing. *Trans. Amer. Inst. Min. Met. Petrol. Eng.*, 210, 153–166.
- KRAVJANSKÝ, I. – SLAVKAY, M., 1966: Stav preskúmanosti na ložisku Drienok a problémy riešenia k 1. 5. 1966. Manuskript – archív GP, š. p., Spišská Nová Ves, 166 s.
- LANDES, K. K., 1946: Porosity through Dolomitization. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Tulsa)*, 30, 305–318.
- LAZNIČKA, P., 1989: The Place of Breccias in the Universal System of Rocks and their Regimes of Formations. 28th Intern. geol. Congress (Washington), 2, 267–168.
- LEINE, L., 1971: Rauhacken und ihre Entstehung. *Geol. Rdsch. (Stuttgart)*, 60, 488–524.
- LOSERT, J., 1963: Geologie a petrografie západní části Lubietovské zóny a přilehlého subtatrika. *Rozpravy ČSAV (Praha)*, 73, 12, 101 s.
- MASSON, H., 1972: Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae geol. Helv. (Basel)*, 65/1, 27–41.
- MATTIAT, B., 1960: Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauacke. *Beitr. Mineral. Petrologie (Berlin – New York)*, 7, 242–280.
- MIŠÍK, M., 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalinické fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. *Zborník Paleogeografický vývoj Západných Karpát*, Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 35–48.
- MOUNTJOY, E. W. – COOK, H. J. – PREY, L. C. – DANIEL, P. N., 1972: Allochthonous Carbonate Debris Flows – Worldwide Indicators of Reef Complexes, Banks or Shelf Margins. XXIV. IGC, Montreal, 172–189.
- MURRAY, R. C., 1960: Origin of Porosity in Carbonate Rocks. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 30, 59–84.
- PETUJOHN, F. J., 1957: Sedimentary rocks. New York, Harper, 718 s.
- PETUJOHN, F. J., 1960: The term grayacke. *J. sed. Petrology (Tulsa)*, 30, 4, 627–628.
- SLAVKAY, M. – TOMKO, I. – LUKAJ, M. – BARKÁČ, Z., 1968: Poniky, Pb rudy. Záverečná správa a výpočet zásob VP, so stavom k 30. 11. 1968. Manuskript – archív GP, š. p., Sp. N. Ves, 387 s.
- SLAVKAY, M., 1971: Ložiská polymetalických rúd pri Ponikách. *Miner. slov. (Spišská Nová Ves)*, 3, 11, 181–213.
- SLAVKAY, M., 1979: Ďalšie výskyty ultrabazických efuzív v chočskom a krížňanskom príkrove pri Banskej Bystrici. *Miner. slov. Bratislava*, 11, 3, 239–245.
- WILLIAMS, H. – TURNER, F. J. – GILBERT, M. C., 1954: Petrography. San Francisco, Freeman, 406 s.

MIROSLAV SLAVKAY – MÁRIA ROHALOVÁ

Carbonate breccias near Poniky, their lithologic and tectonic importance

Summary

Carbonate breccias are distributed in many places throughout the West Carpathians. One of their occurrences lies near the village of Poniky, SE of Banská Bystrica.

Detailed analyses of numerous samples from outcrops, trenches and drillholes provided us with data on the composition of fragments and groundmass of the carbonate polymictic breccias as well as on their spatial position within the geological structure of the territory. The angular to rounded

fragments, several mm to tens of cm large (Tab. XVI, Figs. 9, 10) are largely poorly sorted and consist of laminated light-gray massive limestones (Dogger – Malm, Neocomian), crinoidal limestones (Kimmeridgian), cyanophyta limestones (Lias – Sinemurian), limestones with clastic admixture (Lias), oolitic and pseudo-oolitic limestones (Rhetian – Lower Lias), fine-crystalline limestones and dolomites, muddy limestones and medium- to coarse-crystalline dolomites (Middle Triassic), shales, sandstones and quartzites (Permian – Lower Triassic – Keuper).

The groundmass consists of microcrystalline carbonate whose grains are up to 0.25 mm large, with a clastic admixture of quartz and feldspars. It locally passes into a fine-grained sandstone with basal calcite cement (Tab. XV, Fig. 7), elsewhere the groundmass displays rhythmic and graded bedding (Tab. XV, Fig. 8).

According to LAZNIČKA's (1989) classification, the polymictic carbonate breccias can be assigned into rudrock varieties between sharpstone and roundstone. Their composition and character of their structure can be seen in photos (Tab. XIII Figs. 1–3, Tab. XIV, Figs. 4–6). The breccia body also comprises rock blocks as much as several tens of metres in size that were transported into the basin of deposition along with the fragments.

Origin and tectonic position of the breccias

Breccias – rauhwackes have been studied by numerous experts for 150 years. The results obtained by some of them (see the references) were used in our researches which were aimed to explain the composition, origin and significance of the breccias in the geological structure.

LOSERT (1963) assumed that the Poniky carbonate breccias are of tectonic origin whereas KRAVJANSKÝ and SLAVKAY (1966) regard them as sedimentary, Upper Cretaceous to Lower Paleogene in age, and furthermore SLAVKAY (1971) distinguishes them as a separate tectonic unit. The latest investigations also suggest that the breccias are continental sediments laid down in subaerial as well as subaquatic environments. The lithological diversity of the fragments attests to a high and dissected relief, while their poor sorting and angular to rounded shapes indicate a short and rapid transport – rolling and sliding of fragmental flows (as was described by MONTJOY et al., 1972; BAOJUN et al., 1989). The youngest fragments are composed of laminated and mildly metamorphosed muddy limestones (Neocomian). As the metamorphism took place during the main stages of the Alpine folding, the breccias must have been deposited after the folding of the nappes (Upper Cretaceous to Paleogene). This is also suggested by their position on the NW coast of an assumed strait of the Upper Cretaceous sea running through the Central Carpathian area (MIŠÍK, 1978).

A complex of Silicic, Hronic and northern Veporic rocks was then thrust onto the carbonate breccias, and the breccias in turn were partly thrust onto the Lubietová zone, roughly from the north to the south as a southvergent local nappe. This process was stopped by a barrier – the Lubietová zone. Pressure onto the substratum squeezed the breccias and thrust them to the front. The pressure gave rise to further diagonal thrusts forming partial scales that, on the modern surface, look like tongue-shaped projections of the breccia body coulisse-like distributed in the E-W direction. From a tectonic point of view, it is a partial transpression zone. We cannot rule out the possibility that during the overthrusting of the nappes onto the formation of polymictic breccias there took place the process caused by fluid pressure and friction (which according to MASSON give rise to rauhwackes) and influenced the character of the breccias' inner structure. In such cases, their sedimentary origin is suggested e.g. by the lithological and temporal diversity of their clasts – clastic quartz, feldspar, mica and goethite surrounded by groundmass, manifestations of bedding, graded bedding etc. The Poniky breccias can be characterized as a local lithologic and tectonic unit but, because of the missing direct data on their age, they cannot be distinguished as a lithostratigraphic unit.

We assume that this process took place in the Tertiary prior to the Middle Eocene as a result of the uplift of the Nízke Tatry horst and associated sliding of rock masses to the south and southeast. This is another piece of evidence to suggest the existence of post-Senonian southward tectonic overthrusts in the Inner West Carpathians which play a more significant role in the geological structure than was previously supposed.

Translated by dr. E. Böhmer

Vysvetlivky k fototabuľkám

Tab. XIII

Obr. 1 Suchá Driekyňa, S2-BR. Polymiktná karbonátová brekcia so subangulárnymi až semioválnymi klastami bielych, sivých až čiernych vápencov a dolomitov, svetlozelených a červeno-hnedých bridlíc, na ľavej strane väčší úlomok hnedočerveného liasového vápenca, na pravej strane tmavosivého kalového vápenca s úlomkami bielych vápencov. Sivá kalová až prachová vápencová základná hmota je bazálna až pórová.

Obr. 2 Suchá Driekyňa, S2-BR. Polymiktná karbonátová brekcia podobného zloženia ako na obr. 1. Vo vrchnej časti vzorky sivá prachová až kalová vápencová základná hmota reprezentuje časový úsek pokojnej sedimentácie. Na pravej strane je v nej úlomok pseudooolitu. Prítomné sú drobné zrnká limonitu až goethitu.

Obr. 3 Suchá Driekyňa, S2-BR. V svetlohnedej, slabo červenkastej vápencovej bazálnej základnej hmote sú prevažne semioválna až oválne „pieskové“ zrná rôznych hornín (ako na obr. 1). Väčšie klasty vľavo tvorí pseudooolit (hore) a sivý biomikritový vápenec (dole).

Tab. XIV

Obr. 4, 5 Paľovie dolina S3-BR. Angulárne až semioválna klasty bielych, sivých, svetlohnedých až čiernych mikritových vápencov, limonitizovaných vápencov, úlomkov pseudooolitov, sivých až bielych dolomitov, piesčitých vápencov a zrná limonitu a goethitu sú v svetlohnedej prachovej až piesčitej vápencovej základnej hmote.

Obr. 6 Vašárnica S1-BR, pri vrte D-86. V svetlohnedej kalovej až prachovej vápencovej základnej hmote sú subangulárne až oválne klasty rôznych druhov vápencov, dolomitov, menej pieskovicov a bridlíc.

Tab. XV

Obr. 7 Dúbravica, PD-1. V kalcitovej jemnozrnej základnej hmote sú hojne zastúpené klasty kremenných zrn do veľkosti 0,2 mm, menej romboedrických zrn kalcitu. V ľavej časti intraklast sparykalcitu. Výbrus, polaroidy II.

Obr. 8 Paľovie dolina, vrt D-113, výbrus D-113/6a (127, 8 m). Diferencovaná jemnozrnná karbonátová základná hmota (kalcit) polymiktných brekcií, gradačne zvrstvená, so zrnkami klastického kremeňa (biely) na báze rytmov. Sedimentácia rytmov je ukončená usadením vrstvičky kalu (mikritu) počas pokojnej sedimentácie. Vo vrchnom rytme sú väčšie angulárne klasty laminovaného mikritu a jemnozrnného vápenca.

Tab. XVI

Obr. 9 Suchá Driekyňa, SD-25. Klasty tmavých vápencov, mikritov, oosparitov, sparitov, bridlíc a kremencov v jemnozrnej karbonatickej základnej hmote so zrnkami kremeňa (biely) a kalcitu (biele kosoštvorce). Výbrus, polaroidy II.

Obr. 10 Paľovie dolina, ryha, výbrus 28/8-11. Polymiktný pieskovec až jemnozrnný zlepenec spevnený bazálnou karbonátovou základnou hmotou s úlomkami kremeňa je súčasťou súvrstvia polymiktných brekcií. Polaroidy II.

LADISLAV DUBLAN

Lahar Zolná – príklad katastrofickej udalosti v strednom sarmate

(13 obr., 3 fototab., angl. resumé)

Abstract. The article deals with a zoned lahar, conditions under which it came into existence, as well as its lithology, petrography and some of its physical parameters.

Lahar Zolná was mobilized on the slope of the Poľana stratovolcano and was deposited some 12 km away on a proluvial cone in the external volcanic zone.

It was laid down approximately 12.7 m.y. ago at the Lower/Middle Sarmatian boundary.

The lahar contains numerous fossilized elm (*Ulmus*) branches and trunks and therefore we regard it as a unique natural object which deserves to be preserved and protected.

Úvod

V geologickej stavbe miocénnych stratovulkánov na Slovensku je prítomnosť laharov celkom bežná a známa už desiatky rokov. Predstavujú pomerne variabilnú skupinu klastických hornín zložených prevažne z chaotickej zmesi úlomkov a drobnozrnnejšej výplňovej hmoty v rôznom vzájomnom pomere. Vznikajú na svahoch vulkánov mobilizáciou slabo spevneného úlomkovitého materiálu vulkanických explózií a jeho následným masovým premiestnením vo forme zvodnených úlomkovitých prúdov na úpätie, kde vytvárajú akumulácie prevrstvené s inými genetickými typmi vulkanogénnych sedimentov.

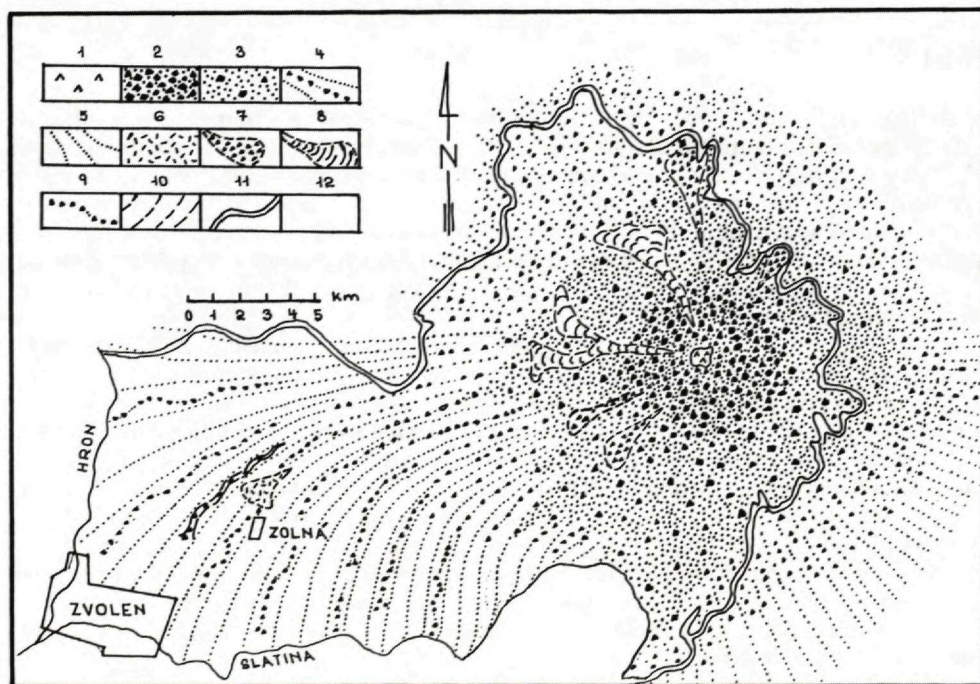
Medzi lahare zaraďujeme aj geologické teleso, ktoré sa nachádza pri severnom okraji obce Zolná, 7 km východne od Zvolena. Vystupuje vo forme niekoľkých skalných stien s celkovou dĺžkou asi 100 m a výškou do 7 m. Je veľmi dobre prístupné a nachádza sa v blízkosti štátnej cesty. Lahar vyvoláva pozornosť najmä tým, že obsahuje množstvo opalizovaných kmeňov a vetiev stromov (v subhorizontálnej polohe), ktoré sú uložené v nezvrstvenej chaotickej vrstve tufu s úlomkami a valúnmi andezitu. Väčšie množstvo kmeňov stromov a spôsob ich rozmiestnenia pri báze vrstvy už na prvý pohľad vyvoláva záujem a predstavu o možnej katastrofickej udalosti, ktorú rýchle sa rútiaci lahar spôsobil, keď strhol časť pravekého lesného porastu a premiestnil ho na terajšie miesto. Preto považujeme lahar za výnimočný prírodný výtvor, za zvláštny geologický objekt, veľmi vhodný na štúdium procesov, ktoré viedli k jeho vzniku (pred 12,7 mil. rokov).

Lahar Zolná tvorí plošne málo rozsiahlu šošovkovitú vrstvu v najspodnejšej časti strednosarmatského vulkanogénno-sedimentárneho súvrstvia externej vulkanickej zóny stratovulkánu Poľana. Geologický profil tejto zóny tvoria epiklastické vulkanic-

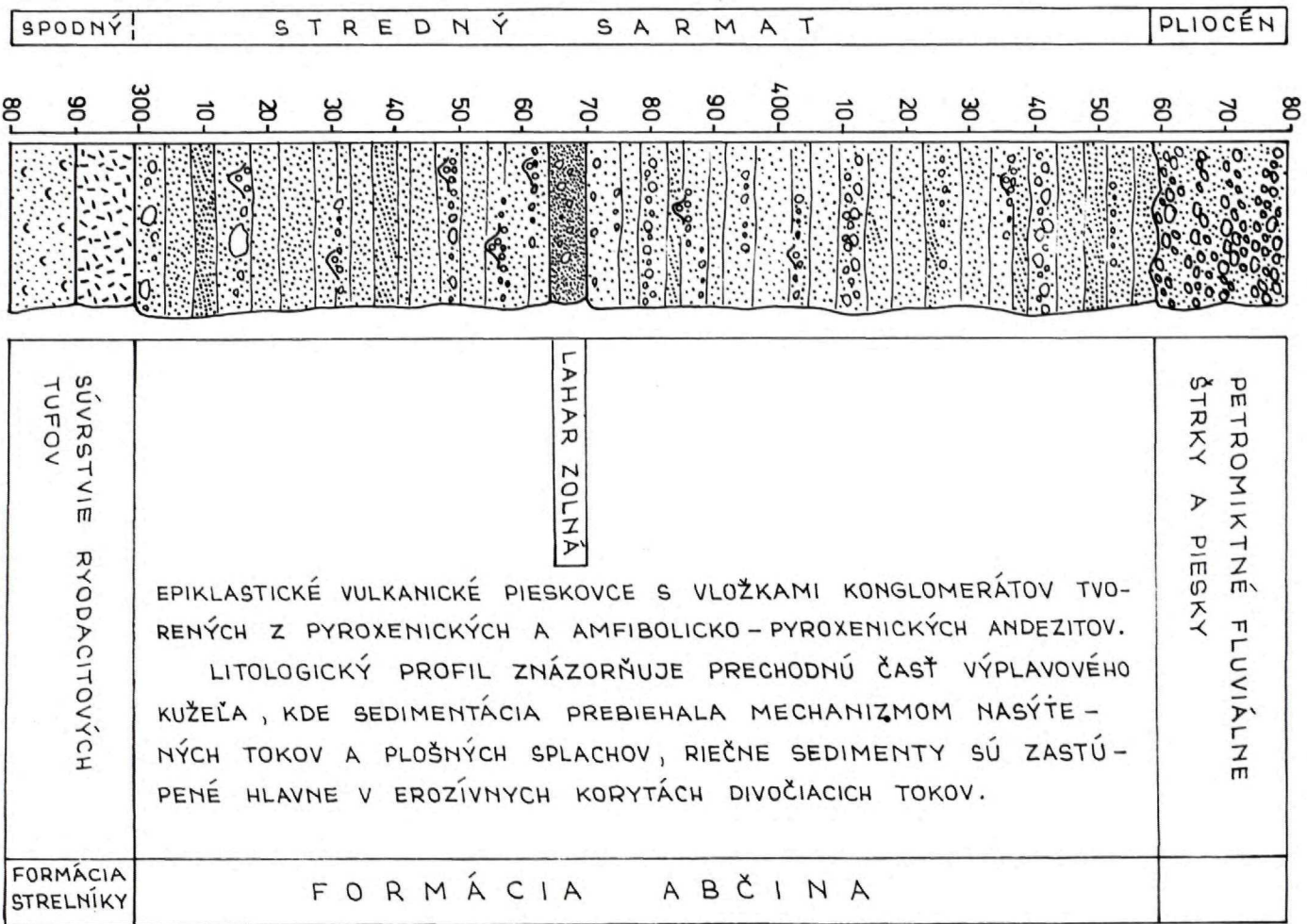
ké pieskovce a konglomeráty rozľahlého výplavového kužeľa. Úlomkovitý materiál kužeľa erodoval vo svahu vulkánu a prenášali ho periodické toky rôzne nasýtených vodných prúdov a úlomkovitých prúdov, striedajúcich sa s občasnou aktivitou divokých periodických vodných tokov. Touto činnosťou západne od vulkánu sa v danom období sformoval výplavový kužeľ, ktorého okraje zasahujú až do okolia Zvolena (obr. 1.). Po jeho povrchu sa lahar ako úlomkovitý prúd pohyboval do vzdialenosti 12–15 km od miesta zdroja úlomkovitého materiálu na svahu vulkánu, aby sa v mieste depozície stal súčasťou sedimentov výplavového kužeľa (obr. 2, 3.).

Pri riešení otázok genézy laharu sa vychádzalo z výsledkov geologického mapovania a detailného štúdia odkryvu. Len tak bolo možné sa vysloviť k otázkam, či geologické teleso je skutočne lahar, kde sa nachádza jeho zdrojová oblasť, aké boli geomorfologické charakteristiky paleoprostredia, klimatické podmienky, stratigrafia, litológia, pôvod prekremených kmeňov stromov, aké procesy kontrolovali vznik laharu atď.

Katastrofickú udalosť, ktorá sa v prípade lahara nevyhnutne predpokladá, chápeme ako komplikovaný dynamický proces, čo v krátkom časovom okamihu uvoľnil a premiestnil materiál na miesto depozície. Dôležité je tiež posúdiť, či takáto udalosť je v čase jedinečná, alebo periodicky sa opakujúca. Je pravdepodobné, že jedinečnú katastrofickú udalosť spôsobuje určitá neobvyklá súhra okolností (príčin), ktoré môžu mať neperiodický charakter.



Obr. 1 Poliansky stratovulkán v období formovania výplavového kužeľa – stredný sarmat. 1 – intrúzie, 2 – centrálna vulkanická zóna, 3 – prechodná vulkanická zóna, 4 – externá vulkanická zóna – vložky konglomerátobrekcií, 5 – externá vulkanická zóna, 6 – lahar severne od Zolnej, 7 – pyroklastické prúdy, 8 – lávové prúdy, 9 – brekcie a konglomeráty, 10 – rozsah výplavového kužeľa, 11 – súčasné hranice vulkánu.



Obr. 2 Poloha lahara Zolná v rámci miestneho litostratigrafického profilu.

Pretože v rámci výplavového kužeľa sme nezistili lahar s podobnými charakteristikami, považujeme jeho vznik za jedinečnú udalosť, ktorá sa sformovala na pozadí periodicky sa opakujúcich procesov vyjadrených v cyklickej sedimentácii výplavového kužeľa.

Terminológia a hlavné črty laharov

Termín lahar je indonézskeho pôvodu a do literatúry ho zaviedol van Bemmelen v roku 1949 na označenie uloženín, ktoré vznikli rýchlym masovým transportom zmesi horninových úlomkov a vody, mobilizovaných na svahoch vulkánov.

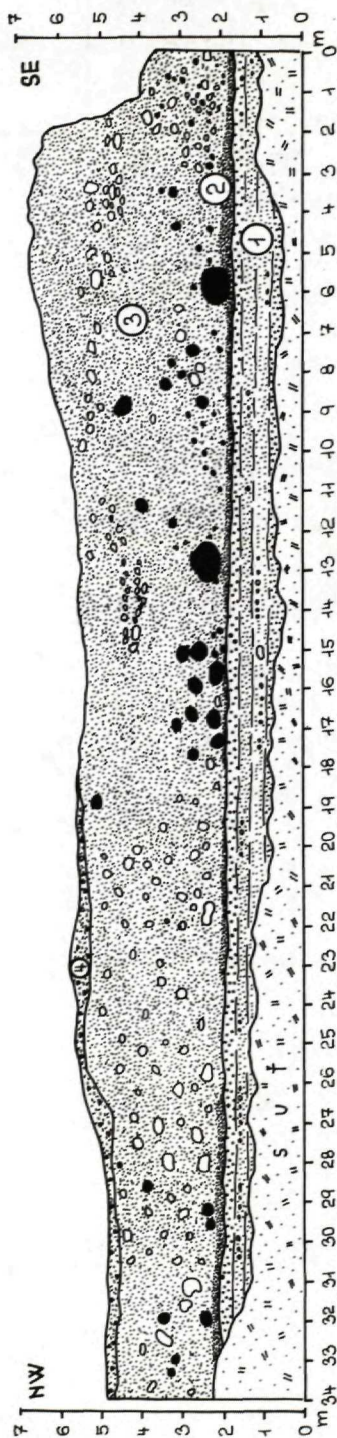
Prevažná väčšina autorov chápe lahar práve v tomto zmysle. CRANDELL (1971) pod všeobecnejší pojem lahar zahŕňa rôzne štruktúrne variety, ako je debris flow (úlomkovitý prúd), alebo mud flow (bahnitý prúd).

Množstvo poznatkov o laharoch od čias van Bemmelen rýchle narástlo, čo už v polovici osemdesiatych rokov viedlo NELLA (1976) k zostaveniu prehľadu laharov i literatúry o nich z globálneho hľadiska. V súbornom diele o explóziách vulkánu Mount St. Helens (LIPMAN – MULLINEAUX, 1981) sa tiež používa termín lahar v súvislosti s recentnou činnosťou vulkánu.

Podobne FISCHER a SCHMINCKE (1984) v monografii o pyroklastických horninách uvádzajú charakteristiky laharov v spojení s vývojom vulkanických regiónov.

V sovietskej literatúre najviac údajov o laharoch pochádza zo štúdia činných kamčatských vulkánov a neogénnych vulkánov Zakarpatska. GORŠKOV (1959), MALEJEV (1963, 1975), MELEKESCEV et al. (1970), KRAJEVAJA (1977), KURALENKO (1986) atď.

V slovenských neovulkanitoch sú lahare definované už dávno a bežne sa znázorňujú v geologických mapách i profiloch. Tak napr. KONEČNÝ (1977) z oblasti Krupinskej vrchoviny popisuje laharové prúdy a laha-



Obr. 3 Syntetický náčrt lahara Zolná. 1 – podložné epiklastické pieskovce, 2 – bazálna časť lahara s dutinami po zvetraných opalizovaných častiach stromov, 4 – vrchná časť lahara tvorená pieskovcom so slabou vyvinutým šikmým zvrstvením. Dutiny po kmeňoch stromov sú vyznačené čiernou. Predstavujú skutočnú pozíciu podľa situácie na odkryve.

rové brekcie, ktoré predstavujú úlomkovitý materiál transportovaný z oblasti vulkanických svahov priľahlých k erupčivým centráam. Na popis niektorých geologických telies využíva známe termíny, ako je horúci lahar (hot lahar), alebo studený lahar (cold lahar), podľa toho, či materiál bol uložený v horúcom stave, alebo nie.

Niektorí autori neodporúčajú používať názov lahar. Tak napr. zvodnené prúdy vulkanického popola a úlomkov mobilizovaných na svahu kostarického vulkánu Irazu WALDRON (1967) nazýva debris flow.

Najnovšie SMITH (1986) navrhuje termín lahar vylúčiť; vo svojej klasifikácii vulkanoklastických sedimentov ho nahrádza termínom debris flow.

Napriek týmto názorom sme za zachovanie názvu lahar, pretože je nielen vžitý, pohodlný, ale je aj súčasťou moderných litologicko-genetických klasifikácií vulkanoklastických hornín. Najlepšie bude používať ho v zmysle špecifickej variety v rámci všeobecnejšieho termínu debris flow (úlomkovitý prúd), ktorý je tvorený tufovou alebo tufovo-piesčitou matrix.

FISCHER a SCHMINCKE (1984) na základe posúdenia prác CRANDELLA (1971) a MACDONALDA (1972) uvádzajú, že lahare môžu vznikáť v dôsledku veľmi rozmanitých príčin, ktoré sú v rôznom časovom vzťahu k vulkanickým erupciám. Podľa toho ich členia na:

1. lahare, ktoré sú priamym a bezprostredným výsledkom erupcií
 - a) cez jazerá, sneh, alebo ľad,
 - b) formovaných počas silných dažďov v priebehu erupcie alebo bezprostredne po nej,
 - c) vyvolaných vtečením pyroklastických prúdov do riek, na sneh, alebo na ľad,
2. lahare, ktoré sú priamo spojené s erupciou, alebo vznikajú krátko po nej
 - a) zemetrasením,
 - b) expanziou vulkánu, v dôsledku čoho dochádza k rýchlej drenáži jazier, alebo k mobilizácii nespevnených úlomkov a premenených hornín,
3. lahare, ktoré nijako nie sú spojené so súčasnou vulkanickou aktivitou a vznikli
 - a) mobilizáciou nespevnenej tefry silnými dažďami, alebo vodou z roztopeného ľadu a snehu,
 - b) zrútením nestabilných svahov tvorených čiastočne diageneticky spevnenými alebo hydrotermálne premenenými horninami bohatými na íl a nasýtenými vodou,
 - c) pretrhnutím hrádzí preplnených vodou,
 - d) na svahoch vulkánov, ktoré sú silne zvetrávané a erodované,
 - e) náhle, zrútením zmrznutej pôdy v priebehu jarného oteplenia.

Zo štruktúrno-litologického hľadiska lahar predstavuje extrémne zle vytriedený sediment, zložený z úlomkov hornín, ktoré niekedy dosahujú veľkosť až niekoľkých metrov a sú viac-menej chaoticky uložené v piesčitej matrix. Zastúpenie týchto dvoch základných zložiek môže silne kolísať, čo umožňuje triediť lahare podľa zrnitosti.

Niekedy sa pozoruje normálne až reverzné gradačné zvrstvenie – SCHMINCKE (1967), SMITH (1986) – pričom reverzée vzniká obvykle pri vyššom obsahu ílu v lahari.

Pomer sediment/voda má rozhodujúci význam pre vznik gravitačných suchozemských prúdov, medzi ktoré patrí aj lahar. Z tohto hľadiska lahar môže prechádzať do iných genetických typov sedimentov v závislosti od zmeny pomeru sediment/voda. WELLS-HARVEY (1987), ktorí takéto prechody detailne skúmali, vydělili šesť geneticky závislých facií, ktoré síce vznikli v nevulkanickom regióne, ale môžu sa využiť aj vo vulkanických podmienkach. Ide o tento súbor facií jedného procesu:

D₁ – viscous debris flows (viskózne úlomkovité prúdy),

D₂ – dilute debris flows (zriedené úlomkovité prúdy),

- T₁ – transitional flows (prechodné prúdy),
- S₁ – fluvial boulder bars (riečne balvanovité valy),
- S₂ – fluvial longitudinal cobble bars (riečne pozdĺžne hrubovalúnové valy),
- S₃ – fluvial sheet gravels (vrstvy riečnych štrkov).

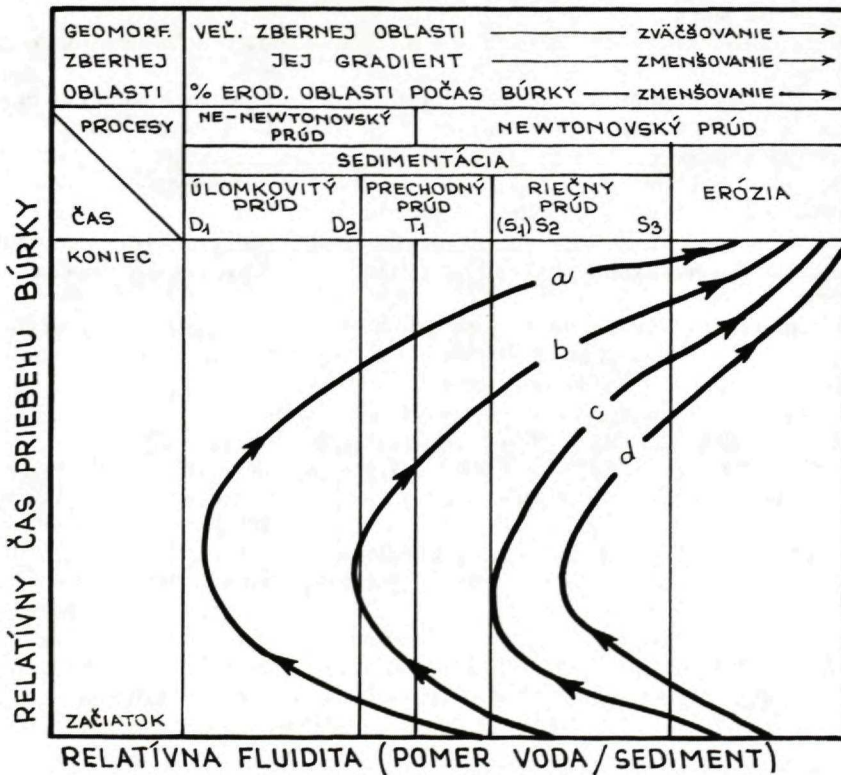
Tieto fácie sa zistili v rôznych výplavových kužeľoch, ktoré vznikli zároveň počas jednej intenzívnej búrky a predstavujú vlastne prechod od úlomkovitých prúdov cez vysokonasýtené prúdy do normálnych riečnych prúdov.

Na grafe (obr. 4) sú znázornené krivky vývoja rôznych fácií, sedimentov v závislosti od množstva faktorov, ktoré rôznou mierou vplyvajú na vznik určitých typov fácií a ich vzájomného vzťahu ako dôsledku vývoja jedného procesu.

BULL (1964) na klasifikáciu uložení výplavových kužeľov používa rôzne parametre zrnitostnej analýzy a delí ich na sedimenty:

1. uložené vodou (waterlaid sediments),
2. prechodné (intermediate sediments),
3. bahnité prúdy (mud flows).

Podobné delenie uvádzajú BEVERAGE-CULBERTSON (1964), ale Bullove prechodné prúdy označujú ako hyperconcentrated flows (vysokonasýtené prúdy) a charakterizujú ich 40–80 % hmotnostným obsahom sedimentu vo vode.



Obr. 4 Konceptný model grafu vzniku rôzne nasýtených vodných prúdov v závislosti od variabilných faktorov v časovom vývoji jednej búrky (podľa WELLSA – HARWEYA, 1987; upravené).

SMITH (1986) predkladá klasifikáciu vulkanoklastických sedimentov založenú na posúdení charakteristík prúdu, z ktorého sedimenty vznikli, a štruktúry sedimentu, pričom za diskriminujúce faktory pokladá spôsob uloženia, zvrstvenie, gradáciu, pomer úlomkov k matrix a orientáciu klastov. V tejto klasifikácii je podstatné, že umožňuje dobre poznať genetický typ vulkanoklastického sedimentu na základe štruktúry a textúry vrstvy.

Sedimentáciu laharov treba teda chápať ako integrovaný proces v rámci sedimentácie ostatných vulkanoklastických sedimentov. Medzi rôznymi genetickými typmi môžu byť pozvoľné prechody podmienené stupňom zvodnenia počas transportu. Lahare pri zvýšení obsahu vody môžu prechádzať do vysokonásytených vodných prúdov a naopak, zosuvy s nízkym obsahom vody sa pri zvodnení môžu zmeniť na lahare. Každý genetický typ pri extrémnom presýtení vodou však prechádza do normálneho riečného sedimentu.

Litologicko-petrografická charakteristika

Lahar tvorí šošovkovitú vrstvu s mocnosťou do 7 m, situovanú medzi epiklastickými vulkanickými pieskovecami a konglomerátmi výplavového kužeľa (tab. XVII–XIX). Je zložený z tufu s úlomkami andezitov. Okrem týchto základných zložiek obsahuje opalizované vetvy a kmene stromov, ktoré sa prejavujú na stene odkryvu vo forme dutín valcovitého tvaru. Vznik dutín je čiastočne spojený s dehydratáciou opálu a jeho rozpadom na šľovitú substanciu, ktorá selektívne vetrá, v dôsledku čoho sa zachováva len obrys pôvodnej dreviny. Vo vnútornej časti sa dutina končí zvetraným drevným opálom, ktorý možno z nej vyhrabať, čo sa často aj stáva, a je hlavnou príčinou vzniku dutín.

Lahar má tri vrstvy veľmi rozdielnej mocnosti, formy, ale aj zloženia a zrnitosti (obr. 3). Označili sme ich ako bazálnu časť lahara (BČL), vlastnú masu lahara (VML) a vrchnú časť lahára (VČL).

a) Bazálna časť lahara

BČL zastupuje nepravidelne vyvinutá vrstva vo forme prerušovaných šošoviek s maximálnou mocnosťou 50–70 cm. Ich distribúcia v rámci časti celkového profilu lahara je znázornená na obr. 3. Spodná hranica šošoviek je vždy ostrá a prebieha paralelne s vrstevnatosťou podložných sedimentov. Vrchná hranica s vlastnou masou lahara je niekde ostrá, inde nejasná.

BČL je utvorená nezvrstveným drobnozrným tufom svetložltosivej farby, neobsahuje väčšie úlomky a valúny andezitov ako ostatná časť lahara. Stupeň rozdielnosti medzi bazálnou časťou lahara a jeho vlastnou masou znázorňujú tab. 1 až 3.

Fyzikálne vlastnosti zhrnuté v tab. 1 naznačujú, že BČL má zreteľne rozdielnu mineralogickú hustotu 2,46 v porovnaní s 2,51–2,54 ostatnej masy lahara, alebo 2,55 až 2,73 v podložných epiklastických pieskovecoch. V porovnaní so všetkými okolitými horninami má zníženú objemovú a prirodzenú hustotu.

Najvýraznejšie rozdiely sú v zastúpení minerálov ťažkej frakcie. BČL obsahuje len 0,9 % ťažkých minerálov. V nich má oproti iným horninám až 30-násobne znížený obsah nezmeneného hypersténu. Na druhej strane má naopak vysoký obsah opakovaných minerálov a leukoxénu (tab. 2). Pomer zastúpenia minerálov v ťažkej frakcii môžeme znázorniť schémou:

opakové minerály > leukoxén > limonitizované minerály >
amfibol > apatit > hyperstén > biotit > zirkón > granát.

Hornina ako celok je na 99 % zložená z vulkanického skla, litoklastov a kryštalo-klastov ľahkých minerálov. Medzi nimi prevláda zonálny, nezmenený plagioklas veľkosti okolo 0,1 mm, ojedinele až 0,5 mm, ktorý tvorí 2–5 %. Zriedkavé sú kryštalo-klasty kremeňa vulkanického pôvodu. Podstatnú časť tufu tvorí vulkanické sklo, čiastočne zmenené na montmorillonitový íl s prímiesou goethitu. Celkový obsah lito-klastov veľkosti do 1–2 mm je 1–2 %. Tvoria ich úlomky zvetraného andezitu. Lito-klasty sú distribuované nehomogénne, vyskytujú sa ich miestne akumulácie až do 15 % obsahu. Priestorová orientácia týchto akumulácií je nejasná, pravdepodobne hniezdovitá, bez zreteľného smerovania, ich veľkosť je niekoľko dm.

Tab. 1 Fyzikálne vlastnosti hornín

	1	2	3	4	5	6	7	8
objemová hustota	1,79	1,74	1,74	1,79	1,78	1,79	1,74	1,87
mineralogická hustota	2,54	2,51	2,46	2,55	2,73	2,57	2,61	2,58
prírodná hustota	2,09	2,04	2,04	2,09	2,13	2,09	2,07	2,14
pórovitosť	29,4	30,9	29,2	30,1	34,7	30,3	33,4	27,8

Lokalizácia vzoriek:

1 – z lahara, asi 1 m od spodnej hranice; 2 – z lahara, asi 1,5 m od spodnej hranice; 3 – z bazálnej časti lahara; 4 až 8 – súvrstvie epiklastických vulkanických pieskovcov výplavového kužela z podložia lahara. Striedajú sa tu vrstvy vzniknuté z vysokonasytených zátopových prúdov (č. 4, 6, 8) a zriedených až normálnych riečnych prúdov (č. 5, 7).

Tab. 2 Percentuálne zastúpenie minerálov v ťažkej frakcii

	1	2	3	4	5	6	7	8
hyperstén	64,1	54,2	1,9	49,5	58,4	51,1	49,8	52,7
augit	0,5	0,9	–	–	0,2	0,6	0,3	0,9
amfibol	2,8	6,5	6,7	1,4	1,5	1,2	1,0	1,9
biotit	–	–	1,0	–	–	–	–	–
granát	0,3	–	0,3	–	–	–	–	–
apatit	0,3	–	3,2	0,4	0,4	0,6	–	–
zirkón	–	–	0,6	0,2	–	–	–	–
rutil	–	–	–	0,5	–	–	–	–
leukoxén	–	–	26,6	–	–	–	–	–
limonit. minerály	16,7	23,4	13,5	19,0	5,5	24,2	12,9	13,3
opacit. minerály	14,4	14,5	–	–	–	5,3	–	0,5
laolin. minerály	1,0	–	–	13,5	32,1	12,5	27,1	21,6
opak. minerály	–	–	46,2	15,6	1,9	4,7	8,2	9,0
neurč. minerály	–	0,5	–	–	–	–	0,6	–
obsah ťaž. min. v %	8,4	6,4	0,9	9,4	neurčené			

Lokalizácia vzoriek je rovnaká ako v tab. 1.

Tab. 3 Chemické analýzy z matrix laháru

	1		2		3	4
	a	b	a	b		
SiO ₂	59,69	63,06	58,75	65,20	58,71	65,98
TiO ₂	0,19	0,20	0,34	0,38	0,88	0,59
Al ₂ O ₃	18,39	19,43	15,19	16,86	17,24	16,15
Fe ₂ O ₃	4,90	5,18	6,43	7,14	3,31	2,47
FeO	0,77	0,81	–	–	4,09	2,33
MnO	0,07	0,07	0,06	0,07	0,14	0,09
MgO	1,02	1,08	0,99	1,10	3,37	1,81
CaO	5,45	5,76	5,03	5,58	6,88	4,38
Na ₂ O	2,36	2,49	1,76	1,95	3,53	3,85
K ₂ O	1,51	1,59	1,30	1,44	1,64	2,20
P ₂ O ₅	0,21	0,22	0,26	0,29	0,21	0,15
H ₂ O ⁺	2,22		5,96			
H ₂ O	3,12		3,62			
Súčet	99,99		99,69			

Lokalizácia vzoriek:

1 – zo strednej časti lahára (anal. LETKOVÁ, 1989); 2 – z bazálnej časti lahára (anal. LETKOVÁ, 1989); 3 – priemerné chemické zloženie andezitu (LE MAITRE, 1976); 4 – priemerné chemické zloženie dacitu (LE MAITRE, 1976); (analýzy sú prepočítané na bezvodý stav, anal. „b“).

Tuf je súdržný, masívny, jemná pórovitosť dosahuje 29 % (tab. 1). Na niektorých miestach sa vyskytujú odtlačky bylín, listov a vetvičiek stromov.

Na základe chemickej analýzy sme horninu klasifikovali ako kryštalo-vitroklastický dacitový tuf. Ak jeho chemizmus porovnávame s priemerným chemickým zložením dacitu podľa LE MAITRE (1976), tak vychádza, že pri rovnakom obsahu SiO₂ má tuf znížený obsah MgO, Na₂O, K₂O a zvýšený obsah CaO a Fe₂O₃ (Fe je zastúpené len vo forme Fe₂O₃); (tab. 3).

b) Vlastná masa lahára

Tvorí takmer celý objem lahára (98 %). Od bazálnej časti sa líši najmä tým, že má vyšší obsah resurgentnej zložky primiešanej k matrix vo forme litoklastov andezitu rôznej zrnitosti. Celkový obsah úlomkov a valúnov andezitov veľkosti do 30 cm dosahuje asi 5 %. Ich priestorová distribúcia je chaotická, miestami však s jasnou akumuláciou úlomkov, niekedy dokonca v rámci celej mocnosti. Takáto akumulácia je na obr. 3 zreteľná v intervale 18–34 m. Náznaky zvrstvenia sa prejavujú v hornej polovici telesa tým, že v určitej zóne (napr. hrúbky 1 m, dĺžky 10 m) je zvýšený obsah úlomkov a valúnov andezitov. Takáto zóna nie je voči okoliu presne vymedzená, nemá vrstvené plochy a ani matrix nevykazuje rozdiely (obr. 3, interval 0–15 m). Vyšší obsah úlomkov vo vrchnej časti vrstvy poukazuje na určitý typ reverzne gradačného zvrstvenia, ktoré sa objavuje v miestach najväčšej mocnosti lahára. V celkovej mase tufu je ťažko pozorovateľný, pretože obsah fragmentov v takejto zóne nepresahuje 5–10 %.

Vrchná hranica lahára je už primárne zvlnená a následne ovplyvnená eróziou. Zmena mocnosti však súvisí aj s jeho pôvodne šošovkovitým tvarom. Smerom k okrajom

lahar vyznieva v mocnosti a zároveň s pribúdaním valúnov a blokov postupne prechádza do konglomerátu s tufovou matrix.

VML sa v mnohých aspektoch odlišuje od bazálnej časti. Predovšetkým tým, že je zložená z matrix s vyšším obsahom piesčitej prímesi, a prítomnosťou úlomkov a valúnov, ktoré chýbajú v bazálnej časti.

Úlomky a valúny tvoria dve základné petrografické variety andezitov. Silne prevláda amfibolicko-hyperstenický andezit, \pm augit nad augiticko-hyperstenickým andezitom. Sú rovnakého typu ako tie, ktoré boli zistené v konglomerátoch podložných epiklastík (tab. 4). Ojedinele sa nachádzajú aj úlomky hydrotermálne premenených andezitov. Časť litoklastov vo forme valúnov bola zachytená laharom pri jeho pohybe v riečnom koryte.

Tab. 4 Modálne zloženie fragmentov z lahara a podložných konglomerátov v % objemu

	1	2	3	4
základná hmota	47,5	61,9	53,9	56,3
plagioklas	31,9	30,9	33,0	29,7
hyperstén	6,9	5,8	8,5	6,6
augit	0,1	0,2	0,5	0,1
amfibol	–	0,7	–	1,3
premenené tmavé minerály	0,8	–	–	–
flóvité minerály	5,9	–	–	–
opakové minerály	0,7	0,5	0,8	0,9
dutiny	–	–	3,2	5,3

Lokalizácia vzoriek:

1, 2 – fragmenty z lahara; 3, 4 – fragmenty z podložných konglomerátov

Ako matrix (základná, výplňová hmota) sa označuje drobnozrnná hmota, ktorá vyplňa priestor medzi väčšími úlomkami. Tým je v hrubých črtách naznačený bimodálny charakter rozdelenia zrnitosti. Pri nízkom obsahu väčších úlomkov vlastne matrix ako výplňovú hmotu už definovať nemôžeme, ako je to aj v prípade lahara Zolná, ktorého druhý člen bimodálneho rozdelenia zrnitosti – úlomky – sú zastúpené v podradnom množstve okolo 5 %.

Matrix svetlohnedastosej farby je zložená z litoklastov andezitu, kryštaloklastov, vulkanického skla a tmelu.

Litoklasty majú v priemere veľkosť asi 1 mm, ojedinele 2–10 mm. Pri nehomogenite ich obsahu a variáciách vo veľkosti sa celkový pravdepodobný obsah odhaduje asi na 25 %. Petrografické variety litoklastov veľkosti do 10 mm sú podobné ako pri väčších úlomkoch. Vyskytujú sa najmä amfibolicko-pyroxenické andezity s hyalinnou alebo hyalopilitickou základnou hmotou. Veľmi zriedkavá je bublinatá pemza veľkosti 1 mm, obsah pod 1 %.

Kryštaloklasty tvorí plagioklas s rytmickou zonalitou maximálnej veľkosti 0,3x1,2 mm, v priemere okolo 0,3 mm.

Pyroxény (hlavne hyperstény) sú silne zvetrané, niektoré hydrotermálne chloritizované.

Amfiboly veľkosti pod 0,2 mm sú ojedinelé a rovnako zvetrané ako pyroxény.

Obsah ťažkých minerálov podľa sedimentárnej analýzy dvoch vzoriek z rôznych miest lahara je $7,5 \pm 1,4$ %. Medzi nimi sú podstatne zastúpené hyperstény ($59,2 \pm 7,0$ %), málo je amfibolu ($4,7 \pm 2,6$ %), prítomné sú len ojedinelé zrná granátu

a apatitu. Ostatnú časť ťažkej frakcie tvoria limonitizované minerály, ktorých obsah je zreteľne vyšší ako v podložných epiklastických pieskovcoch (tab. 2).

Pórovitosť dosahuje hodnotu $30,1 \pm 1,0 \%$, ktorá je mierne nižšia ako v podložných pieskovcoch – $31,3 \pm 2,8 \%$ (tab. 1).

Medzi ľahkými minerálmi prevláda plagioklas, ostatné minerály tvoria zriedkavé zná kremeňa. Vulkanické sklo premenené na montmorillonitový íl tvorí spolu s hydroxidmi Fe tmel.

Podľa mineralogického a chemického posúdenia sa na zložení lahara podieľajú zložky redeponované z formácie Strelníky (ryodacitového zloženia) a formácie Abčína (andezitového zloženia). Ich premiešaním vznikla zmes, ktorá má v priemere dacitové zloženie, ako to znázorňuje tab. 3. Horninu tvoriacu lahar Zolná môžeme preto charakterizovať ako redeponovaný, zmiešaný ryodacitovo-andezitový tuf priemerného dacitového zloženia s úlomkami a valúnmi andezitu.

Lahar Zolná má zonálnu stavbu (obr. 3). Spodnú bazálnu časť nie je možné oddeliť od vlastnej masy lahara a spojiť ju s podložnými epiklastickými pieskovcami, pretože má s nimi ostrú, čiastočne eróznou hranicu; s vlastnou masou lahara je hranica väčšinou postupná. Všetky ostatné skúmané hodnoty (tab. 1–3) BČL sa tiež približujú skôr k VML ako k podložným pieskovcom. Spracovanie údajov vo forme grafu (obr. 5) jednoznačne vedie k takémuto záveru. Bazálna zóna a vlastná masa lahara sú zreteľne diskriminované od ostatných genetických typov sedimentov v okolí.

Tretia zóna lahara tvoriaca vrstvu v jeho vrchnej časti sa však veľmi málo líši od okolitých pieskovcov; jej priradenie k laharu nie je preto také jednoznačné.

c) Vrchná časť lahara

Tvorí 0–50 cm mocnú vrstvu vulkanického pieskovca so slabovyvinutým šikmým zvrstvením. Obsahuje asi 15 % prímiesi andezitových úlomkov veľkosti do 3 cm. Prímies z ryodacitových tufov je v tejto zóne z celého lahara najnižšia. Hranica s vlastnou masou lahara je postupná a vizuálne ťažko postrehnuteľná. Vrchná hranica tejto zóny s nadložími je zakrytá kvartérom.

Lahar Zolná má teda vyvinuté tri zóny diferencujúce sa najmä litologicky, petrograficky, mocnosťou, objemom a zvrstvením.

SCHMINCKE popísal zonálne lahare už roku 1967 (obr. 6). Ním študované telesá obsahovali tri zóny:

a) bazálnu s mocnosťou okolo 20 cm, zloženú z jemného až hrubého piesku, s náhlym prechodom do zóny „b“,

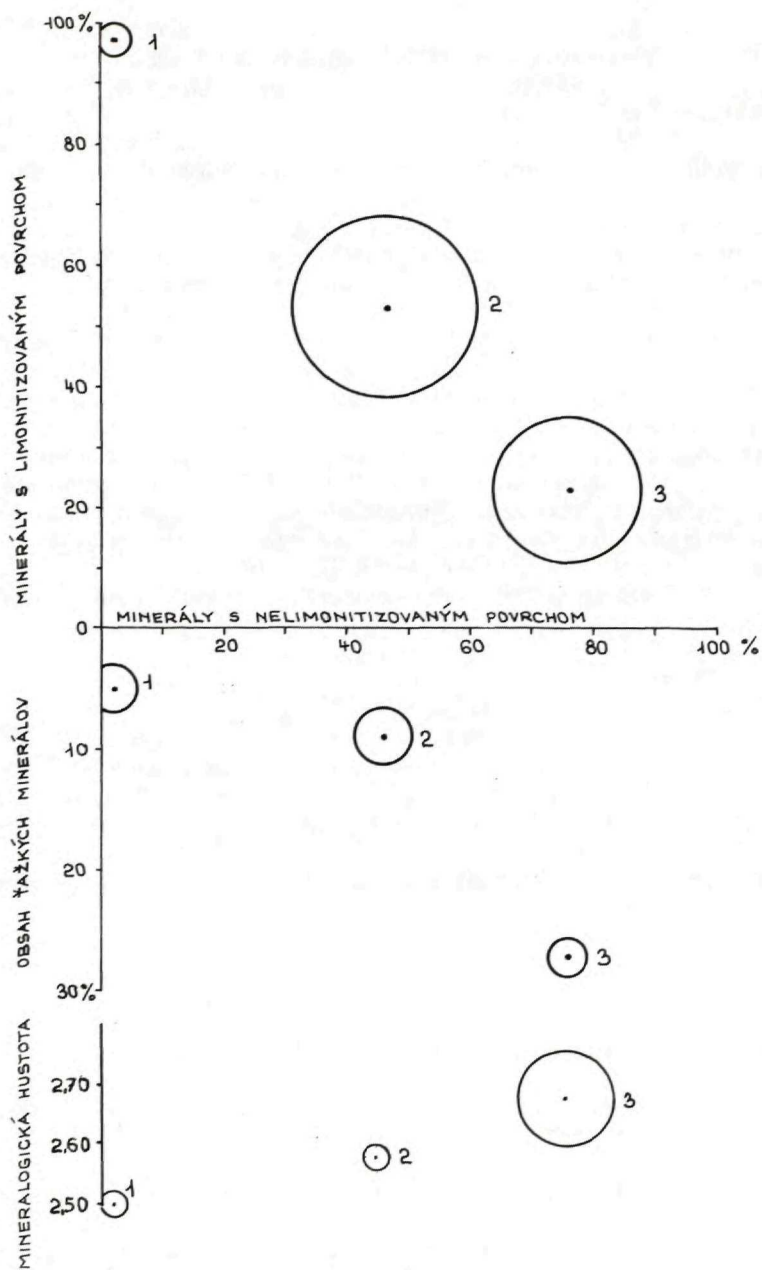
b) centrálnu – hrubozrnnú, piesčito-valúnovú, niekedy s ojedinelými blokmi veľkosti až do 3 m,

c) vrchnú – krížovo zvrstvenú pemzovo-piesčitú zónu s postupným prechodom do nadložia i do centrálnej zóny lahara.

Podľa literatúrnych údajov sa zdá, že zonálne lahare sú skôr výnimkou ako pravidlom, niekedy (ako v prípadoch, ktoré popisuje SCHMINCKE) môžu byť v niektorých oblastiach celkom bežné.

Medzi takéto oblasti patrí aj Poľana, kde sme zonálne lahare už v minulosti identifikovali, ale teraz po prvýkrát aj zverejňujeme. V ostatnej časti slovenského neovulkanického územia dosiaľ zonálne lahare neboli študované ako špecifická varieta.

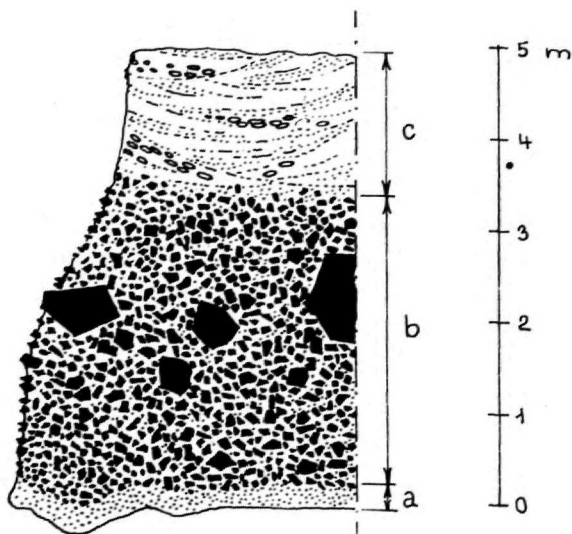
Doteraz povedané potvrdzuje, že aj lahar Zolná má zonálnu stavbu zloženú z troch zón. Vrchnú časť lahara môžeme stotožniť so Schminckeho zónou „c“. V jeho prípade má však táto zóna výrazné znaky šikmého zvrstvenia.



Obr. 5 Diskriminácia rôznych genetických typov pieskovcov v okolí lahara Zolná.

1 - matrix lahara Zolná, 2 - pieskovce vzniknuté z vysokonasytených zátopových prúdov, 3 - pieskovce zo zriedených až normálnych riečnych prúdov (priemer kružníc znázorňuje rozptyl okolo priemernej hodnoty).

Z hľadiska dynamizmu procesu vzniku laharov možno vrchnú zónu niekedy považovať aj za naloženú mladšiu vrstvu, ktorá vznikla redepozíciou staršieho materiálu vrátane preplavenia vrchnej časti lahara a jeho sedimentáciou v podmienkach režimu vodných prúdov typu „dilute flow“ až normálnych riečnych prúdov. Vzájomný vzťah lahara ako celku a vrchnej zóny „c“ sa v jednotlivých prípadoch musí posudzovať veľmi opatrne. Ide o rozhodnutie, či vrchná vrstva (zóna „c“) vznikla v priebehu jednej postupne sa vyvíjajúcej udalosti – búrky (ako to dokumentuje graf na obr. 4), alebo je výsledkom dvoch časovo prerušených udalostí sedimentácie.



Obr. 6 Zonálny lahar podľa SCHMINCKEHO (1967); upravené.

Distribúcia kmeňov a vetiev stromov v lahari

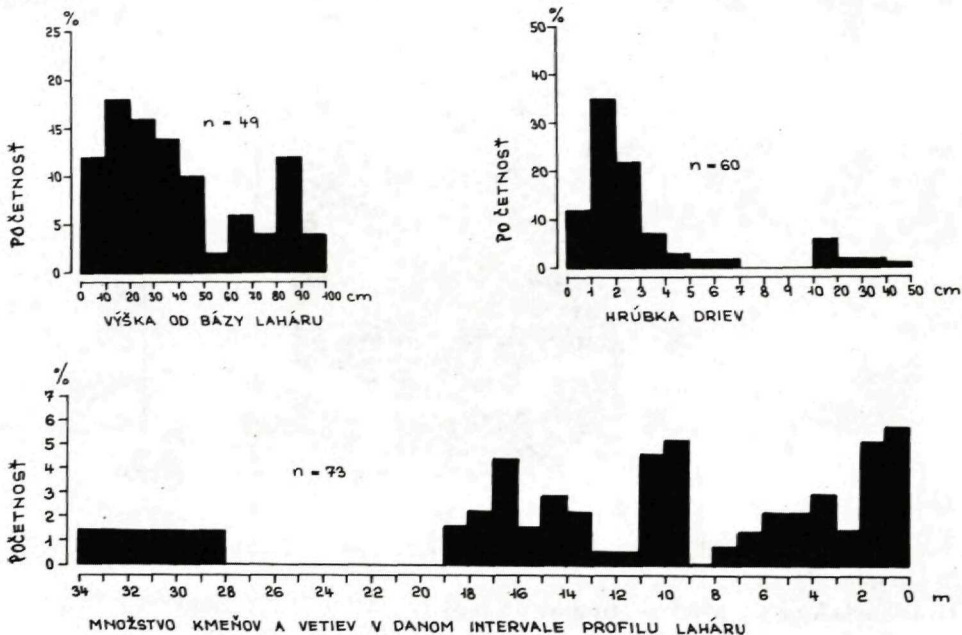
Ako sme už uviedli, lahar obsahuje množstvo opalizovaných kmeňov a vetiev stromov. Vyskytujú sa najmä v jeho spodnej časti, kde vytvárajú miestne akumulácie (obr. 3). Najväčšie kmene ležia bezprostredne na tufovej vrstve, ktorá tvorí bazálnu časť lahara. V tejto vrstve sa už nevyskytujú kmene, len časti vetiev a bylín.

Podložné horniny podobne ako lahar obsahujú niektoré ľahko merateľné štruktúrne prvky, ako je napr. vrstevnatosť, usmernenie driev a pod. Použili sme ich na riešenie základných otázok genézy a formovania lahara. Výsledky následného štatistického spracovania sú zhrnuté v diagramoch.

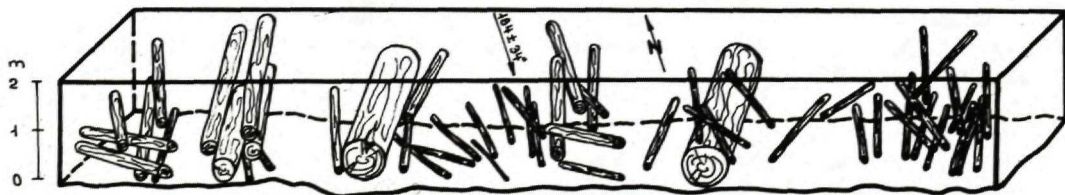
Celkové priestorové rozmiestnenie dreva nie je možné zistiť, pretože odkryv (obr. 3) zachytáva približne len jednu štvrtinu prierehu lahara. Napriek tomu sa zistilo, že drevo je nahromadené v strednej časti prierezu, kde je mocnosť najväčšia, a do strán sa jeho obsah postupne znižuje.

Obr. 3 ukazuje, že aj keď rozmiestnenie dreva je nepravidelné, vytvára miestne akumulácie. Dokumentuje to aj histogram na obr. 7 a blokdiagram na obr. 8. Ako je drevo distribuované v pozdĺžnom smere, sa dá určiť len odhadom. Podľa všetkého prebieha vo viac či menej rovnobežných prerušovaných pásach širokých 5–10 m.

Dĺžka takýchto akumulácií je mnohonásobne väčšia ako ich šírka. Približne 90 % a viac z celkového obsahu dreva sa nachádza asi do výšky 1 m od spodnej hranice lahara. Na obr. 7 je percentuálne znázornená distribúcia dreva do tejto výšky. Bazálna vrstva lahara obsahuje len ojedinelé tenké vetvičky. Kmene a vetvy sú maximálne nahromadené do výšky 50 cm (asi 70 %) od hranice s bazálnou vrstvou (obr. 7), podstatne menej sa ich vyskytuje v intervale 80–100 cm (asi 15 %). Rovnako aj hrúbka dreva vykazuje bimodálne rozdelenie. Prevažná časť má hrúbku do 3 cm (asi 75 %) s postupným vyznievaním v hrúbke 3–7 cm (asi 15 %). Druhý interval bimodálneho rozdelenia tvoria kmene stromov hrúbky 10–50 cm, ktoré sú zastúpené v obsahu asi 10 % (obr. 7).



Obr. 7 Histogramy štatistického spracovania distribúcie kmeňov a vetiev stromov v lahari.



Obr. 8 Názorný blokdiagram vizuálneho posúdenia distribúcie dreva v lahari. Stredný smer je vyznačený šípkou a hodnotou.

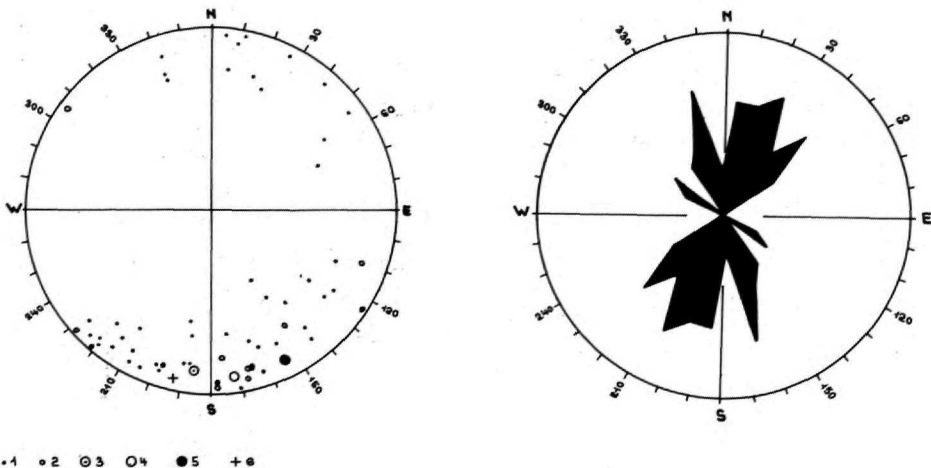
Výrazným štruktúrnym prvkom je subparalelné usmernenie osí dreva. Na základe štatistického spracovania a porovnania s inými štruktúrnymi prvkami je možné odpovedať na otázku, kde lahar pravdepodobne vznikol, to znamená, či je viazaný na stratovulkán Poľana, alebo nie. Dovoľuje to porovnanie stredného smeru usporiadania dreva so smerom sklonu vrstevnatosti v podloží lahara a smeru erozívnych korýt divokých periodických tokov. Vychádza sa z predpokladu, že lahar patrí k stratovulkánu Poľana len vtedy, ak stredný smer uloženia dreva bude približne rovnaký ako stredný smer sklonu vrstevnatosti a smer erozívnych korýt. Zároveň platí podmienka, a že usmernenie dreva je paralelné so smerom pohybu lahara. Štatisticky sme získali tieto hodnoty:

1. smer dreva v lahari $184 \pm 34^\circ$ $n = 53$
2. smer sklonu vrstiev v podloží $172 \pm 35^\circ$ $n = 12$
3. smer erozívnych korýt $177 \pm 42^\circ$ $n = 3$

Hodnoty použité vo výpočte sú znázornené na stereografickej Vulfovej projekcii (obr. 9).

Z uvedeného vyplýva, že vypočítané stredné smery sú vo všetkých troch prípadoch blízke. Tým sa splnil predpoklad o paralelizme uvažovaných parametrov, čo vedie k záveru, že lahar sa formoval na svahu stratovulkánu Poľana.

Stupeň orientácie driev je pomerne významný, čo dokumentuje aj diagram na obr. 10. Vysoká hodnota štandardnej odchýlky $\pm 34^\circ$ pri $n = 53$ a polymodálna distribúcia niekoľkých maxím sú vyvolané tým, že väčšiu tendenciu k usporiadaniu majú skôr kmene stromov, zatiaľ čo vetvy a krátke kmene sa od stredného smeru odkláňajú viac. Mechanicky sa to dá vysvetliť tým, že ťažšie a dlhšie kmene sa lepšie orientujú v smere predpokladaného laminárneho pohybu lahara. Vetvy, ktoré sú ľahšie a kratšie, sa viac vznášajú a nepodliehajú natoľko strižnému pohybu na hranici s okolitou masou



Obr. 9 Orientácia kmeňov a vetiev stromov v stereografickej Vulfovej projekcii.

1 – lahar, 2 – podložné pieskovce, 3 – stredný smer v lahari, 4 – stredný smer v podložných pieskovcoch, 5 – stredný smer erozívnych korýt divokých tokov, 6 – stredný smer sklonu vrstevnatosti v podloží lahara.

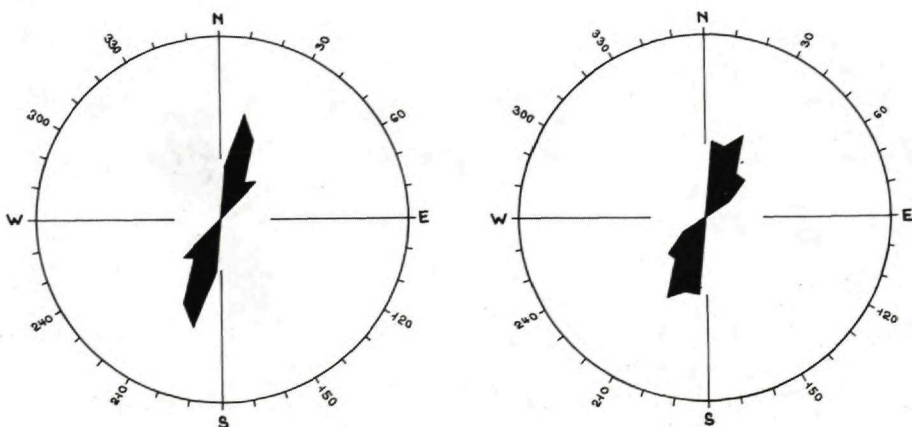
Obr. 10 Diagram orientácie vrstiev a kmeňov stromov ($n = 53$).

lahara, ako je to v prípade kmeňov. Okrem toho je možné predpokladať, že pohyb nie je v celom profile laminárny, že na rôznych miestach vznikajú aj vírivé pohyby rôznej intenzity, ktoré zväčšujú rozptyl usmernenia vetiev. Z toho vyplýva, že skutočný smer pohybu lahara v mieste uloženia vyjadrujú najmä kmene stromov, čo sa prejavuje aj v malom rozptyle okolo stredného smeru ($203^\circ \pm 18^\circ$, $n = 31$).

Je tu aj ďalší dôkaz, že usmernenie kmeňov stromov môže byť paralelné s pohybom lahara. Tak napríklad CRANDELL (1971), ktorý detailne študoval lahare derivované z vulkana Mount Rainier (Washington), vo svojej publikácii (na str. 20) uvádza fotografiu lahara Greenwater. Tento lahar sa zastavil na úpätí vulkánu v lese, keď predtým jeho časť povalil a kmene stromov unášal na svojom povrchu. Povrch lahara je kopčekovitý, najmä pri kontakte s lesným porastom, v ktorom sa zastavil. Toto zvlnenie v čele lahara sa môže interpretovať ako výsledok tlaku zadnej, ešte pohyblivej časti, na umŕtvené a fixované čelo. Toto zvlnenie je podľa odhadu amplitúdy maximálne 5 m. Kmene stromov sa nachádzajú na povrchu lahara a sú zreteľne orientované paralelne v smere pohybu. Lahar ich nepohltil pravdepodobne z niekoľkých dôvodov. Podľa nášho názoru najdôležitejšie z nich sú:

1. kmene stromov, ktorých špecifická hmotnosť je podstatne nižšia ako ostatnej hmoty lahara, majú tendenciu plávať na jeho povrchu;
2. väčší obsah úlomkov a blokov v lahari vytvára bariéru, ktorá bráni pohlteniu kmeňov;
3. ak by aj vznikli mechanizmy, ktoré umožňujú pohltenie kmeňov, nebol na to čas, pretože les bol povalený v záverečnej fáze pohybu, čiže kmene boli prenášané len na krátku vzdialenosť.

V lahari Zolná sú pomery opačné. Kmene stromov sú akumulované najmä pri jeho báze.



Obr. 11 Orientácia kmeňov stromov v lahari Zolná znázornená na stereografickom diagrame.

Obr. 12 Orientácia kmeňov stromov v lahari Greenwater (Washington).

Diagram je zostavený podľa meraní usmernenia kmeňov stromov na fotografii, ktorú vo svojej práci publikoval CRANDELL (1971). (Orientácia usmernenia v diagrame je taká, aby sa zjednotilo porovnanie s laharam Zolná. Ne zodpovedá preto skutočnej orientácii stredného smeru v teréne na úpätí vulkánu Mount Rainier; z fotografie nie je možné ho zistiť.)

Priamo na uvedenej fotografii sme merali rozptyl stredného smeru usporiadania kmeňov a porovnali s rozptylom v lahari Zolná. Výsledok svedčí o rovnakom rozptyle okolo aritmetického priemeru v oboch prípadoch.

Lahar Greenwater má veľkosť štandardnej odchýlky 19° pri $n = 50$ a v lahari Zolná 18° pri $n = 31$, ak berieme do úvahy len kmene stromov (obr. 11, 12).

To, čo sme doteraz uviedli, podporuje záver, že usporiadanie dreva v lahari Zolná odzrkadľuje skutočný smer pohybu, že nie je náhodné. Je zaujímavé, že rozptyly sú rovnaké, aj keď usmernenie v lahari Greenwater sme merali na fotografii z plochy maximálne 100x100 m, zatiaľ čo v lahari Zolná iba z jedného odkryvu.

Paleogeografické a paleoklimatické podmienky sedimentácie v strednom sarmate

Ako sme už konštatovali, výplavový kužeľ, ktorého súčasťou je lahar Zolná, vznikol v strednom sarmate. Táto známa stratigrafická pozícia umožňuje porovnať výsledky faciálnogenetickej analýzy sedimentov kužeľa s výsledkami palynologického štúdia, ktoré je založené na štatistickom vyhodnotení sporo-peľových diagramov.

Z porovnania výsledkov dvoch metodík môžeme usudzovať na vlhkosť a teplotu paleoklímy a určiť aj paleogeografiu dynamizmu reliéfu daného územia. Z prác PLANDEROVEJ (1972, 1974, 1978, 1983) vyplýva, že pre sarmat je typické striedanie chladnejších a teplejších období pri relatívne suchej klíme. Pre stredný sarmat je zistená výchylka smerom k miernej subtropickej aridnejšej klíme (PLANDEROVÁ, 1990). Analýza mikroflóry v Slatinskej kotline dokazuje prítomnosť vysokohorského reliéfu, z ktorého sporo-peľové spoločenstvá boli prenášané na miesta depozície v sedimentačných panvách. Dokazujú to sporomorfy pochádzajúce z listnato-ihličnatých lesov z horských hrebeňov, ktoré zastupujú *Abies*, *Picea*, *Cedrus*, *Pinus*, pričom prevládajú ihličnaté typy. Listnaté ako *Quercus*, *Acer* a *Fagus* sú skôr typy svahové až nížinné. Relatívna suchosť klímy sa odvodzuje z prítomnosti suchomilných drevín, najmä rodu *Tsuga*.

CHOVANEC (1991) v lahari Zolná na základe mikroskopického štúdia anatomickej stavby 12 opalizovaných kmeňov stromov zistil len výskyt brestu (*Ulmus*). Pozoruhodný je tiež nález skamenenej hýfy huby, čo dokazuje, že kmeň bol napadnutý hnilobou ešte pred začiatkom fosilizácie.

Počas našich prác bola v lahari zistená určiteľná makroflóra, ktorú vyhodnotil Sitár. Na rozdiel od Chovanca zo slabo zachovaných restov odtlačkov listov identifikoval druhy *Acer* (javor), *Quercus* (dub) a *Byttneriophyllum*, ktoré sa obvykle vyskytujú v nížinnej vlhkomilnej oblasti a pravdepodobne svedčia o prítomnosti lužných lesov. Poukazuje na to aj *Cyperus chavannesii* HEER, ktorý je rozšírený kozmopolitne, najmä na kyslých, mokrych miestach, alebo na pobrežiach riek a stojatých vôd. To všetko znamená, že okrem vysokých horských hrebeňov boli v danom území prítomné aj terénne zníženiny s občasou sedimentáciou.

Všetky tieto výsledky sú v súlade s charakterom sedimentácie výplavového kužeľa. Zdroj sedimentovaného materiálu sa nachádzal v oblasti svahov synchronne sa formujúceho stratovulkánu Poľana. Ako to vyplýva z faciálnej analýzy sedimentov, regulujúcim činiteľom sedimentácie okrem klimatických podmienok bola prítomnosť morfológického stupňa tvoreného svahmi vulkánu, dostatok slabo spevneného klastického materiálu a charakter vegetačného pokryvu. Sedimentácia vcelku bola suchozemská.

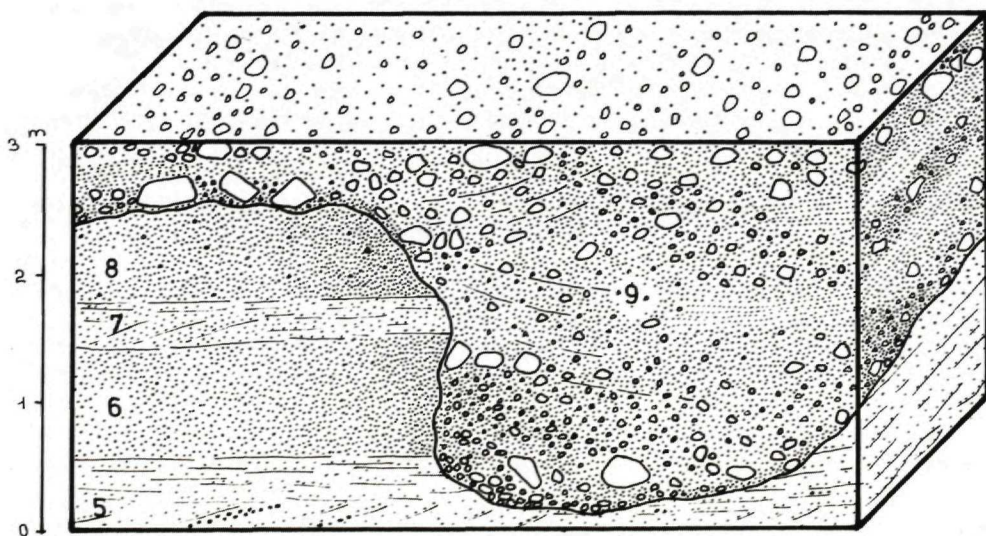
Od centra vulkánu po miesto depozície lahara je asi 17 km (obr. 1). Smer kužeľa sa tu stáča na juh do Slatinskej kotliny, kde môžeme predpokladať erozívnu bázu. Pô-

vodný plochý reliéf výplavového kužeľa upadal smerom na J pod uhlom menším ako 5°. Podľa analýzy uloženia sedimentácia prebiehala najmä prostredníctvom plošných splachov z turbulentných a laminárnych prúdov periodických tokov. Účinnosť vodno-úlomkovitých príválov pravdepodobne podstatne neovplyvňoval vegetačný pokryv svahu vulkánu, čo v dôsledku presýtenia regolitu vodou pochádzajúcou z búrkových dažďov umožňovalo vznik úlomkotokov (debris flow). Ich masový vývoj je charakteristický pre oblasti so semiaridnou klímou. Na existenciu periodických búrok poukazuje aj prítomnosť paleokorýt občasných tokov. Sú vyplnené slabo spevnenými konglomerátmi andezitového zloženia (tab. XIX, obr. 13). Vyskytujú sa v rôznych úrovniach geologického profilu výplavového kužeľa.

Z toho, čo bolo doteraz uvedené, odvodzujeme pre stredný sarmat existenciu výškovej pásmovitosti vegetácie. Na základe syntézy všetkých údajov môžeme približne odvodiť výšku strednosarmatského vulkánu. Odhadujeme, že vrchol vulkánu sa nachádzal v úrovni supramontánneho vegetačného stupňa, ktorého vrchnú hranicu stanovujeme približne na 2000 m. V tomto stupni boli splnené špecifické nároky na rozvoj ihličnatých drevín, ktorých sporomorfy sa vo veľkom množstve nachádzajú v Slatinskej kotline. Pre montánny vegetačný stupeň, pre ktorý je charakteristické zmiešané ihličnato-listnaté spoločenstvo, odhadujeme vrchnú hranicu na úrovni približne 1500 m.

Okrem dynamiky reliéfu na klímu nášho územia podstatne vplývala prítomnosť strednosarmatského mora, ktorého súvislá plocha sa nachádzala južnejšie, vo vzdialenosti asi 50 km; zálivy zasahovali ešte bližšie.

Je veľmi pravdepodobné, že na všeobecnú cirkuláciu ovzdušia vplýval aj reliéf



Obr. 13 Blokdiagram znázorňujúci charakter sedimentácie v podloží lahara; čísla vrstiev zodpovedajú číslam vzoriek v tab. 1, 2.

5 – šikmo zvrstvený epiklastický vulkanický pieskovec, 6 – nezvrstvený epiklastický vulkanický pieskovec, 7 – šikmo zvrstvený vulkanický pieskovec, 8 – nezvrstvený epiklastický vulkanický pieskovec s drobnými úlomkami andezitu, 9 – erozívny kanál (braided river) vyplnený konglomerátom.

vysokých hôr a nížinných jazier (ako to dokazuje paleogeografická analýza i rastlinné spoločenstvá). Takúto cirkuláciu vyvolávalo rozdielne ohrievanie nížin a hôr. V dôsledku toho vznikali silné výstupné a zostupné prúdy, ktoré sa pohybovali pozdĺž kotlín alebo medzi kotlinami a pohoriami. Mohli prechádzať do lokálnych vírivých vetrov, ktoré sa napríklad v súčasných podmienkach označujú ako smršte – tromby.

Ak pre stredný sarmat predpokladáme podmienky približne rovnaké aké sú teraz v Stredomorí, môžeme očakávať, že existovali vetry typu Scirocco, ktoré sa v súčasnosti vyskytujú v Stredomorí na prednej, vlhkej a teplej strane netropických cyklón. S nimi sú spojené intenzívne búrkové dažde.

Klíma stredomorského typu je charakteristická najmä nerovnomerne rozloženými zrážkami v priebehu roka so suchým letom.

Predpoklad o stredomorskom type klímy v strednom sarmate koreluje aj s charakterom sedimentov výplavového kužeľa. Podrobnejšie skúmanie jeho profilu svedčí o tom, že sedimentácia prebiehala z občasných vodných prúdov, medzi ktorými môžeme rozlíšiť plošné toky so sedimentáciou piesčitých litofácií a bystrinné prúdy, prejavujúce sa erozívnymi zárezmi typu „braided channels“, ktorých charakteristickú konglomerátovú výplň „channel-fil deposits“ opakovane nachádzame v rôznych výškových úrovniach geologického profilu.

Analýza sedimentárnych štruktúr a geometria vrstiev vedie k záveru o periodických zmenách intenzity zrážok, ktoré vo svojom maximálnom vývoji prechádzajú do katastrofických búrok. Na druhej strane prítomnosť suchomilných drevín a sedimentácia z nasýtených vodných prúdov naznačujú aridnú klímu.

Pôvod lahara Zolná

Na posúdenie procesov, ktoré viedli k vzniku lahara, berieme do úvahy jeho agregátne a petrografické zloženie, vnútornú štruktúru, obsah a distribúciu dreva, vzdialenosť medzi miestom zdroja materiálu a miestom jeho uloženia, klimatickú a paleogeografickú situáciu, časový vzťah k explozívnej aktivite a iné podmienky, ktoré predchádzajú vzniku lahara alebo ho sprevádzajú. Vo všeobecnosti sa hľadajú a spoznávajú podmienky, ktoré sú príčinou procesu vzniku lahara. Najdôležitejšie z nich sú:

a) Podmienky, ktoré boli príčinou mobilizácie lahara Zolná na svahu vulkánu. Medzi ne patrí najmä dostatok klastického, málo súdržného vulkanického materiálu a strata stability svahu v dôsledku jeho nasýtenia vodou v priebehu veľkých zrážok. Ďalej sú to podmienky klimatické, niekedy seizmické. Väčšie množstvo lanarov sa bude tvoriť tam, kde svah vulkánu je strmý, blízky prirodzenému sklonu pre voľne sypaný klastický materiál danej zrnitosti. Vtedy svah pri nasýtení vodou veľmi rýchlo stráca stabilitu, v dôsledku čoho sa iniciujú laharové prúdy.

b) Podmienky, ktoré regulovali proces transportu klastík lahara až na miesto depozície. Významný vplyv tu majú podmienky miestneho reliéfu, prítomnosť napr. riečnych korýt, v ktorých sa lahar môže pohybovať, obohacovať sa o vodu, dnové sedimenty, a tým meniť svoje hydrodynamické parametre.

c) Podmienky sedimentácie nadložných a podložných súvrstiev. Zisťujú sa z litogenetického vyhodnotenia vrstiev zo širšieho hľadiska.

Vychádzame zo zásady, že určitý geologický proces vzniká až vtedy, keď sú splnené nevyhnutné podmienky jeho iniciácie. Niektoré z týchto podmienok sú napr. popísané v bode „a“. Procesy transportu vulkanického materiálu a ich vývoj v čase je daný najmä podmienkami reliéfu, obsahu vody a zrnitostného zloženia.

Niektoré dôležité fakty, ktoré prispejú k pochopeniu pôvodu lahara, môžeme zhrnúť do niekoľkých bodov:

1. lahar je zo zmiešaného andezitovo-ryodacitového klastického materiálu, ktorý bol derivovaný z dvoch rozdielnych, nad sebou uložených litostratigrafických jednotiek – formácie Abčina a formácie Strelníky;

2. je uložený v spodnej časti profilu formácie Abčina asi 40–60 m od hranice s podložnou formáciou Strelníky;

3. podobný typ lahara sa vo výplavovom kuželi vyskytuje pravdepodobne zriedkavo;

4. vzdialenosť lahara od erupčného centra Pofany je asi 17 km a jeho uloženie prebehlo v rámci sedimentov výplavového kužela;

5. v nadložných i podložných piesčitých sedimentoch sa vyskytujú korytá občasných tokov typu „braided channels“, vyplnených diamiktitmi litofácie andezitových resedimentovaných konglomerátov, ktorých prítomnosť svedčí o katastrofickom priebehu periodických zrážok;

6. okrem opalizovaných kmeňov stromov lahar obsahuje aj valúny fluvialneho pôvodu, čo dokazuje, že sa pohyboval v záreze riečného koryta občasného toku;

7. v okolí miesta depozície prevláda fácia pieskovcov, ktoré vznikli z vysokonasýtených povodňových prúdov (hypercontrated flood flows);

8. vrstvy v podloží lahara sú síce andezitového zloženia, ale čiastočne kontaminované ryodacitovým tufom, čo tiež dokazuje, že zdrojová oblasť bola erodovaná na niektorých miestach až do úrovne staršej vrstvy ryodacitových tufov formácie Strelníky.

Zo všetkých doteraz uvedených informácií možno odvodiť pravdepodobnú genézu lahara.

Hmota, z ktorej je lahar zložený, bola sformovaná masovou mobilizáciou pomerne málo spevneného vulkanického materiálu na svahu sopky. Tá bola v danom momente vo fáze pokoja, teda vznik lahara nie je spojený s bezprostrednou explozívnou aktivitou.

Jeho litologicko-petrografické charakteristiky sú zreteľne odlišné od nadložných aj podložných vrstiev. Preto sa domnievame, že v zdrojovej oblasti došlo na svahu vulkánu k dramatickej zmene reliéfu. Táto zmena mohla byť reakciou svahu na seizmické pohyby za vzniku zlomového stupňa alebo zosuvu časti svahu. Odľučná plocha zosuvu sa nachádzala minimálne na litologickom rozhraní medzi andezitovými a ryodacitovými vulkanoklastikami, alebo nižšie. Takto sa vytvorila rozsiahlejšia oblasť drenáže zrážok a zväčšila sa aj plocha erózie ryodacitového tufu, ktorý predtým vystupoval na povrch len v spodných častiach erozívnych zárezov. Preto aj obsah ryodacitového materiálu v sedimentoch výplavového kužela v danom období je nízky.

Ak vychádzame zo zisteného charakteru klímy, ktorá panovala v čase vzniku lahara na hranici spodný – stredný sarmat, tak je veľmi pravdepodobné, že oblasť vulkánu bola opakovane vystavovaná periodickým katastrofickým zrážkam. Dokazujú to aj sedimenty výplavového kužela, najmä prítomnosť zárezov divokých tokov vyplnených resedimentovanými konglomerátmi (obr. 13; tab. XIX).

V priebehu jednej z katastrofických búrok blízkyh netropickým cyklónom alebo smršťiam bol zosuv presýtený vodou, a tým sa inicioval jeho pohyb. Akcelerácia rýchlosti pohybu a vývoj zosuvu do lahara bol spôsobený relatívne strmým svahom a pohltením dodatočnej vody z koryt povrchových periodických tokov, v ktorých sa lahar pohyboval.

V spodnejšej časti svahu vo vegetačnej úrovni listnatých lesov lahar pohltil porast tvorený brestmi (*Ulmus*). Medzi zachovanými odtlačkami listov sa však našli len listy

z javora a duba. Je preto možné, že predtým, než sa bresty stali súčasťou lahara, boli povalené cyklónom a až následne mobilizované laharom v čase, keď ich listy už podľahli hnilobe.

Prítomnosť fosilizovaných kmeňov stromov i samotného lahara svedčí o paleoekologickej katastrofe. Jej dôsledky na organickú i anorganickú zložku prírody vulkánu však boli prakticky zanedbateľné a len miestneho významu.

Zonalita lahara Zolná sa dá vysvetliť mechanizmom pohybu „debris flow“, ktorý je známy a experimentálne ho modelovali napr. JOHNSON (1970), HAMPTON (1975), NAYLOR (1980) atď. V súhlase s nimi predpokladáme, že lahar sa pohyboval kombináciou laminárneho prúdenia, ktoré sa vyvíjalo v bazálnej časti lahara, a pohybu rigidnej vrstvy („rigid plug“) – vlastnej masy lahara, plávajúcej ako celok na jeho bazálnej časti, ktorá predstavovala zónu s vysokým šmykovým napätím.

Prítomnosť usmernených kmeňov stromov na báze VML svedčí o výškovej migrácii hraníc medzi BČL a VML – teda medzi zónou s vysokým šmykovým napätím a rigidnou zónou, ináč by sa kmene v inertnej rigidnej zóne VML nemohli usmerniť.

V priebehu pohybu lahara táto hranica neustále migrovala v dôsledku zmien v sklone svahu, kolízií s prekážkami atď.

Migrácia hraníc rigidnej vrstvy je natoľko významná, že zanecháva stopy v internej štruktúre a textúre. V našom prípade sa to prejavuje usmernením dreva, nepravidelne vyvinutým reverzno-gradáčným zvrstvením, niekedy až koráľkovitým usporiadaním úlomkov a valúnov na niektorých miestach vo vrchnej časti VML (obr. 3).

Pohyb lahara sa konečne umŕtvil vtedy, keď sa rigidná vrstva vlastnej masy lahara začala dotýkať priamo podložia. Bazálna časť lahara, na ktorej plávala VML, tu už netvorí súvislú vrstvu, vystupuje len vo forme prerušovanej vrstvy šošovkovitých tvarov.

Tretia, vrchná časť lahara (VČL) pravdepodobne vznikla eróziou a redepozíciou úlomkovitého materiálu z okolitých vulkanických sedimentov a čiastočne aj z lahara. Geneticky je integrálnou súčasťou redepozíčných účinkov finalizujúceho zátopového pulzu jednej búrky (cyklónu), počas ktorej vznikol lahar ako zonálne geologické teleso.

Odporúčanie

Zo štúdia lahara Zolná vyplývajú niektoré závery a odporúčania. Najdôležitejšie z nich sa týkajú litológie.

Pri litologickom výskume bude potrebné vyhľadávať v teréne viac-menej súvislé profily a v litologických kolónkach definovať každú zistenú vrstvu aj po stránke fyzikálnych parametrov. Tieto parametre je potom možné dať do relácie s obsahom a kvalitou ťažkých minerálov alebo sedimentárnych štruktúr. Výsledkom by malo byť určenie genézy rôznych typov vrstiev na základe konštrukcie diskriminačných diagramov platných pre určité územie. Tento postup by dovolil zároveň presnejšie charakterizovať litostratigrafické jednotky na odkryvoch i vo vrtoch.

Okrem toho odporúčame študovať profil výplavového kužeľa aj paleobotanicky, mikropalynologicky a pokúsiť sa zistiť vegetačné stupne – relácie rôznych biocenóz v závislosti od typu substrátu, výšky a klimatického pásma.

Literatúra

- BEMMELEN, R. W. VAN, 1949: The geology of Indonesia, v. 1A, General geology of Indonesia and adjacent archipelagoes. The Hague, Govt. Printing Office, 732 s.
- BEVERAGE, J. P. – CULBERTSON, J. K., 1964: Hyperconcentrations of suspended sediment. Jour. Hydraulics Div., Am. Soc. Civil Engineers Proc., v. 90, no HY6, 117–128.
- BULL, W. B., 1964: Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno County, California. U.S. Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 437 – A, 71.
- CRANDELL, D. R., 1971: Postglacial Lahars From Mount Rainier Volcano, Washington. U.S. Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 677, 1–75.
- FISHER, R. V. – SCHMINCKE, H. V., 1984: Pyroclastic Rocks. Berlin-Heidelberg, Springer – Verlag, 472 s.
- GORSHKOV, G. S., 1959: Gigantic eruption of the volcano Bezymianny. Bull. Volcanol. (Napoli), 20, 77–109.
- HAMPTON, M. A., 1975: Competence of fine-grained debris flows. J. sed. Petrology (Tulsa), 45, 834–844.
- JOHNSON, A. M., 1970: Physical Processes in Geology. San Francisco, Freeman, Cooper and Company, 577 s.
- KONEČNÝ, V., 1977: Mechanizmus erupčných procesov submarinného vulkanizmu južných okrajov Krupinskej vrchoviny. Geol. Práce, Spr. 68, (Bratislava), 113–140.
- KRAJEVAJA, T. S., 1977: Genetičeskije tipy grubooblomočnych otloženíj stratovulkanov. Moskva, 125 s.
- KURALENKO, N. P., 1986: Otloženíja podnožij vulkanov različnyh klimatičeskich obstanovok. Trudy, vyp. 407, Moskva, Nauka.
- LE MAITRE, R. W., 1976: The chemical variability of some common igneous rocks. J. Petrology (Oxford), 17, 589–637. 1, 2.
- LIPMAN, P. W. – MULLINEAUX, D. R., 1981: The 1980 eruptions of Mount St. Helens. U. S. Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 1250, 844 s.
- MACDONALD, G. A., 1972: Volcanoes. New York, Prentice – Hall, Inc., Englewood Cliffs, New York 510 s.
- MALEJEV, E. F., 1963: Vulkanoklastičeskije gornije porodny. Moskva, Gosgeoltechizdat, 168 s.
- MALEJEV, E. F., 1975: Kriterii diagnostiki facij i genetičeskich tipov vulkanitov. Moskva, 257 s.
- MELEKESCEV, I. V. – KRAJEVAJA, T. S. – BRAJCEVA, O. A., 1970: Relief i otloženíja molodyh vulkaničeskich rajonov Kamčatki. Moskva, Nauka, 103 s.
- NEALL, V. E., 1976: Lahars – Global occurrence and annotated bibliography. Victoria Univ., N. Z. Geol. Dept. Publ. (Wellington), 5, 1–18. 11.
- NAYLOR, M. A., 1980: The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits – A review: J. sed. Petrology (Tulsa), v. 50, 1111–1116.
- PLANDEROVÁ, E., 1972: Pliocénne sporomorfy z oblasti Západných Karpát a ich stratigrafická interpretácia. Geol. Práce, Spr. 59 (Bratislava), 209–283.
- PLANDEROVÁ, E., 1974: Palynologische Charakteristik der Sarmatien, In: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän M-5, Bratislava, Veda, 674–707.
- PLANDEROVÁ, E., 1978: Mikroflorizonen in Neogene of Central Paratethys. Západ. Karpaty, Sér. Geol. 3 (Bratislava), 7–34.
- PLANDEROVÁ, E., (1983): in KONEČNÝ, V. – LEXA, J. – PLANDEROVÁ, E.: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Geol. 9 (Bratislava), 203 s.
- PLANDEROVÁ, E., 1990: Miocene Microflora of Slovak Central Paratethys and its Biostratigraphical, significance. Bratislava, Dionýz Štúr Institute of Geology, 144 s.
- SCHMINCKE, H. V., 1967: Graded lahars in the type sections of the Ellensburg Formation, south – central Washington. J. sed. Petrology (Tulsa), V. 37, 2, 438–448.
- SMITH, G. A., 1986: Coarse – grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. Geol. Soc. Amer. Bull. (New York), v. 97, 1–10.

- WALDRON, H. H., 1967: Debris flow and erosion control problems caused by the ash eruptions of Irazu Volcanic, Costa Rica. U. S. Geol. Surv. Bull. (Washington), 1241 – I, 1–37.
- WELLS, S. G. – HARVEY, A. M., 1987: Sedimentologic and geomorphic variations in storm – generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. Geol. Soc. Amer. Bull. (New York), v. 98, 182–198.

LADISLAV DUBLAN

Lahar Zolná – result of a Middle Sarmatian natural catastrophic event

Summary

Lahar Zolná was deposited on a proluvial cone of the Pořana stratovolcano.

It consists of three zones of different thicknesses and compositions. The lahar and its individual zones have been characterized in detail as regards their petrography, lithology and some physical properties, and the obtained results have been tabulated.

Near the lower contact of the central zone (VČL) there occur numerous fossilized elm trunks as well as maple and oak leaves. The tree trunks are arranged parallel with the direction of the lahar movement. The wood distribution and orientation have been statistically investigated and illustrated on diagrams. It has turned out that directions of scours eroded by turbulent streams, dips of beds underlying the lahar and orientations of tree trunks are very similar to each other.

The lahar contains trees which were previously uprooted by a gale or cyclone.

The lahar itself was probably triggered by a landslide due to water supersaturation following nontropical-cyclone-type torrential rains.

The lahar was formed at the Lower/Middle Sarmatian boundary under Mediterranean-type climate as is suggested by the character of deposition and vegetation, the latter being inferred also from identified sporomorph assemblages.

The lahar zonation can be explained by the verified mechanism of debris-flow formation as a result of processes taking place inside the lahar during its downslope movement to the place of deposition.

Translated by dr. L. Böhmer

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XVII–XIX

Tab. XVII

Obr. 1 Celkový pohľad na časť lahara Zolná

Fotografia znázorňuje úsek 3–13 m z obr. 3

Obr. 2 Detailný pohľad na dutiny po opalizovaných kmeňoch a vetvách stromov, ktoré sú paralelne uložené v subhorizontálnej rovine

Tab. XVIII

Obr. 1 Detail spodnej časti lahara:

a) sedimenty v podloží lahara, b) nezvrstvená bazálna časť lahara, c) spodná časť vlastnej masy lahara s dutinami po kmeňoch stromov

Obr. 2 Časť profilu lahara v 26–29 m, kde je zvýšený obsah valúnov, ktoré boli pohltené v priebehu pohybu lahara po dne koryta divokého toku

Tab. XIX

Obr. 1 Vulkanoklastické epiklastické pieskovce v podloží lahara

Obr. 2 Erozívny zárez v pieskovcoch vyplnený piesčitými konglomerátmi

LADISLAV DUBLAN

Chronostratigrafia polygénneho stratovulkánu Pořana

(27 obr., angl. resumé)

Abstract. The main objective of the paper is new evaluation of radiometric dating by „fission track“ method in the area of the Pořana stratovolcanoe – central Slovakia. By comparing with the results of paleomagnetic and lithostratigraphical investigation the ages of boundaries of the individual formations building up the stratovolcanoe profile are established.

Úvod

Litostratigrafický výskum slovenských neovulkanitov bol založený na geologickom mapovaní a štúdiu litologicko-petrografických rezov mapovaných území s aplikáciou najmä dvoch základných metód – palynológie a geochronológie. Prvá spočíva na štatistickom vyhodnocovaní spóro-peľových asociácií korelovaných zmenou paleoklimatických podmienok vývoja paleoflóry. Nie je však v tejto práci predmetom pozornosti.

Geochronológia bola založená na rádiometrickom datovaní hornín dvoma metódami – K/Ar a fission track. Datovanie metódou fission track (FT) je najvýznamnejší a najpresnejší spôsob určenia veku v neovulkanitoch. Metódu v našich podmienkach rozpracoval I. Repčok v rokoch 1975–1988 a rozvinul ju v podstate na dvoch horninotvorných mineráloch – na amfibole (amfibolový vek) a biotite (biotitový vek). Boli pokusy aj s datovaním vulkanického skla a sú tiež štúdie termálnej histórie niektorých geologických objektov (REPČOK, 1975).

Práce I. Repčoka majú zásadný význam pre časové posúdenie vývoja vulkanogénnych formácií a ich vzájomnej korelácie. Cieľom rádiometrického datovania FT bola chronostratigrafická charakteristika formácií definovaných geologickým mapovaním, ako aj posúdenie oprávnenosti ich stratigrafického zaradenia, ktoré vyplývalo zo starších výskumov. Väčšina formácií stredného a východného Slovenska bola pokrytá datovaním a výsledky publikoval I. Repčok v rokoch 1975–1988 v množstve publikácií. Predstavujú vlastne najucelenejšie dielo o datovaní hornín na Slovensku. Vysoký stupeň precíznosti a invencia autora analýz umožnili v súčasnosti nadviazať na tieto práce a zhodnotiť ich v konfrontácii s výsledkami litostratigrafického a paleomagnetického výskumu. Využitie FT v kombinácii s inými metódami výskumu predstavujeme na príklade stratovulkánu Pořana.

Analýzou a syntézou údajov s použitím jednoduchej štatistiky a grafického zobrazenia sa pokúsime vytvoriť obraz o časových reláciách vývoja základných litostratigrafických jednotiek študovanej oblasti, ktorá má rozlohu asi 500 km².

RNDr. L. DUBLAN, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Vulkanogénne formácie v danej oblasti tvoria vrchnú časť geologickej stavby. Je diskordantne uložená na alpínskej tektonickej štruktúre veporika, zloženého prevažne z kryštalinika, menej z permu a mezozoika. Mocnosť vrchnej stavby je variabilná, maximálne okolo 1000 m.

Metóda spracovania údajov

Komparatívnym štatistickým zhodnotením rádiometrických údajov vekov, paleomagnetizmu a litostratigrafie sa pokúsime precíznejšie definovať vulkanogénne formácie Poľany. Predpokladáme použiť najjednoduchšie postupy modernej indukčnej štatistiky založenej na úsudkoch z výberových súborov. Aplikujú sa prevažne také štatistické operácie, ktoré sa dajú realizovať na bežných kalkulačkách.

Základom pre každé ďalšie využitie hodnôt rádiometrického datovania hornín je hľadanie takej štatistiky odôvodnenej manipulácie, ktorá by umožnila novodefinovať vek na základe zhodnotenia doteraz publikovaných hodnôt. Výsledok by mal vyhovovať požadovanému stupňu štatistickej vierohodnosti za predpokladu, že takto upravený vek vzorky nebude v kontradikcii s inými vzorkami tej istej formácie, ktorých poloha v rámci litostratigrafickej a paleomagnetikkej sukcesie profilu formácie je známa.

Na nové zhodnotenie rádiometrických datovaní hornín sa využívajú údaje FT tak, ako ich realizoval a publikoval I. Repčok podľa nami dodaných vzoriek.

Metóda FT je založená na obsahu rádioaktívnych izotopov uránu v amfibole (amfibolový vek) a biotite (biotitový vek) – horninotvorných minerálov typických práve pre vulkanogénne horniny. Tieto minerály vznikajú pri kryštalizácii lávy alebo magmy. Od momentu vzniku je ich vek výhradne funkciou rýchlosti rádioaktívneho rozpadu izotopov, ktoré daný minerál obsahuje; číselne sa vyjadruje konštantou rozpadu. Meraním proporcií rozpadu, ktoré sú dané relatívnym vzťahom k novým produktom vzniknutým rozpadom materského izotopu, sa určuje vek. V prípade FT je to pomer indukovaných a spontánnych stôp. Pri ich analýze treba mať na pamäti rôzne možnosti kontaminácie datovaného minerálu v prírodných podmienkach, ako je zvetrávanie, termálny útok mladšej magmy alebo lávy v prikontaktnnej zóne, hydrotermálne premeny, prípadne vplyv tektonických pohybov.

Preto rádiometrický vek v najlepšom prípade zaznamenávame ako vek primárneho chladnutia lávy, ktorý však môže byť ovplyvnený následnou prírodnou homogenizáciou, napríklad aj v dôsledku uvedených príčin. Stupeň homogenizácie stôp rádioaktívneho rozpadu vplyva na výpočet veku horniny, ktorý tým nadobúda anomálnu hodnotu vzhľadom na ostatné datované horniny rovnakej formácie.

Na správnosť údajov pre výpočet veku horniny vplyva aj precíznosť laboratórneho spracovania.

Podľa Repčoka sem patrí: rezanie, brúsenie, leštenie, chemické leptanie, počítanie a meranie stôp rádioaktívneho rozpadu.

Ak u minerálu predpokladáme, že zvyšovanie počtu stôp po rádioaktívnom rozpade je lineárne závislé len od času a stopy sú dostatočne stabilné, tak výsledný vek pri daných konštantách rozpadu možno charakterizovať ako štatistickú hodnotu platnú pre danú vzorku. Preto veky jednotlivých minerálov vo vzorke považujeme za základné štatistické prvky.

Všetky datovania minerálov určitej vzorky tvoria súbor, označme ho S_1 , z ktorého sa určuje vek horniny. Znak \pm znamená iba to, že hodnoty, na základe ktorých je vek horniny určovaný, majú nejaký rozptyl. Nič však nehovorí o vnútornej štruktúre tohto

rozptylu. Pri posudzovaní štruktúry rozptylu je zásadnou otázkou to, či vnútri rozptylu sa môžu vyskytovať určenia veku minerálov s vyšším a nižším stupňom vypovedacej hodnoty. Rôzny stupeň vypovedacej hodnoty datovaní minerálov súboru S_1 môžeme posúdiť až komparáciou so súborom S_2 , ktorý predstavuje súbor všetkých datovaní minerálov jednej formácie.

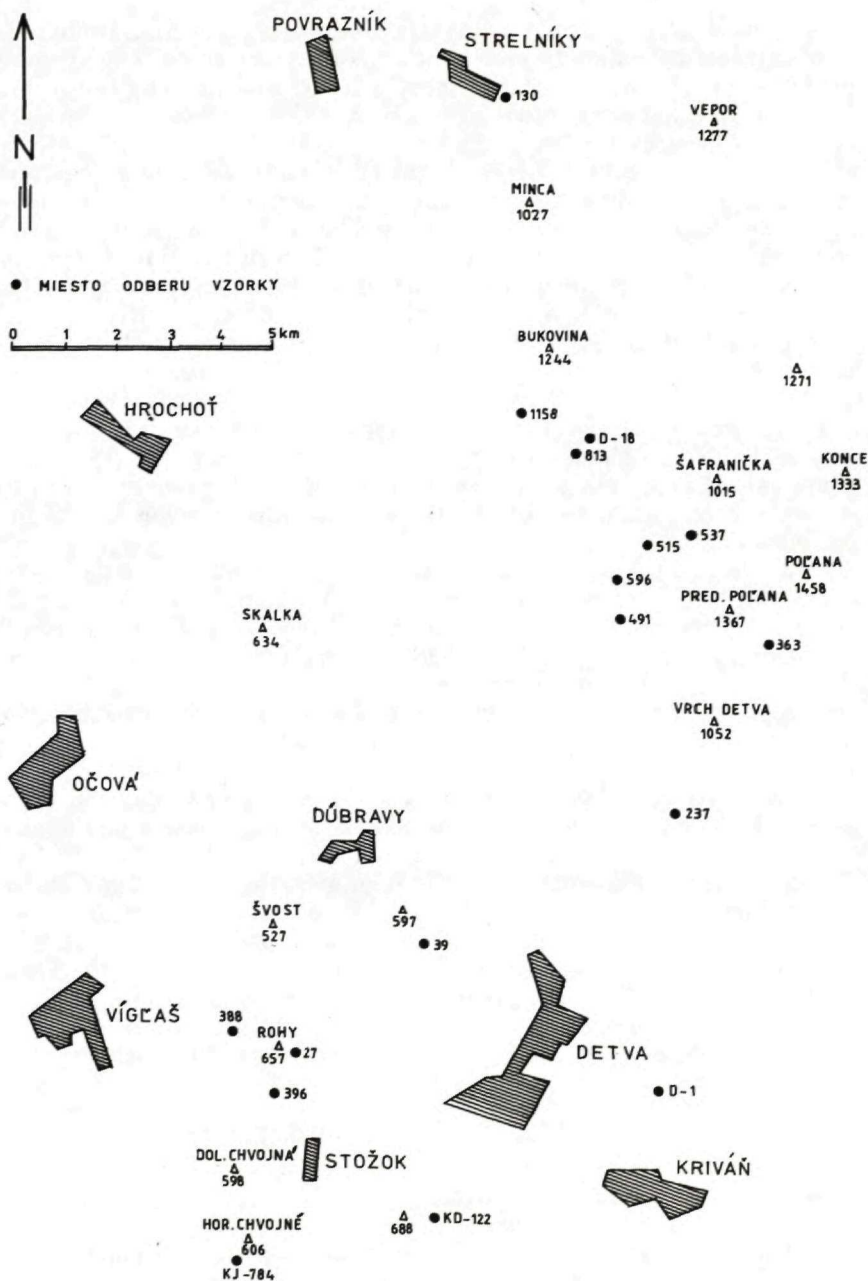
Súbory S_1 a S_2 považujeme za výberové. Základný štatistický súbor každej formácie bude mať takmer vždy obmedzené množstvo datovateľných hornín rôzneho veku. Preto výberové súbory formácie by teoreticky mali mať mnohonásobné rozdelenie početnosti veku. Je to spôsobené tým, že udalosti vedúce ku vzniku hornín prebiehajú v rôznom čase. Rozdelenie a identifikácia maxim početnosti vo výberových súboroch určitej formácie bude závisieť od stupňa zachovania stôp rádioaktívneho rozpadu, precíznosti metodiky datovania a od časových intervalov medzi jednotlivými udalosťami vzniku hornín, ktoré za sebou postupne nasledujú. Ak rozdiel vo veku dvoch datovaných vrstiev alebo i hraníc celej formácie je pre citlivosť datovania malý, potom sa polymodálne rozdelenie početnosti výberových súborov nepozoruje, pretože hodnoty veku minerálov sa vzájomne prekrývajú v určitom rozptyle.

Aby bolo možné určiť veky jednotlivých datovaných vrstiev formácie aj za týchto podmienok, budeme vychádzať z istých možností, na ktoré sa pokúsime ďalej aspoň čiastočne poukázať.

Je to predovšetkým základný štatistický problém, vyplývajúci z nízkeho počtu jednotiek v súboroch S_1 a S_2 , nedostatočného na definovanie parametrov normálneho rozdelenia. Preto budeme vychádzať z predpokladu obsiahnutého v centrálnej limitnej vete, z ktorej vyplýva, že nech je rozdelenie základného súboru hocaké, výberový súbor bude mať vždy rozdelenie normálne.

V našich datovaniach sa to bude prejavovať tým, že veky jednotlivých minerálov v každej vzorke (ak ich je aspoň 5–6) začnú mať tendenciu k zoskupovaniu okolo určitej hodnoty, ktorá sa môže značne líšiť od aritmetického priemeru všetkých datovaní súboru S_1 alebo S_2 . Dokonca môžu vzniknúť aj dve polia koncentrácie, napr. ako je to ilustrované na obr. 9 pre vzorky 39, 177, 396. V takom prípade sa musí uskutočniť geologická analýza na výber pravdepodobnejšej koncentrácie vekov. Pritom stále máme na pamäti, že každá snaha o takýto postup môže zvýšiť stupeň štatistickej neurčitosti v dôsledku manipulácie založenej na vylúčení tzv. anomálnych hodnôt z výpočtu. Zníženie stupňa štatistickej neurčitosti dosiahneme len vtedy, ak vylúčené hodnoty niektorých vekov sú založené na vierohodnom definovaní anomálnych hodnôt. Až ich vytriedením z výpočtu priemerného veku horniny môžeme znížiť stupeň neurčitosti. V každom prípade sa však takto vypočítaný stredný vek horniny bude nachádzať v rámci štandardnej odchýlky stredného smeru vypočítaného zo všetkých hodnôt veku minerálov danej vzorky. Pri určovaní veku formácie nám však už ide najmä o časové definovanie jej vrchnej a spodnej hranice. Príklad výpočtu hraníc sedimentácie napr. formácie Šutovka je na obr. 18. Pomocou datovaní vrtu D-1 sme vypočítali vek vrchnej a spodnej hranice formácie a zároveň trvanie skrytej diskordancie s mladšou nadložnou formáciou Strelníky. Tento výpočet bolo možné uskutočniť až po očistení vzoriek o anomálne hodnoty.

Spôsob výpočtu pravdepodobného veku hornín detailnejšie rozvieme až pri popise jednotlivých formácií. Je potrebné upozorniť na to, že časové hranice, v ktorých vznikali jednotlivé formácie, môžu byť aj podstatne kratšie, než sa uvádza v tejto práci, a prestávky v sedimentácii medzi dvoma formáciami môžu byť väčšie. Určenie hraníc formácie vyplýva nielen z presnosti datovania, ale aj zo stratégie odberu vzoriek. Okrem toho skutočne presný vek nie je určiteľný, len pravdepodobný.



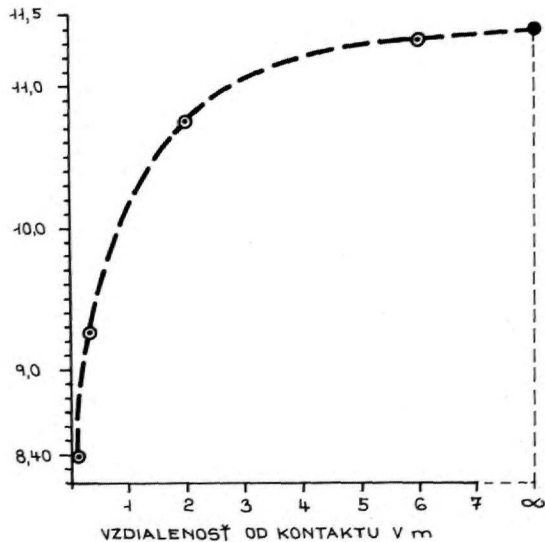
Obr. 1 Mapa lokalít odobraných vzoriek na rádiometrické datovanie FT v oblasti stratovulkánu Poľana.

ŠKÁLA POLARÍT PODĽA W.B. HARLANDA ET AL., 1982 (UPRAVENÉ)				
M.R.	POLARITA	HRANICE POLARITY	SUBCHRONY	CHRONY
12		11,77		5A
		12,03		5A.2
2				
4		12,36	5Ar-1	5Ar
		12,44		
		12,49	5Ar-2	
		12,54		
6				
		12,76		
8				
		12,94		5AA
13				5AAr
2		13,15		
4		13,44		5AB
				5ABr
6		13,65		
8				
		14,04		5AC
14				5ACr
2		14,16		
4				5AD
		14,63		5ADr
6				
		14,82		5B.1
15		14,93		5B 5B.1r
		15,09		5B.2
		15,23		
2				
4				5Br
6				
8				
16				
2		16,20		
4				
		16,50	5C-1	5C
		16,54		
6		16,72	5C-2	
		16,79		
8				
17		16,98		

Obr. 2 Škála paleomagnetických polarít podľa HARLANDA et al., 1982 (upravené).

	Ma	TRVANIE (v Ma)
KVARTÉR	1,8	
RUMAN	3,7 ± 0,1	1,9
DÁK	5,6 ± 0,2	1,9
PONT	7,0 ± 0,5	1,4
PANÓN	11,0 ± 0,5	4,0
SARMAT	VRCHNÝ	12,0
	STREDNÝ	12,7
	SPODNÝ	13,6 ± 0,2
BÁDEN	VRCHNÝ	15,0 ?
	STREDNÝ	15,5
	SPODNÝ	16,5
KARPAT	17,5 ± 0,5 ?	4,0
OTHANG	19,0	4,5
EGENBURG	22,0 ?	3,0
EGER	27,0 ?	5,0

Obr. 3 Rádiometrická časová škála centrálnej Paratetydy (podľa VASS et al., 1985)



Obr. 4 Vplyv tepelného účinku dajky bazaltoidných andezitov na vulkanické sklo ryolitových tufov v súradniciach vek - vzdialenosť od intruzívneho kontaktu.

○ stredné hodnoty veku vulkanického skla v rozličných vzdialenostiach od kontaktu, ● vek vulkanického skla z fragmentu perlitu ryolitového pyroklastika, ktorý nebol tepelne atakovaný.

Graf je zostrojený na základe datovania REPČOKA, 1982.

Prehľad lokalít datovaných vzoriek znázorňujeme na priloženej mapke (obr. 1). Zaznačené sú všetky vzorky z lokalít oblasti stratovulkánu Poľana. Časť vzoriek (9) z Javoria nie je zaznačená v mape – sú to vzorky patriace formácii Rohy. Na chronostratigrafické zaradenie využívame dve tabuľky, na obr. 2 je to škála polarít podľa HARLANDA et al. (1982) a na obr. 3 rádiometrická časová škála podľa VASSA et al. (1985).

Na záver tejto kapitoly sa opäť vraciame k problému nápadného vybočenia niektorých vekov minerálov vo vzorke v porovnaní s pravdepodobnou normalitou celej formácie, z ktorej daná vzorka pochádza. Také hodnoty považujeme za anomálne a vylúčili sme ich z výpočtu priemerného veku. Potrebná je však maximálna obozretnosť, pretože nekompletný postup bez náležitého zdôvodnenia môže pôsobiť vyložene špekulatívne. Tým skôr, že pri testovaní normality celého súboru formácie môže byť tzv. anomálna hodnota insignifikantná.

Prehľad formácií a komplexov vyčlenených v regióne Poľana

Litostratigrafické jednotky sú rozdelené podľa rastúceho veku. Najmladšia je prvá atď.

1. FORMÁCIA VEĽKÁ DETVA
 - 1.1. Intruzívny komplex Šafranička
 - 1.2. Efuzívny komplex Kopa
2. FORMÁCIA ABCÍNA
 - 2.1. Komplex Hučava
 - 2.2. Komplex Sebedín
3. FORMÁCIA STRELNÍKY
 - 3.1. Komplex Bobrovo
 - 3.2. Komplex Bečov
4. FORMÁCIA ŠUTOVKA
 - 4.1. Komplex Dudáš (zrušený na základe nových poznatkov autora)
 - 4.2. Komplex Kurienec
 - 4.3. Komplex Lvoze
5. FORMÁCIA ROHY

Formácia Rohy

Ako litostratigrafickú jednotku ju prvý raz pomenoval L. Dublan v roku 1979. Túto formáciu na mapách Detva a Zvolenská Slatina popísali KONEČNÝ a DUBLAN (1975) ako intruzívno-extruzívny komplex pyroxenicko-amfibolických andezitov ± biotit.

V komplexe bolo zastúpených niekoľko genetických typov hornín, medzi nimi extrúzie, ojedinelé intrúzie, redeponované tufy, pyroklastické prúdy, lávoklastické brekie okrajových častí extrúzií a ich redeponáty. S rovnakou náplňou bol tento komplex roku 1979 redefinovaný do formácie Rohy, veku spodný bádén. Najpodrobnejšie ju popisuje DUBLAN (1981). Neskôršie (KONEČNÝ et al., 1983) je táto formácia znova definovaná, ale so zmeneným názvom ako rohovská formácia (súvrstvie), veku spodný-stredný bádén. Z jej definície vyplýva, že sa vychádza z práce KONEČNÝ – DUBLAN (1975), doplnené sú len údaje o rádiometrických vekoch troch vzoriek (REPČOK, 1978, 1981). Za typický profil formácie Rohy pokladáme južný svah kóty 656,8 – Rohy, na ktorý hĺbkovo nadväzuje vrt KJ-2 hlboký 156,0 m. Tento profil je znázornený na obr. 5.

Predstavuje efuzívny komplex prevažne hyperstenicko-amfibolických andezitov. Okrem nich sa vo vrchnej časti profilu vyskytujú extrúzie sprevádzané v okrajových častiach telies extruzívnymi brekciami a ich redeponátmi.

Iný profil formácie je zo svahu kóty 584,7 – Prostredný vrch, ktorý je od profilu popisovaného na obr. 5 vzdialený východne asi 1,5 km. Predstavuje podstatne odlišné litogenetické typy. Prevládajú explozívne produkty litokryštaloklastických pemzových tufov sprevádzaných blokovými aglomerátmi pelejských explózií (obr. 6). Tieto horniny sa formovali v explozívnych fázach rastu vulkanických dómov pyroxenicko-amfibolických andezitov. Preto netvorí súvislý horizont v celom plošnom rozsahu formácie Rohy. Považujeme ich za vrchnú časť jej profilu.

Celkovú mocnosť formácie Rohy môžeme odhadnúť pomocou vrtu DV-24 (asi 2300 m na severovýchod od kóty Rohy) pravdepodobne na 500 m.

Formácia Rohy je najstaršou litostratigrafickou jednotkou na území regiónu Poľana – severne od toku Slatiny. Pokračuje však aj na juh do masívu Javoria, kde by sa podľa KONEČNÉHO (1983) mala vyskytovať v nadloží formácie Blýskavica, ktorej pravdepodobný vek určuje ako vrchnú časť spodného bádenu až stredný bádén.

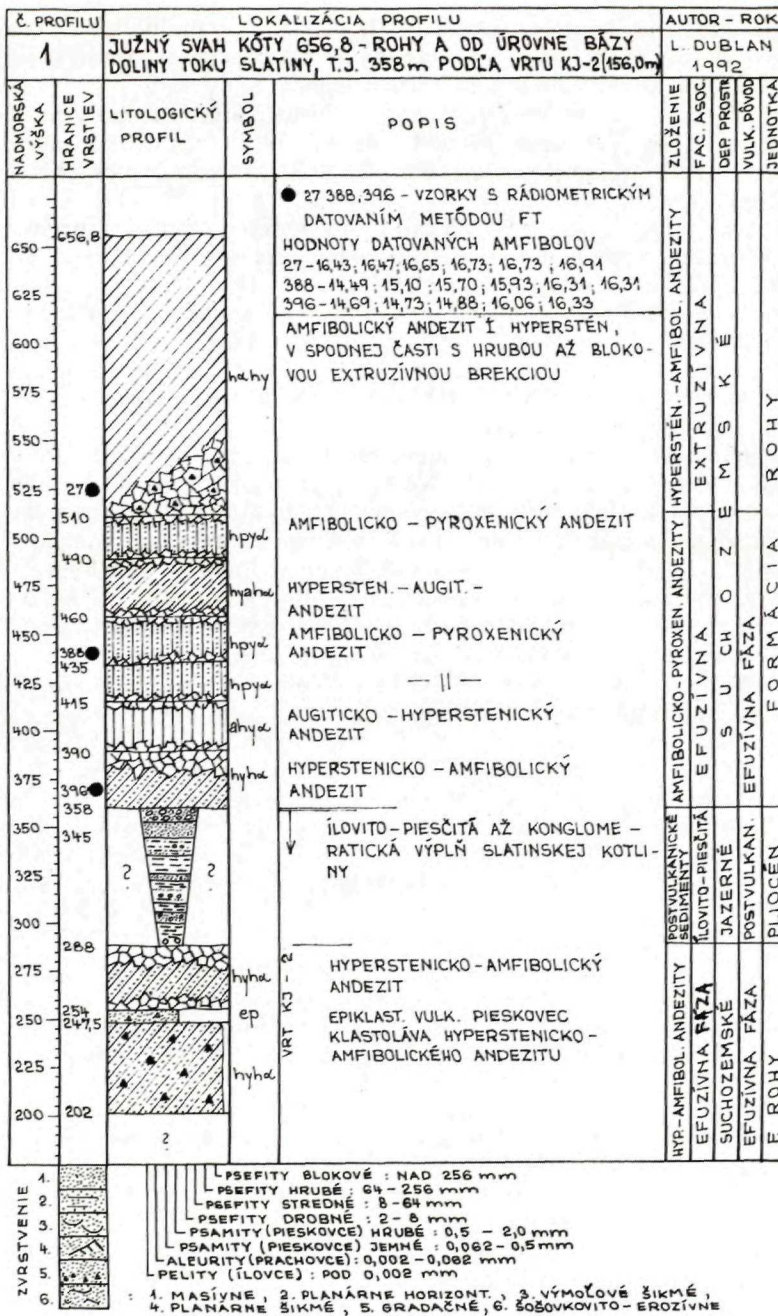
Podľa geologickej mapy 1:100 000 (KONEČNÝ et al., 1983) sú do formácie Rohy zaradené extruzívne vulkanické dómy, ojedinelé intruzívne preniky, extruzívne primárne aj redeponované brekcie a tiež epiklastický vulkanosedimentárny komplex, ktorý sa vyskytuje na území východne od kóty Syroň. Tvorí ho súvrstvie konglomerátobrekcií až konglomerátov rôznej zrnitosti, prevažne však hrubých s vložkami epiklastických vulkanických pieskocov a brekcií laharov. Zachovaná mocnosť súvrstvia podľa mapy je okolo 150 m. KONEČNÝ v práci z roku 1990 toto súvrstvie zaraďuje už do starohutského komplexu spodnobádenského veku. Tento nový poznatok je výsledkom geologického mapovania na liste Lovinobaňa I.

Zo všetkého, čo sme uviedli, vyplýva, že formácia Rohy nebola doteraz jednoznačne určená vo všetkých potrebných litostratigrafických náležitostiach. Preto ju budeme v tejto práci znova definovať podľa nepublikovaných výsledkov mapovania v minulom roku. Profil formácie Rohy je budovaný súvrstvím lávových prúdov a lávoklastických brekcií mocnosti okolo 350–400 m, zložených prevažne z hyperstenicko-amfibolických andezitov (obr. 3, 5). V ich nadloží je súvrstvie lapilových litokryštaloklastických tufov a blokových aglomerátov mocnosti asi 140–200 m (?). Toto súvrstvie bolo zistené južne od Prostredného vrchu (obr. 6). Najmladším členom formácie sú extruzívne dómy, intruzívne preniky, extruzívne brekcie, ich redeponáty a malé intrúzie.

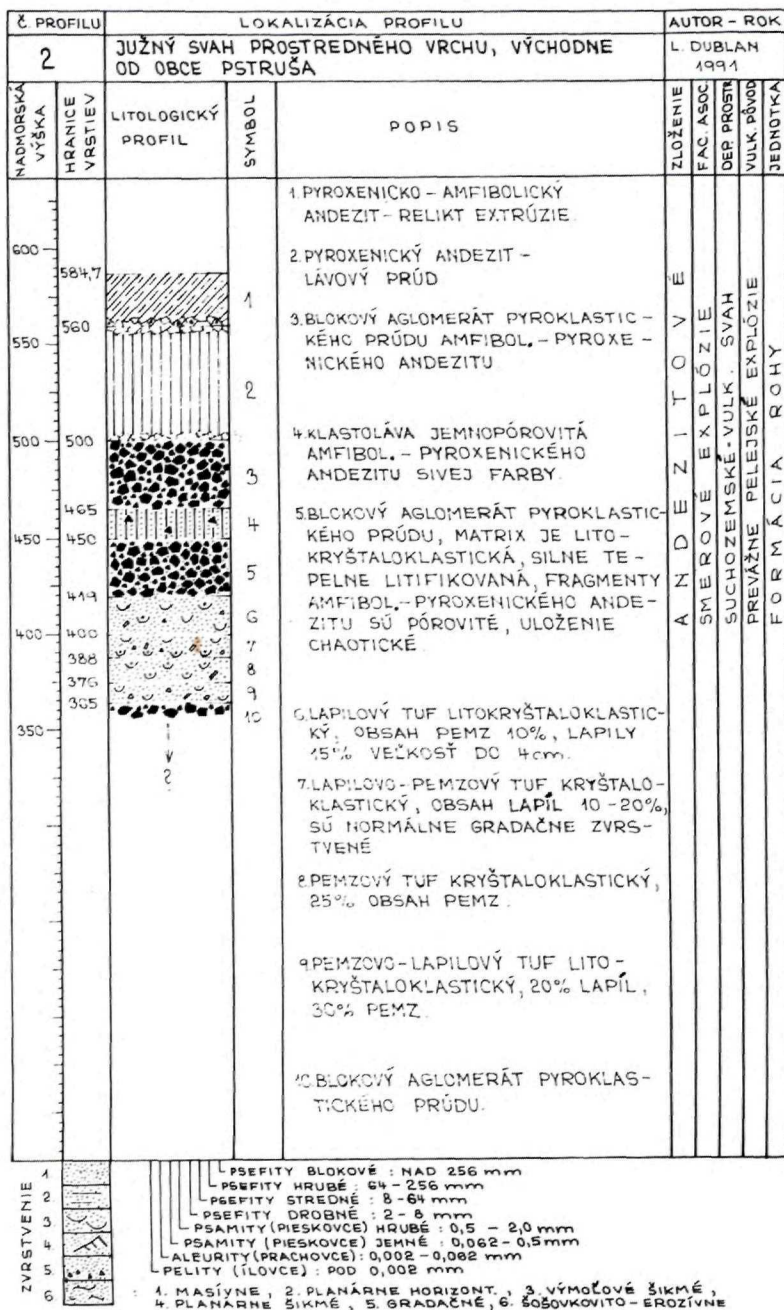
Z vulkanologického stanoviska formácia Rohy geneticky predstavuje efuzívno-explozívno-extruzívny komplex, ktorý zastupujú lávové prúdy, tufy a aglomeráty súvisiace s rastom dómov, samotné vulkanické dómy a s nimi asociujúce intruzívne preniky a malé intravulkanické intrúzie.

Sukcesnú pozíciu formácie Rohy určujeme na základe superpozície formácií, z ktorej vyplýva, že formácia Rohy sa nachádza v podloží formácie Blýskavica. Z jej podložia vystupuje napr. v okolí Slatinských Lazov alebo južne od osady Stožok. V podloží formácie Rohy vystupuje buď predvulkanický substrát, alebo starohutský komplex, do ktorého však môže pravdepodobne aj faciálne prechádzať.

Chronostratigrafická pozícia formácie Rohy je určená 17 datovanými vzorkami z rôznych miest výskytu formácie.



Obr. 5 Litologický profil časti extruzívno-efuzívneho súvrstvia formácie Rohy.



Obr. 6 Litologický profil časti explozívno-efuzívneho súvrstvia formácie Rohy.

Analýza vekov formácie Rohy

Z tejto formácie bolo odobraných najviac vzoriek na rádiometrické datovanie FT zo všetkých predstavených formácií. Oblasť Javoria vzorkoval KONEČNÝ a oblasť Poľany DUBLAN. Rádiometrické datovanie uskutočnil REPČOK (1978, 1980, 1982). Údaje sú zhrnuté do niekoľkých tabuliek. Na obr. 7 predstavujeme 8 datovaní z časti, ktorá sa nachádza na území Poľany. Na obr. 8 je 9 datovaní, o ktorých nebudeme podrobnejšie diskutovať, pretože nám nie je známa sukcesia odobraných vzoriek v rámci litologického profilu formácie Rohy.

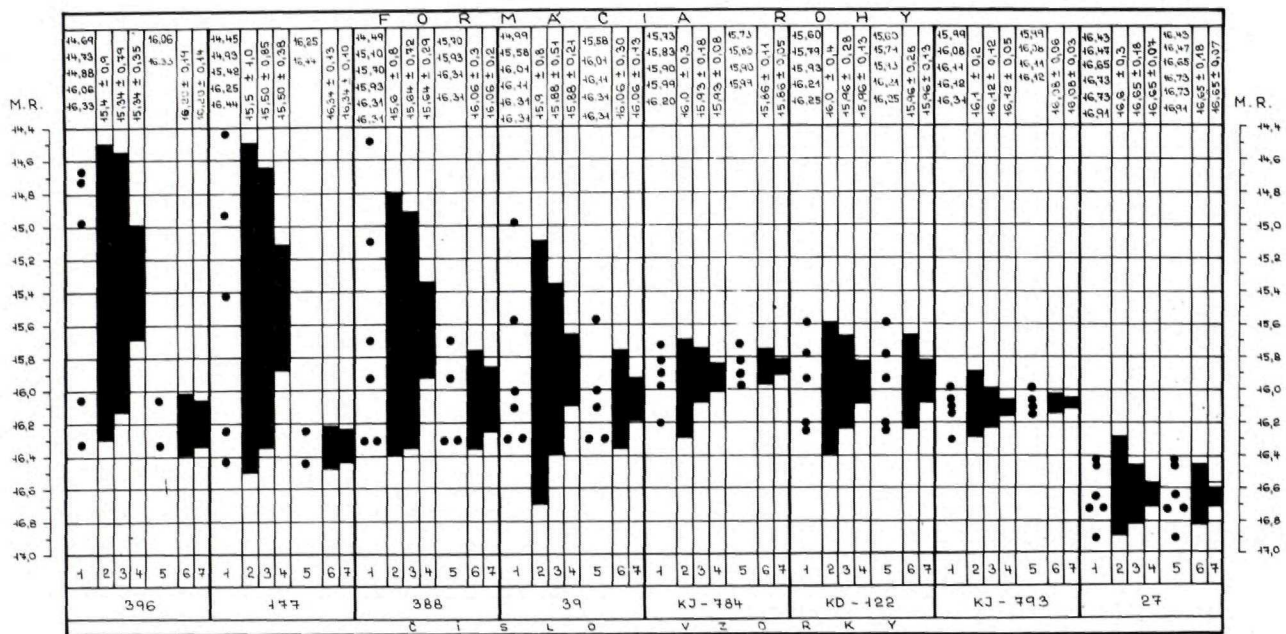
Rozptyl hodnôt rádiometrických vekov je najnázornejší na obr. 9. Z grafu vyplýva, že vzorky odobrané Dublanom vykazujú výrazné sekundárne omladenie, čo sa prejavuje asymetrickým posunom hodnôt na časovej osi smerom k nižším hodnotám veku – t. j. smerom doľava. Týka sa to vzoriek č. 388, 39, 396, 177. Vzorka č. 27 vykazuje relatívne malý rozptyl, ale všetky hodnoty sú posunuté na časovej osi doprava a vzorka tak vykazuje najvyšší vek z celej kolekcie vzoriek. Vek vzorky č. 27 považujeme za nesprávny, pretože vzorka bola odobraná z extrúzie, ktorá v rámci profilu formácie Rohy (obr. 5) patrí k najmladším členom, ale vek má podľa FT najstarší, čo nezodpovedá geologickej sukcesii udalostí, ktoré boli v teréne zistené.

Všetky rádiometrické údaje vekov vzoriek sme usporiadali podľa priemerného veku dvoma spôsobmi. Prvý – súbor A – je založený na aritmetickom priemere veku každej vzorky, pričom sme nevylúčili z výpočtu žiadny datovaný minerál, t. j. všetky hodnoty boli použité tak, ako sú graficky znázornené na obr. 9 alebo v tab. 1. Súbor B je zostavený tak, že z výpočtu priemerného veku vzoriek sme vylúčili anomálne hodnoty veku minerálov. Na obr. 10 sú znázornené obidva súbory. Usporiadané sú podľa poradia veľkosti aritmetického priemeru. Posun hodnôt súboru A smerom k mladšiemu priemernému veku všetkých vzoriek vyplýva z toho, že do výpočtu sú zahrnuté aj anomálne hodnoty veku minerálov, ktoré prispievajú k jednostrannému omladeniu veku celej formácie Rohy a posunutiu všetkých vekov vzoriek na grafe doľava.

Po definovaní a vylúčení anomálnych hodnôt veku minerálov z každej vzorky dostávame krivku súboru B, a tým aj iné poradie usporiadania aritmetických priemerov. Aj korelačný koeficient poradia je pre súbor B vyšší – 0,98, než pre súbor A – 0,94. Grafy lineárnej regresie na obr. 12, 13 tiež dobre poukazujú na rozdelenie hodnôt veku pozdĺž regresnej priamky pre každý súbor zvlášť. V tab. 3 uvádzame všetky hodnoty, ktoré sa stali základom zostavenia súboru B.

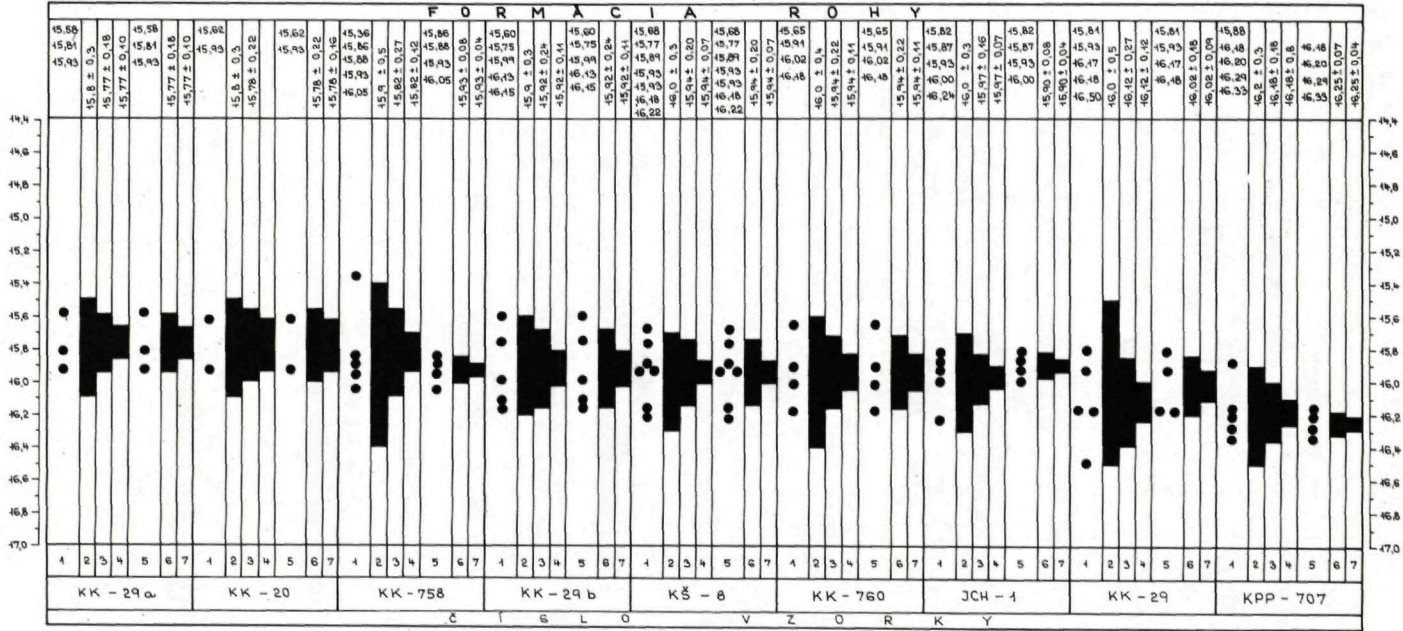
Analýzou priemerných hodnôt súboru B môžeme vydeliť štyri podsúbory – I., II., III., IV., uvedené na obr. 10 a 11. Takto vyčlenené podsúbory sú vyjadrené v tab. 3 a v grafe lineárnej regresie na obr. 14. Korelačný koeficient poradia aritmetických priemerov podsúborov je rovný 1. Pretože polohu odobraných vzoriek v rámci litostratigrafického profilu nepoznáme, pokúsili sme sa najprv určiť anomálne hodnoty veku minerálov a vylúčiť ich z priemerného veku vzoriek. Takto vypočítané hodnoty sme usporiadali podľa rastúceho veku a podľa toho sme zostavili príslušné grafy. Keďže nemáme inú možnosť, môžeme vzorky – aspoň niektoré – porovnať na genetickom základe a výsledok takéhoto porovnania dať do relácie s litostratigrafickým profilom formácie Rohy. Ak v neskoršom období bude možné získať v teréne údaje o pozícii vzoriek v rámci profilu, potom by bolo možné testovať odôvodnenosť vydelenia súboru B. Jedným z vhodných môže byť test poradia, ktorý nie je závislý od tvaru rozdelenia, napr. Spearmanov test (bežný v štatistike).

V tabuľke 4 sme rozdelili vek hornín podľa genetických typov, z ktorých boli vzorky odobrané, a to na dajky, extrúzie a lávové prúdy. Cieľom tohto postupu je overiť



Obr. 7 Súhrnný graf rádiometrických vekov FT – formácia Rohy, oblasť Poľana.

1 – hodnoty datovania jednotlivých minerálov amfibolu vo vzorke, 2 – priemerný vek amfibolov vo vzorke, 3 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka, 4 – smerodajná chyba priemeru, 5 – vek jednotlivých amfibolov použitých na nový výpočet priemerného veku s vylúčením anomálnych hodnôt, t. j. výpočet aplikáciou useknutého rozdelenia, 6 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka useknutého rozdelenia, 7 – smerodajná chyba priemeru useknutého rozdelenia.



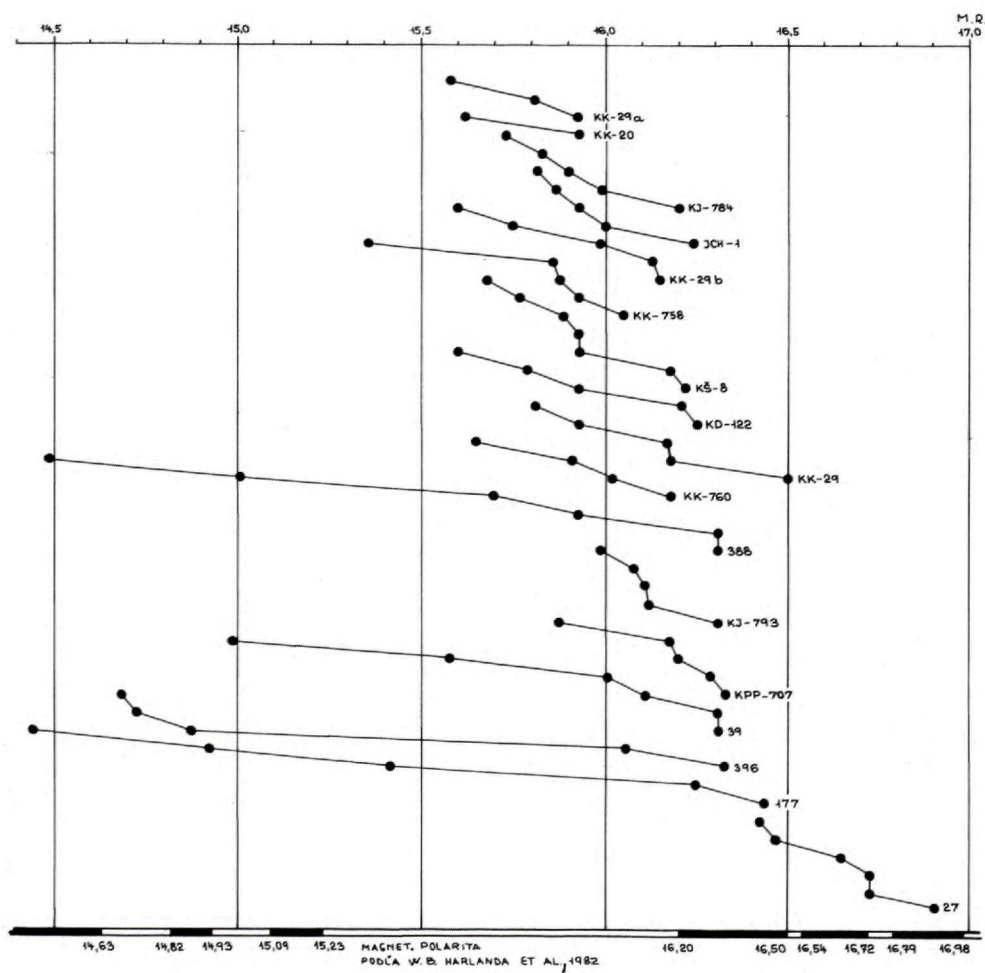
Obr. 8 Súhrnný graf rádiometrických vekov FT – formácia Rohy, oblasť Poľana.

1 – hodnoty datovania jednotlivých minerálov amfibolu vo vzorke, 2 – priemerný vek amfibolov vo vzorke, 3 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka, 4 – smerodajná chyba priemeru, 5 – veki jednotlivých amfibolov použitých na nový výpočet priemerného veku s vylúčením anomálnych hodnôt, t. j. výpočet aplikáciou useknutého rozdelenia, 6 – aritmetický priemer a štandardná chyba priemeru useknutého rozdelenia.

správnosť vyčlenenia štyroch podsúborov, ktoré vyplývajú zo súboru B (obr. 11). Z porovnania vyplýva:

1. Dajky boli datované 4 vzorkami, priemerná hodnota ich veku je $15,91 \pm 0,15$ mil. rokov. Táto hodnota takmer úplne korešponduje s priemernou hodnotou III. podsúboru na obr. 11, ktorá sa rovná $15,92 \pm 0,18$ mil. r. Pritom tri veku vzoriek z celkového počtu štyroch dajok sa nachádzajú vnútri intervalu II. podsúboru, len jedna vzorka (KK - 20) je mimo.

2. Extrúzie sú datované 5 vzorkami. Ich priemerný vek je $16,18 \pm 0,20$ (n = 20). Táto hodnota je totožná s priemerným vekom IV. podsúboru, ktorého vypočítaný priemer je $16,18 \pm 0,15$ (n = 11).



Obr. 9 Graf distribúcie vekov FT – formácia Rohy.

Tab. 1 Prehľad datovaných vzoriek – formácia Rohy

Číslo vzorky	Vek anal. amfibolu	Vek vzorky	Názov horniny	Lokalita	Rok
396	14,69 14,73 14,88 16,06 16,33	15,4 ± 0,9	hyperstenicko-amfibolický andezit – lávoklastická brekcia andezitového prúdu	od obce Pstruša na V, na južnom úpätí kóty 656,8 Rohy, nad cestou	1978
177	14,45 14,93 15,42 16,25 16,44	15,5 ± 1,0	amfibolický andezit extrúzia	severne od Šiagiho kopca asi 800 m, vo svahu	1978
388	14,49 15,10 15,70 15,93 16,31 16,31	15,6 ± 0,8	amfibolicko-hyperstenicko-augitický andezit-fragment z lávoklastickej brekcie prúdu	od obce Pstruša na SV asi 1,3 km, od kóty 513,4 na SZZ	1978
39	14,99 15,58 16,01 16,11 16,31 16,31	15,9 ± 0,8	hyperstenicko-bioticko-amfibolický andezit	od obce Detva na SZZ, od kóty 649,0 na ZZS v záreze cesty	1978
27	16,43 16,47 16,65 16,73 16,73 16,91	16,6 ± 0,3	amfibolický andezit ± hyperstén extrúzia	východne od obce Zvolenská Slatina, východne od kóty 650,8 Rohy	1978
KK – 29 a	15,58 15,81 15,93	15,8 ± 0,3	amfibolický andezit	západne od Kalinky, od kóty Malý Lysec na JJV asi 800 m	1982
KK – 20	15,62 15,93	15,8 ± 0,3	amfibolický andezit dajka	od obce Kalinka na SZ asi 1 km	1982
KK – 758	15,36 15,86 15,88 15,93 16,05	15,9 ± 0,5	amfibolický andezit dajka	od obce Kalinka na JV, od samoty Holý vrch na JZ asi 350 m	1982

KK - 29 b	15,60 15,75 15,99 16,13 16,15	15,9 ± 0,3	pyroxenicko-amfibolický andezit	od obce Kalinka západne, od kóty Malý Lysec na JJV asi 400 m	1982
KŠ - 8	15,68 15,77 15,89 15,93 15,93 16,18 16,22	16,0 ± 0,3	fragment hyperstenicko- amfibolického andezitu	JJZ od obce Pstruša, od kóty 606,0 Horné Chvojné na JV asi 600 m. Vzorka je odobratá z vrtu KŠ-8, z fragmentu hyperstenicko-amfibolického andezitu, ktorý je uzatváraný v dioritovom porfýre v spodnej časti vrtu	1982
KK - 760	15,65 15,91 16,02 16,18	16,0 ± 0,4	amfibolický andezit	od obce Kalinka na VJV, od samoty Holý Vrch na J asi 500 m	1982
JCH - 1	15,82 15,87 15,93 16,00 16,24	16,0 ± 0,3	amfibolický andezit dajka	od obce Kalinka na JV, od hájovne Lohyňa na JJZ asi 400 m	1982
KK - 29	15,81 15,93 16,17 16,18 16,50	16,0 ± 0,5	amfibolický andezit	západne od obce Kalinka	1982
KPP - 707	15,88 16,18 16,20 16,29 16,33	16,2 ± 0,3	pyroxenicko-amfibolický andezit extrúzia	od obce Kalinka na JZ, od kóty Lipov na J asi 800 m	1982
KD - 122	15,60 15,79 15,93 16,21 16,25	16,0 ± 0,4	pyroxenicko-amfibolický andezit s biotitom extrúzia	od obce Detva na JZ asi 2,5 km, od kóty 688,3 - Syroň východne asi 500 m. Vzorka odobratá z okrajovej časti extrúzie	1982
KJ - 793	15,99 16,08 16,11 16,12 16,31	16,1 ± 0,2	pyroxenicko-amfibolický andezit extrúzia	od osady Piešť II. na JZ asi 500 m	1982

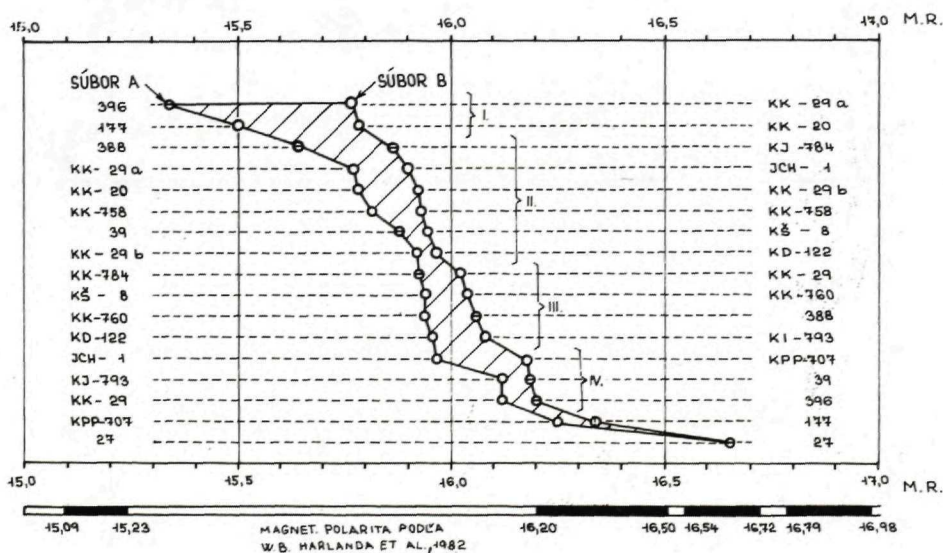
3. Lávkové prúdy sú datované dvoma vzorkami s obsahom 50 % omladených datovaní amfibolov, ktoré boli vylúčené z výpočtu. Po tejto úprave stredný vek lávkových prúdov je vypočítaný na $16,19 \pm 0,18$. Je veľmi blízky strednému veku extrúzií v IV. podsúbore ($16,18 \pm 0,15$). To znamená, že aj napriek vylúčeniu anomálnych hodnôt datovaní zostáva rozptyl veku relatívne nízky a že sa do značnej miery prekrýva s vekom extrúzií. Je to v súlade s vulkanologickou situáciou vývoja hornín tak, ako sa pozoruje na odkryvoch v teréne.

Z toho, čo sme uviedli, vyplýva záver, že vytvorenie súboru B, ktorý sme získali vylúčením anomálnych hodnôt z výpočtu, bolo oprávnené. Rovnako aj vytvorenie 4 podsúborov hornín, pretože genetické typy dajok, extrúzií i lávkových prúdov prejavujú značný stupeň korelácie s umelo vytvorenými podsúbormi. Takéto vyčlenenie má teda reálny základ v geologickej sukcesnej situácii v teréne. Na matematické vyjadrenie tejto korelácie nie je potrebné ani použiť štatistický aparát, pretože aj bez neho je vysoký stupeň korelácie zrejmy.

Koreláciu petrografického zloženia hornín a ich veku zatiaľ nemôžeme uskutočniť, pretože nemáme k dispozícii petrografické analýzy všetkých datovaných vzoriek.

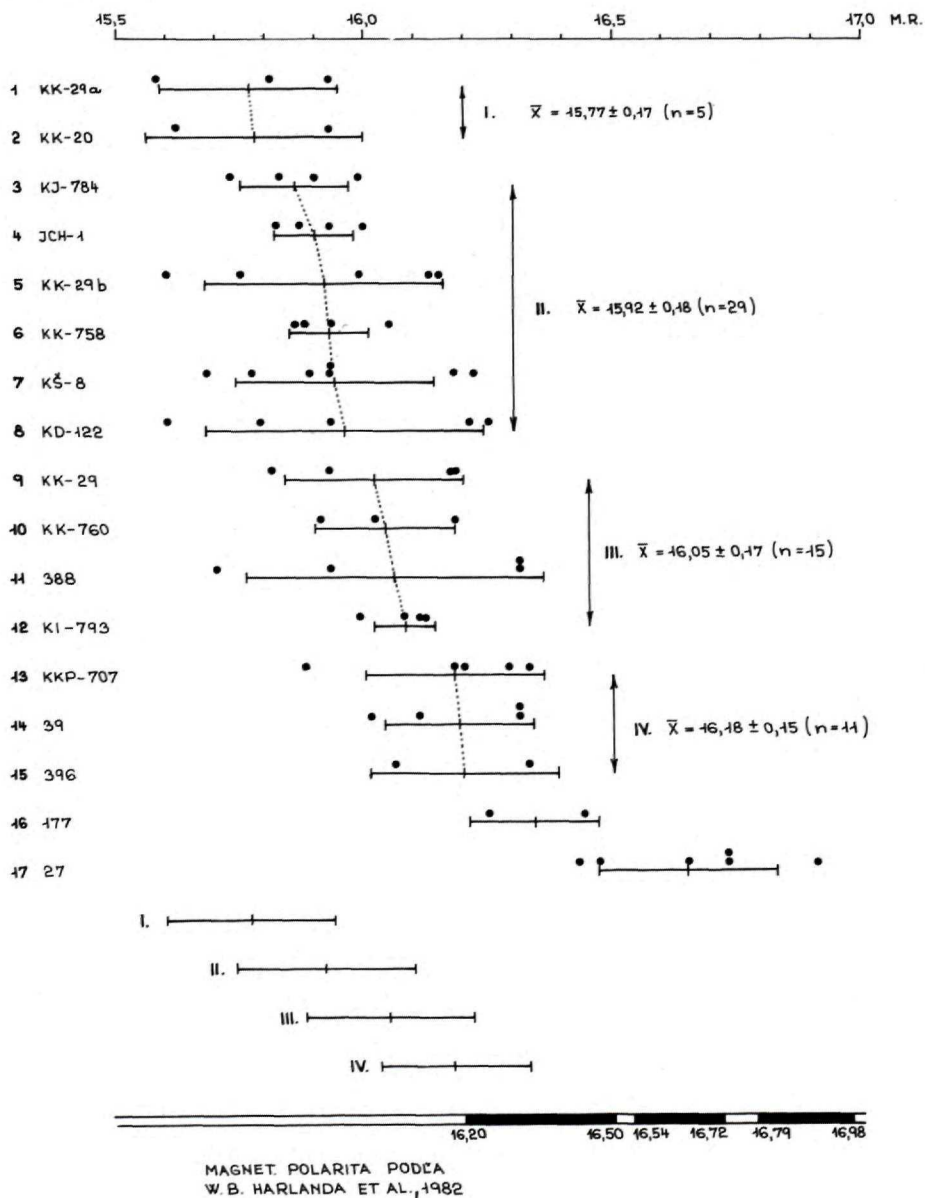
Na obr. 10 a 11 je v grafe znázornená aj paleomagnetická polarita s vyznačením veku hraníc polarít. Porovnaním vekov a týchto hraníc vychádza, že podstatná väčšina vzoriek spadá do dolnej polovice reverznej paleomagnetickéj polarity s hranicami 15,23 – 16,20 mil. r., čo (na obr. 2) zodpovedá chronu 5 Br. Tento záver plne korešponduje s reverznou polaritou, ktorá bola zistená u extrúzií a lávkových prúdov v širokom

FORMÁCIA ROHY

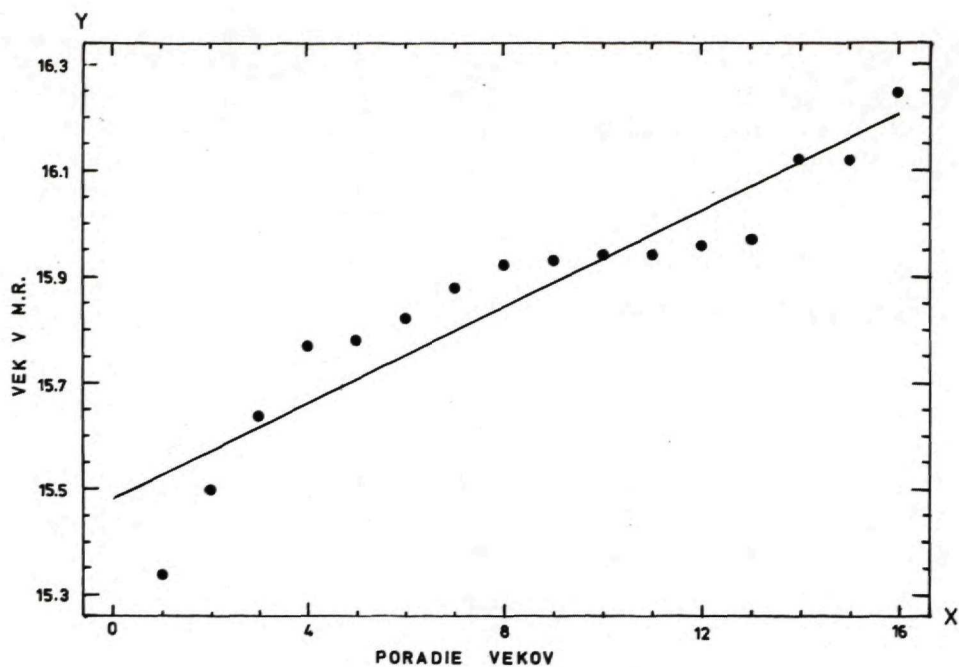


Obr. 10 Graf poradia vekov hornín formácie Rohy; súbor A – má veki vypočítané zo všetkých údajov, súbor B – priemerný vek je vypočítaný po vylúčení anomálnych hodnôt veku minerálov každej vzorky.

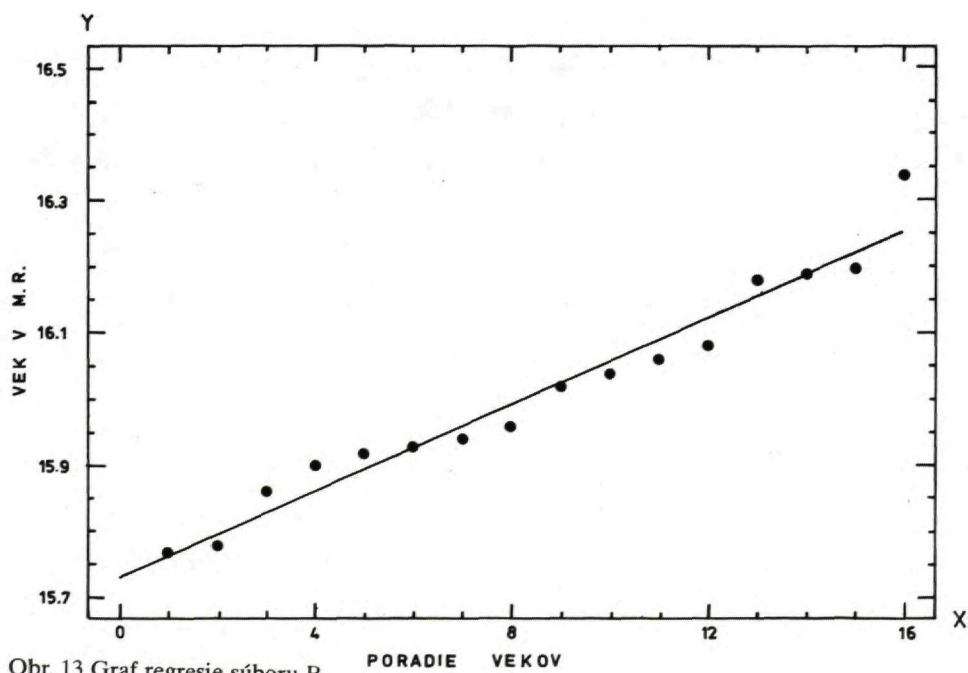
okolí kóty Rohy. Niektoré nedatované extrúzie však vykazovali aj normálnu polaritu, ktorú vzhľadom na geologickú situáciu môžeme najskôr zaradiť do chronu 5 B - 2, s hranicami 15,09 - 15,23 mil. r. Bez ďalších dôkazov je toto zaradenie len podmienené, tým skôr, že táto normálna paleomagnetická polarita môže byť spôsobená aj samoreverziou.



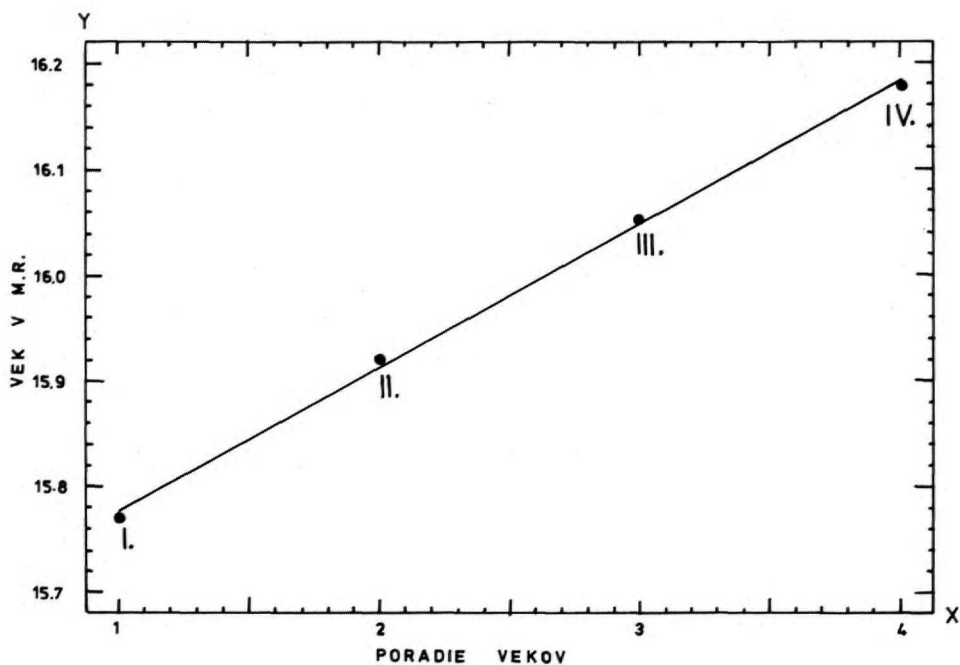
Obr. 11 Graf rozdelenia vekov súboru B na štyri podsúbory: I., II., III., IV.



Obr. 12 Graf regresie súboru A.



Obr. 13 Graf regresie súboru B.



Obr. 14 Graf regresie podsúborov I., II., III., IV. Body na grafe predstavujú aritmetický priemer každého podsúboru.

Tab. 2 Modálne analýzy – formácia Rohy

	396	177	388	39	27
základná hmota	65,67	68,67	61,22	70,40	67,42
plagioklas	22,81	24,36	28,86	23,17	23,34
amfibol	7,28	5,23	0,70	3,46	7,22
hyperstén	3,10	1,11	1,96	1,83	0,29
augit	-	-	3,26	-	-
biotit	-	-	-	0,46	-
opakové minerály	1,14	0,63	1,34	0,68	0,65
glomeroporfýry	-	-	2,76	-	-
póry	-	-	-	-	1,08

Tab. 3, 4 Tabuľky rozdelenia vekov formácie Rohy podľa genézy

Číslo vzorky	Poradie v tab. 3		Podsúbory súboru B	Genetický typ a akceptovaný vek
	súbor B	súbor A		
KK – 20	2	5	I.	dajky $15,91 \pm 0,15$
JCH – 1	4	13	II.	
KK – 758	6	6	II.	
KŠ – 8	7	10	II.	
Ø vek	$15,91 \pm 0,15$	$15,90 \pm 0,21$		
n	17	19		
KD – 122	8	12	II.	extrúzie $16,18 \pm 0,20$
KJ – 793	12	14	III.	
KPP – 707	13	16	IV.	
39	14	7	IV.	
177	16	2		
Ø vek	$16,18 \pm 0,20$	$15,93 \pm 0,49$		
n	20	26		
388	11	3	III.	lávové prúdy $16,19 \pm 0,18$
396	15	1	IV.	
Ø vek	$16,19 \pm 0,18$	$15,50 \pm 0,73$		
n	5	11		

Záver

Formáciu Rohy tvoria dajky veku $15,91 \pm 0,15$ mil. r., lávové prúdy veku $16,19 \pm 0,18$ mil. r., extrúzie veku $16,18 \pm 0,20$ mil. r. a tufy s konglomerátmi pelejských explózií rovnakého veku ako extrúzie. Ostatné typy hornín sú len eróznymi derivátmi týchto hornín s podobným vekom.

Amfibolový vek umožňuje chronostratigrafické zaradenie formácie Rohy do strednej časti spodného bádenu.

Problém veku extrúzií s normálnou paleomagnetickou polaritou, ktoré vystupujú v prostredí formácie Rohy, nie je zatiaľ vyriešený.

Formácia Šutovka

Do formácie Šutovka, ktorú vyčlenil L. Dublan roku 1979, je zaradené vulkanogénne súvrstvie vystupujúce v podloží formácie Strelňky. Toto súvrstvie bolo zistené vo všetkých zónach stratovulkánu Pořana. Formácia je zložená z troch komplexov:

1. Komplex Dudáš – pôvodne bol považovaný za lakolit situovaný v kaldere. Podľa doteraz nepublikovaných výsledkov autora z minulého roka ide skôr o hydrotermálne zmenené lávové prúdy a vulkanoklastiká rôznej genézy a stratigrafickej pozície. Preto komplex Dudáš už nepokladáme za litostratigrafickú jednotku.

2. Komplex Kurienec sa nachádza v centrálnej vulkanickej zóne Poľany. Tvoria ho stratovulkanický súbor andezitových prúdov, epiklastík a pyroklastík. Andezitové prúdy sú zastúpené augiticko-hyperstenickými andezitmi, amfibolovo-augiticko-hyperstenickými andezitmi a hyperstenickými andezitmi. Epiklastiká predstavujú uložniny konglomerátobrekcií s litoidnou matrix a pieskovce. Tieto horniny sú prevrstvené lávovými prúdmi. Pyroklastiká tvoria aglomerát pyroklastického prúdu mocnosti až 70 m zložený z úlomkov amfibolicko-hyperstenického andezitu.

3. Komplex Lvoze – do tohto komplexu sú zaradené všetky horniny andezitového vulkanizmu vyskytujúce sa v podloží ryodacitových tufov komplexu Bečov v prechodnej a externej vulkanickej zóne Poľany. Na povrch vystupuje na severozápadnom okraji vulkánu Poľana, kde dosahuje mocnosť až 370 m. Na južnom okraji Poľany východne od obce Detva sa tento komplex tiež nachádza v podloží komplexu Bečov. Detailný profil bol overený pomocou vrtu D-1. Podľa neho do hĺbky 65,5 m je súvrstvie ryodacitových tufov komplexu Bečov. V jeho podloží vystupuje efuzívno-explozívne súvrstvie pyroxenicko-amfibolických andezitov až do hĺbky 213 m, kde je kontakt s predvulkanickým substrátom tvoreným veporidným granodioritom. Súvrstvie sme zaradili do formácie Šutovka – komplex Lvoze. Tvoria ho lávové prúdy amfibolických a pyroxenicko-amfibolických andezitov, redeponované tufobrekcie s obsahom pemz, konglomerátobrekcie a pieskovce. Mocnosť súvrstvia v uvedenom vrte je 147,5 m. Na určenie veku súvrstvia boli odobrané 3 vzorky z rôznych úrovní profilu (140,2 m; 154,6 m; 197,3 m).

Komplex Lvoze, ktorý autor vydělil na teritóriu vrtu D-1 roku 1981, bol neskoršie v práci KONEČNÉHO et al. (1983) bez dostatočného zdôvodnenia zaradený do bazálnej časti javorskej formácie a pre formáciu Šutovka sa predpokladal bádenský vek. Okrem toho do javorskej formácie KONEČNÝ et al. (1983) zaradili aj lávové prúdy pri Starej Hute – vek 10,9 mil. r. a lávový prúd sz. svahu kóty Rohy – 11,2 mil. r. (údaje z rádiometrického datovania metódou K-Ar uvádza BAGDASARJAN et al., 1977). Z toho potom vyplýva, že vek javorskej formácie by bol približne v rozmedzí vekov $13,7 \pm 0,3$ mil. r. – vrt D-1 (datoval REPČOK, 1980) až 10,9 mil. r. To znamená, že rozsah formovania javorskej formácie predstavuje 2,8 mil. r. – čo autori aj akceptujú, keď tvrdia, že „javorská formácia (súvrstvie) je spodnosarmatského- až vrchnosarmatského veku“ (str. 70).

REPČOK (1984) uvádza datovanie z efuzívneho komplexu Javoria južne od Zvolena. Vzorka je z lávového prúdu vystupujúceho na hrebene Zálužná. Zistený amfibolový vek má hodnotu $13,1 \pm 0,6$ mil. r.

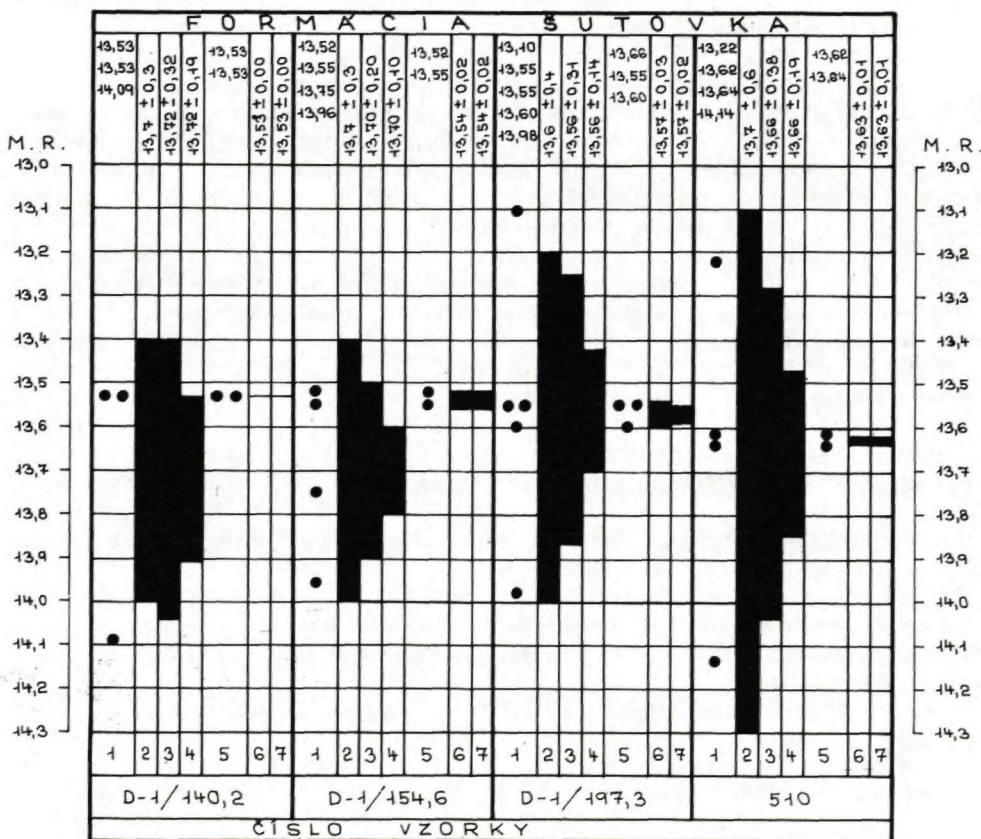
Ak by sme prijali nulovú hypotézu, že vek javorskej formácie je správny, a tým aj to, že horniny v podloží formácie Strelníky vo vrte D-1 k nej patria, potom by sme museli v spodnej časti tejto formácie nachádzať súvrstvia ryodacitového vulkanizmu veku 13,03 mil. r., pretože ide o vysokoexplozívne produkty s rozsiahlou priestorovou distribúciou. Nakoľko v rámci javorskej formácie také súvrstvie nebolo zistené, potom treba nulovú hypotézu odmietnuť, z čoho vyplýva, že súvrstvie vo vrte D-1 patrí formácii Šutovka, a nie javorskej formácii. Práve tento vrt bol využitý na rádiometrické datovanie, pretože ponúka kompletný profil medzi definovanou hranicou s nadložím – ryodacitovým komplexom Bečov a podložím tvoreným predvulkanickým substrátom.

Analýza vekov formácie Šutovka

Pre formáciu Šutovka máme k dispozícii 4 datovania. Významné sú vzorky, ktoré boli odobrané z vrtu D-1, pretože poskytujú údaje z rôznych úrovní profilu. Prehľad všetkých hodnôt aj ich grafické vyjadrenie uvádzame na obr. 15 a v tab. 5.

Základný cieľ, ktorý sme si stanovili už pri odbere vzoriek, je otestovanie možnosti určenia veku hraníc, v rámci ktorých bola formácia Šutovka akumulovaná.

Na základe údajov o veku vzoriek, ako ich uvádza Repčok (pozri obr. 15), nie je možné urobiť iný doplňujúci záver, iba ten, že vek vzoriek je určený v rámci určitého rozptylu, ktorý umožňuje ich zaradenie do chronostratigrafickej tabuľky.



Obr. 15 Súhrnný graf rádiometrických vekov FT – formácia Šutovka.

1 – hodnoty datovania jednotlivých minerálov amfibolu vo vzorke, 2 – priemerný vek amfibolov vo vzorke, 3 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka, 4 – smerodajná chyba priemeru, 5 – veku jednotlivých amfibolov použitých na nový výpočet priemerného veku s vylúčením anomálnych hodnôt, t. j. výpočet aplikáciou useknutého rozdelenia, 6 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka useknutého rozdelenia, 7 – smerodajná chyba priemeru useknutého rozdelenia.

Tab. 5 Prehľad datovaných vzoriek – formácia Šutovka

Číslo vzorky	Vek anal. amfibolu	Vek vzorky	Názov horniny	Lokalita	Rok
D – 1 140,2	13,53 13,53 14,09	13,7 ± 0,3	augiticko-hyperstenicko-amfibolický andezit	od Detvy – sídlisko východne asi 3 km. Od kóty 511,5 – Nad priekopou – na SV asi 350 m	1980
D – 1 154,6	13,52 13,55 13,75 13,96	13,7 ± 0,3	augiticko-hyperstenicko-amfibolický andezit	od Detvy – sídlisko východne asi 3 km. Od kóty 511,5 – Nad priekopou – na SV asi 350 m	1980
D – 1 197,3	13,10 13,55 13,55 13,60 13,98	13,6 ± 0,4	hyperstenicko-amfibolický andezit	od Detvy – sídlisko východne asi 3 km. Od kóty 511,5 – Nad priekopou – na SV asi 350 km	1980
510	13,22 13,62 13,64 14,14	13,7 ± 0,6	biotitický ryodacit	kaldera Pofany Od osady Kyslínky južne asi 1200 m Od kóty 1022,4 severne asi 850 m Dajka	1978

Ak by sme čisto matematicky vyjadrili hodnoty vekov každej vzorky ako aritmetický priemer a štandardnú odchýlku, dostaneme nasledujúce veky:

vzorka č. D-1/140,2 = $13,72 \pm 0,32$, n = 3

D-1/154,6 = $13,70 \pm 0,20$, n = 4

D-1/197,3 = $13,56 \pm 0,31$, n = 5

Z týchto údajov vyplýva obrátené poradie vekov, než sa vyžaduje vzhľadom na sukcesiu vrstiev.

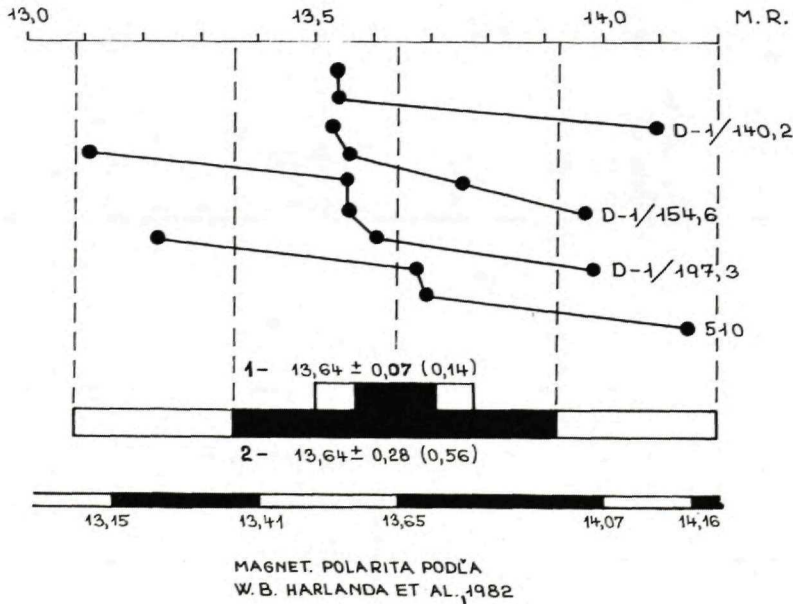
Na grafe (obr. 16) vidíme, že datované amfiboly jednotlivých vzoriek vykazujú značný rozptyl, ale aj výraznú akumuláciu hodnôt okolo určitej strednej hodnoty, ktorá má rozmer $13,64 \pm 0,14$. Okrem toho akumulácia hodnôt každej vzorky sa posúva na časovej súradnici smerom k vyššiemu veku podľa hĺbky odobranej vzorky. Preto na jednej strane veľký rozptyl a na druhej strane zároveň akumulácia vekov amfibolov dovoľuje použiť useknuté rozdelenie a definovať anomálne hodnoty, ktoré môžeme vylúčiť zo súboru datovaní minerálov každej vzorky. Po tejto manipulácii s vekmi získame tieto hodnoty:

vzorka č. D-1/140,2 = $13,53 \pm 0,0$, n = 2

D-1/154,6 = $13,54 \pm 0,02$, n = 2

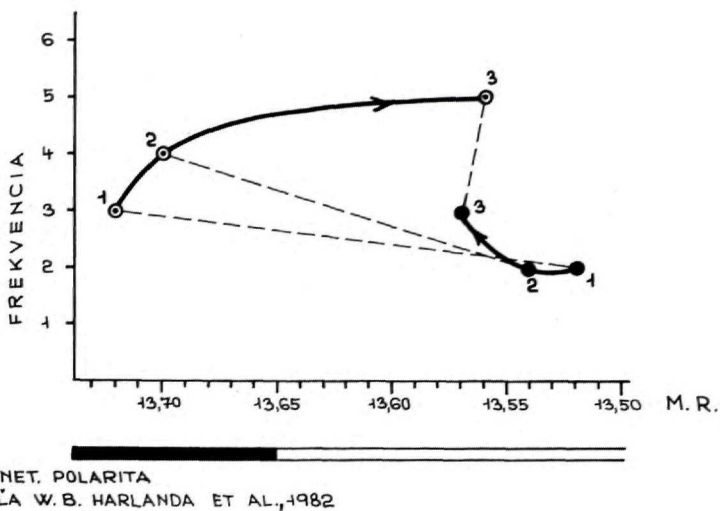
D-1/197,3 = $13,57 \pm 0,03$, n = 3

Tým sme dosiahli kladnú koreláciu veku s hĺbkou odobranej vzorky, ako je to znázornené na obr. 17. Takto získané veky boli zanesené do grafov na obr. 18. Pomocou nich sa vypočítava rádiometrický vek hraníc formácie Šutovka vo vrte D-1.



Obr. 16 Graf distribúcie vekov - formácia Šutovka.

1 - smerodajná chyba priemeru na hladine 68 % a (95 %), n = 9; 2 - aritmetický priemer a štandardná odchýlka na hladine 68 % a (95 %), n = 9.



Obr. 17 Graf ilustrujúci krivky veku podľa použitého spôsobu výpočtu priemerných vekov vzoriek z vrtu D-1.

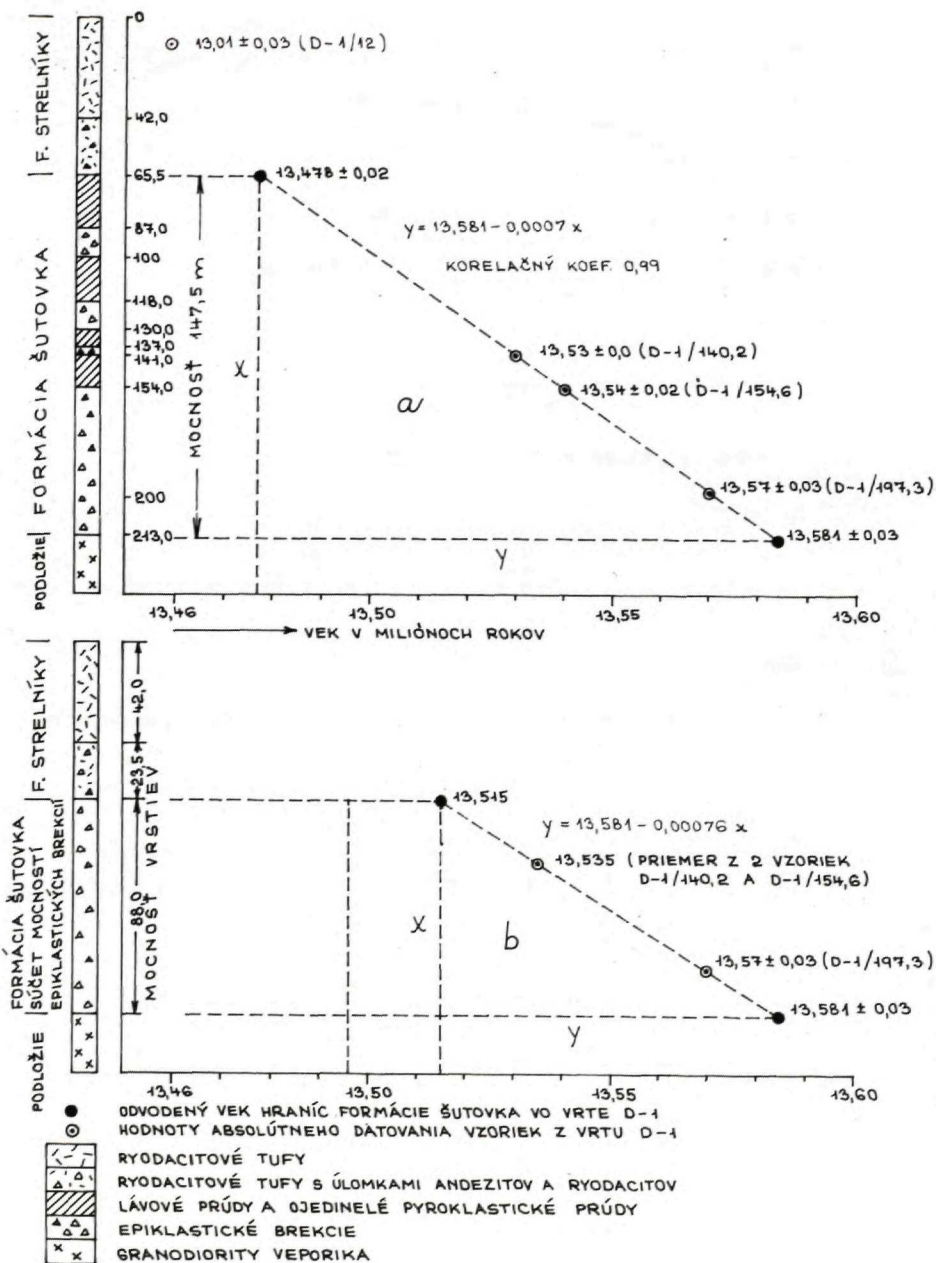
○ priemerný vek vzorky vypočítaný zo všetkých meraných materiálov, ● priemerný vek bez anomálnych hodnôt.

1 vzorka D-1/140,2; 2 vzorka D-1/154,6; 3 vzorka D-1/197,3;

Krivky znázorňujú zmenu veku vzoriek s hĺbkou odobranej vzorky vo vrte a použitého výpočtu priemerného veku vzorky.

Tab. 6 Modálne analýzy – formácia Šutovka

	D - 1 140,2	D - 1 154,6	D - 1 197,3	510
základná hmota	75,55	65,53	70,31	73,92
plagioklas	18,72	26,70	20,08	17,60
amfibol	2,74	4,05	7,50	-
biotit	-	-	0,08	4,19
hyperstén	1,89	2,44	1,25	-
augit	0,62	0,24	-	-
kremeň	-	-	-	4,10
glomeroporfýry	-	-	-	0,19
opakové minerály	0,48	1,04	0,78	-



Obr. 18 Graf výpočtu veku hraníc formácie Šutovka pomocou datovania vrtu D-1. V grafe b sú z výpočtu vylúčené lávové prúdy.

Celkový čas, za ktorý toto súvrstvie vzniklo, predstavuje súčet časov, v ktorom sa tvorili jednotlivé vrstvy, plus čas prestávok medzi ich tvorbou. Ak bližšie analyzujeme túto problematiku, tak nám vychádza, že vrstvy rôznej genézy znamenajú rôzne časové úseky, v ktorých vznikali. Podstatný časový príspevok v podmienkach vulkanizmu pridávajú prestávky v akumulácii vulkanických produktov. Je to zrejme z krátkych okamihov vzniku vrstiev medzi veľkými prestávkami akumulácií. Z toho potom vyplýva paradoxný záver, že vek hraníc formácie Šutovka je daný najmä súčtom časov prestávok v tvorbe vrstiev, pretože predstavujú podstatnú zložku v súčte časov. Dokazujú to napr. lávové prúdy, ktoré prispievajú mocnosťou, ale malým rozpätím času, za ktorý sa formujú – rádovo niekoľko dní až týždňov. To znamená, že až keď sa termálny účinok na minerály v príde končí, nastupuje rádiometrické odčítanie veku minerálov – v tomto prípade amfibolov.

Na obr. 18 predstavujeme grafy výpočtu hraníc formácie Šutovka. Prvý graf (a) berie do úvahy všetky vrstvy vrtu D-1 od 65,5 do 213 m, t. j. mocnosť 147,5 m. Druhý graf (b) znázorňuje prípad vylúčenia lávových prúdov z profilu, a tým aj redukcii celkovej mocnosti na 88 m.

V prvom grafe sú vyznačené hodnoty veku a hĺbky v litologickom profile. Pomocou regresnej analýzy bola zistená rovnica závislosti veku od hĺbky odobranej vzorky. Táto rovnica má pri korelačnom koeficiente 0,99 tvar $y = 13,581 - 0,0007x$. Až na základe tejto rovnice je stanovený vek vrchnej a spodnej hranice formácie Šutovka vo vrte D-1. Z rovnice pri mocnosti 147,5 m vyplýva vek vrchnej hranice – 13,478 mil. r. a vek spodnej hranice 13,581 mil. r.

Druhý graf (b) predstavuje prípad, keď sme vo výpočte vylúčili z profilu lávové prúdy. Rovnica bude mať tvar $y = 13,581 - 0,00076x$. Tento graf sme zostrojili na ilustráciu, ako sa zmení vek vrchnej hranice, ak vnesieme opravu za celkovú mocnosť vylúčením lávových prúdov. Ak vychádzame z prvého grafu a rovnice, tak absolútna dĺžka časového rozpätia, v ktorom vznikala formácia Šutovka, predstavuje hodnotu 0,103 mil. r., t. j. 103 000 rokov. Z toho môžeme vypočítať priemernú rýchlosť akumulácie vrstiev na danú mocnosť 147,5 m ako 7 cm/100 rokov.

Formáciu Šutovka overil aj vrt HPO-1 východne od obce Strelníky, kde má mocnosť asi 370 m. V tomto prípade datovanie nie je realizované. Pri podobnosti litologického profilu s vrtom D-1 predpokladáme, že rýchlosť akumulácie v oboch prípadoch je približne rovnaká. Preto môžeme vypočítať vek hraníc aj v tomto prípade. Najskôr je však potrebné definovať porovnávaciu časovú hladinu spoločnú pre obidva profily. Takúto hladinu definujeme na kontakte s podložím, pri ktorom predpokladáme, že v oboch profiloch sa začala sedimentácia zároveň. Pretože vek tejto hladiny je 13,581 mil. r. (podľa vrtu D-1), môžeme prikrčiť k aplikácii rovnice na výpočet vrchnej hranice veku formácie Šutovka pri mocnosti 370 m. Z výpočtu vyplýva pre vrchnú hranicu vek 13,322 mil. r. Pretože vo vrte D-1 zachytávame len časť tejto formácie, uvádzanú hodnotu považujeme za pravdepodobný vek vrchnej hranice formácie Šutovka. Tieto údaje sa zdajú akceptovateľné, veď nedochádza k vzájomnému prekrytiu hraníc s mladšou formáciou Strelníky, lebo medzi ich hranicami je rezerva 0,292 mil. r., t. j. takmer 300 000 rokov. Táto rezerva by mohla predstavovať napr. aj prestávku vo vulkanickej činnosti alebo v sedimentácii vrstiev v danej oblasti.

Záver

Formácia Šutovka sa utvárala v hraniciach veku 13,581 – 13,322 mil. r. Podľa chronostratigrafickej tabuľky jej vznik spadá do spodnej časti spodného sarmatu.

Formácia Strelníky

Formáciu Strelníky definoval L. Dublan v roku 1976. Jej vznik je výsledkom vulkanickej aktivity ryodacitového vulkanizmu stratovulkánu Poľana. Prívodné cesty explozívnej činnosti sú viazané na centrálnu vulkanickú zónu Poľany v oblasti erozívnej kaldery. Rozoznávajú sa dve oblasti rozšírenia hornín tejto formácie, a preto je aj rozdelená na dva komplexy:

1. Komplex Bečov tvoria explozívne uloženiny plínijských explózií tufov rôznej zrnitosti a tufy pyroklastických prúdov, ktoré spolu tvoria explozívnu fázu vývoja vulkánu.

Uloženiny ryodacitových tufov tejto fázy sa vyskytujú len na svahoch pôvodného vulkánu a v externej vulkanickej zóne. Mocnosť je obvykle niekoľko desiatok metrov až 100 m. V ďalšom vývoji boli pochované pod mladšími vrstvami andezitového vulkanizmu.

2. Komplex Bobrovo – po katastrofických explóziách v zóne prívodných centier bola sformovaná miniatúrna kaldera s priemerom asi 4 km. Mocnosť uloženín ryodacitového zloženia v nej dosahuje maximálne 700 m.

Zastúpené sú ryodacitové extrúzie, lávové prúdy a rôzne brekcie a pieskovce, z ktorých časť vznikla freatickými a freatomagmatickými explóziami v kalderovom jazere. Tufy v spomínanej podobe vo výplni kaldery nie sú.

Analýza vekov

Explozívno-extruzívny proces, v ktorého priebehu vznikla formácia Strelníky, je z hľadiska geologickej časomieru extrémne krátky. Preto jeho trvanie nie je možné postihnúť súčasnými metódami rádiometrického datovania – je o niekoľko rádov kratší než presnosť datovania.

Preto ak odoberieme vzorky na datovanie z hocktorej úrovne profilu formácie Strelníky, mali by byť hodnoty vekov vzoriek veľmi blízke. V ideálnom prípade na časovej súradnici môžu predstavovať bod s veľmi malou štandardnou odchýlkou.

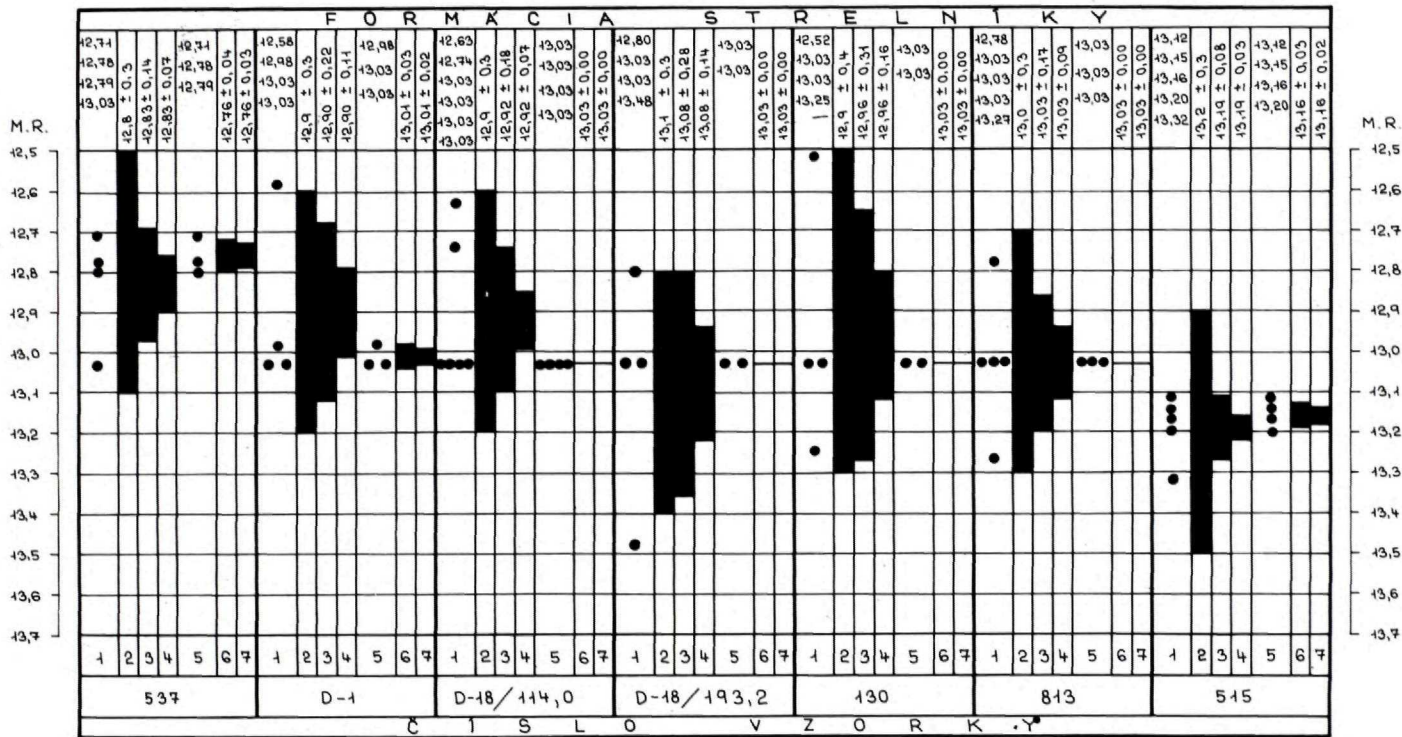
Ak porovnáme hodnoty vekov biotitov na obr. 19, alebo aj na obr. 20, je nápadná hodnota 13,03, ktorá je typická pre všetky vzorky, okrem dvoch dajok č. 515 a 537.

Vek 13,03 mil. r. bol zistený v tufoch komplexu Bečov, ako aj v horninách kalderovej výplne zaradených do komplexu Bobrovo. Celkove z 23 datovaní biotitov (okrem vzoriek z dajok) z 5 vzoriek má hodnotu 13,03 mil. r. 13 jedincov biotitu, čo je viac ako polovica. Ostatné hodnoty môžeme považovať za anomálne, najmä omladené (v šiestich prípadoch). Prípady omladenia vulkanického skla posúdil REPČOK (1982). Na obr. 4 uvádzame graf vyplývajúci z tohto štúdia.

Na obr. 21 je znázornený graf na výpočet veku hraníc sedimentácie formácie Strelníky (komplex Bobrovo) v kaldere. Na určenie veku hraníc sme použili rôzne hodnoty veku vzoriek z vrtu D-18, ktoré boli získané manipuláciou rôznych možností všetkých datovaných vzoriek.

Vzhľadom na vulkanologicko-časové relácie vývoja kaldier, ktoré sú výsledkom plínijských explózií, najpravdepodobnejší vek formácie Strelníky je 13,03 mil. r. Prvé prejavy nastupujúcej aktivity ryodacitového vulkanizmu pritom predstavuje vzorka č. 515 z dajky s vekom $13,16 \pm 0,03$, $n = 4$.

Druhá dajka č. 537 s hodnotou $12,76 \pm 0,04$ naznačuje posledný prejav ryodacitového vulkanizmu. Tento údaj je v súlade aj s extruzívnou aktivitou prebiehajúcou v kaldere, pre ktorú bola zistená normálna paleomagnetická polarita (ORLICKÝ, 1975). Zaraďujeme ju do chronu 5 AA s hranicami 12,76 – 12,94 mil. r.



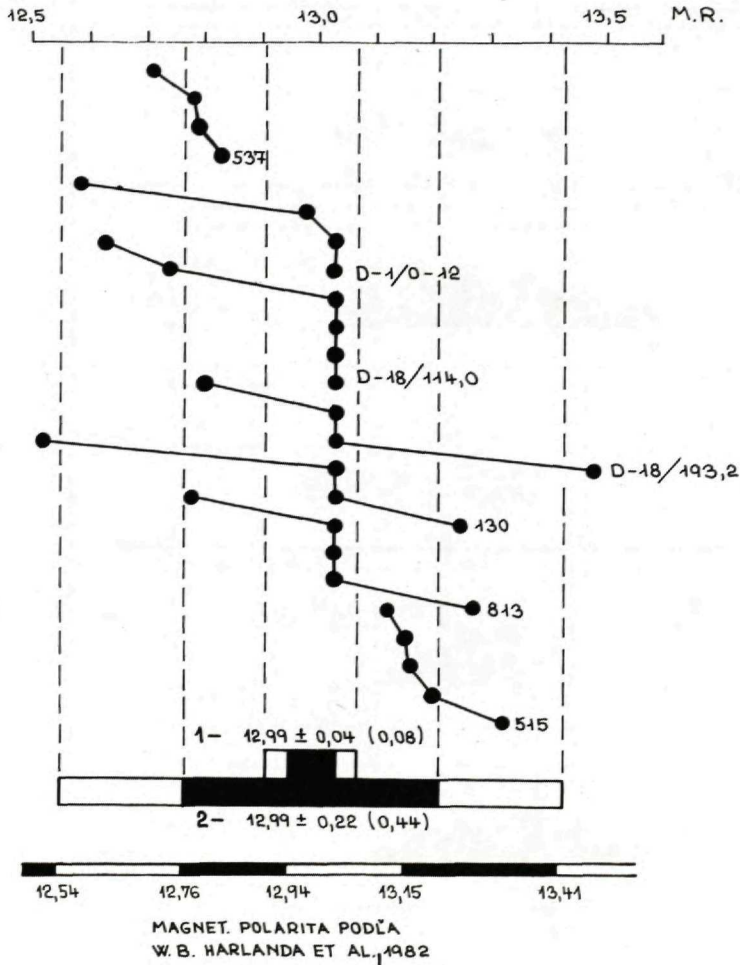
Obr. 19 Súhrnný graf rádiometrických vekov FT – formácia Strelfky.

1 – hodnoty datovania jednotlivých minerálov amfibolu vo vzorke, 2 – priemerný vek amfibolov vo vzorke, 3 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka, 4 – smerodajná chyba priemeru, 5 – veku jednotlivých amfibolov použitých na nový výpočet priemerného veku s vylúčením anomálnych hodnôt, t. j. výpočet aplikáciou useknutého rozdelenia, 6 – aritmetický priemer a štandardná chyba priemeru useknutého rozdelenia.

Záver

Formácia Strelníky bola formovaná prevažne v čase $13,03 - 12,85 \pm 0,09$ mil. r. – v tom prípade, že pre extrúzie sa berie za záver činnosti extruzívnej aktivity stred paleomagnetického chronu 5 AA. Preniky mladých ryodacitových dajok poukazujú na činnosť acidného vulkanizmu na hodnote veku $12,76 \pm 0,04$ mil. r.

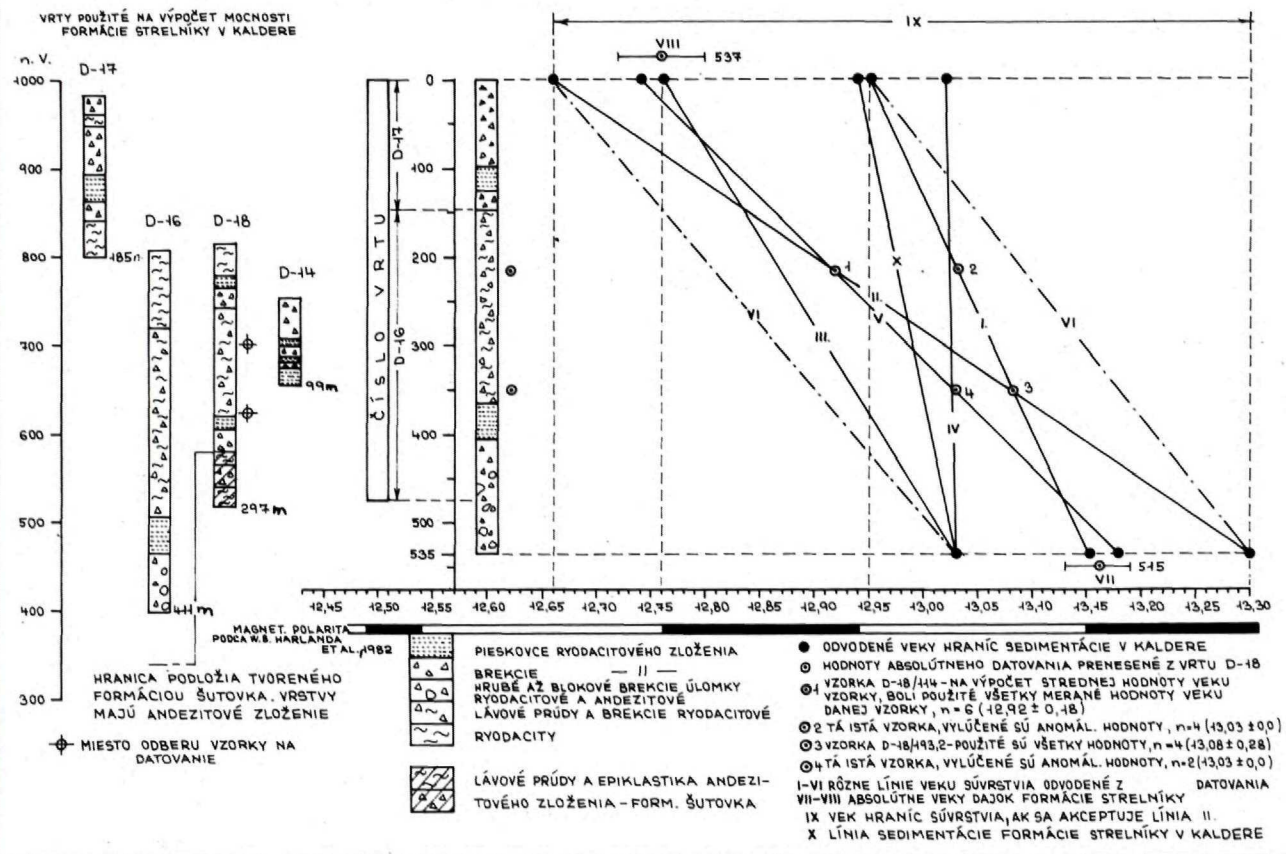
Podľa rádiometrickej škály chronostratigrafických stupňov formácia Strelníky vznikla vo vrchnej časti spodného sarmatu. Určovaný bol biotitový vek.



Obr. 20 Graf distribúcie vekov – formácia Strelníky.

1 – smerodajná chyba priemeru na hladine 68 % a (95 %), 2 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka na hladine 68 % a (95 %).

VÝPOČET VEKU HRANÍC SEDIMENTÁCIE FORMÁCIE STRELNÍKY V KALDERE



Obr. 21 Výpočet veku hraníc sedimentácie formácie Strelníky v kaldere.

Tab. 7 Prehľad datovaných vzoriek – Formácia Strelníky

Číslo vzorky	Vek anal. amfibolu	Vek vzorky	Názov horniny	Lokalita	Rok
537	12,71 12,78 12,79 13,03	$12,8 \pm 0,3$	amfibolicko-hypertennicko-biotiticko-kremitý andezit, dajka	kaldera Poľany, od kóty 970,3 na SV asi 500 m Horná Zálomská preniká cez Komplex Dudáš	1980
D - 1 12,0	12,58 12,98 13,03 13,03	$12,9 \pm 0,3$	ryodacitový tuf	vrt D - 1, od Detvy – sídlisko východne asi 3 km, od kóty 511,5 Nad priekopou na SV asi 350 m	1980
D - 18 114	12,63 12,74 13,03 13,03 13,03	$12,9 \pm 0,3$	brekciovitý biotitický ryodacit, extrúzia	kaldera Poľany, severne od osady Kyslínky, od kóty 858,0 na SV asi 600 m vzorka odobratá z hĺbky 114,0 m	1980
D - 18 193,2	12,80 13,03 13,03 13,48	$13,1 \pm 0,3$	brekcia biotitického ryodacitu, extrúzia	kaldera Poľany, severne od osady Kyslínky, od kóty 858,0 na SV asi 600 m vzorky 114,0 a 193,2 sú z rovnakého geologického telesa	1980
130	12,50 13,03 13,03 13,25	$12,9 \pm 0,4$	ryodacitový tuf	opustený lom pri východnom okraji obce Strelníky	1980
813	12,78 13,03 13,03 13,03 13,27	$13,0 \pm 0,3$	biotitický ryodacit lávový prúd	kaldera Poľany, od osady Kyslínky na SZ, od kóty 827,3 na SZ asi 200 m	1980
515	13,12 13,15 13,16 13,20 13,32	$13,2 \pm 0,3$	amfibolicko-biotitický ryodacit	kaldera Poľany, od osady Kyslínky na JJV asi 1,5 km	1980

Tab. 8 Modálne analýzy – formácia Strelníky

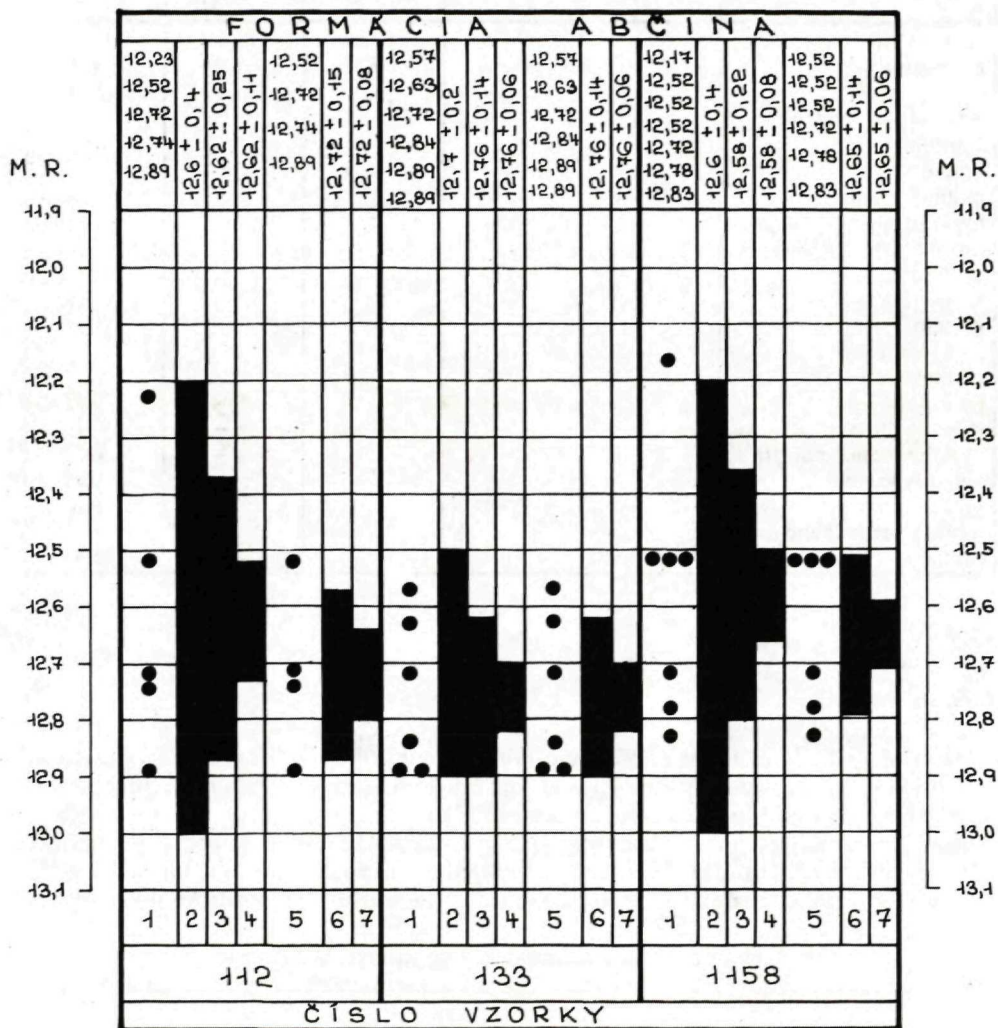
	Dajky		Lávový prúd	Extrúzia	Plínijský tuf
	537	515	813	D-18/114	D-1/28,2
základná hmota	59,12	66,75	86,83	89,09	40,92
plagioklas	26,10	17,68	7,55	7,29	4,80
biotit	3,36	4,04	2,65	1,57	0,34
zmenený hyperstén a amfíbol	1,51	–	–	–	–
kremeň	3,05	5,75	2,97	1,66	–
amfíbol zelený	–	4,98	–	–	–
hyperstén	–	0,11	–	–	–
xenolit, kryštalická bridlica	–	0,21	–	–	–
karbonát	3,54	–	–	–	–
pseudomorfy po výrastliciach	3,32	–	–	–	–
opakové minerály	–	0,48	–	–	–
pemza	–	–	–	–	39,95
sklovité úlomky	–	–	–	–	5,76
úlomky prem. andezitu	–	–	–	–	6,49
xenolity kremeňa	–	–	–	–	0,11
granát	–	–	–	0,39	0,20
úlomky juvenilného kremeňa	–	–	–	–	1,43

Formácia Abčina

Definoval ju Dublan v roku 1979. Neskôr, v roku 1991, bola rozdelená do dvoch komplexov na základe rozdielneho vývoja vulkanoklastík v externej, prechodnej a centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Poľana.

Formácia Abčina je efuzívno-pyroklasticko-epiklastické súvrstvie prevažne amfibolicko-pyroxenických andezitov, ktoré považujeme za synchronný juvenilný materiál. Primiešanou zložkou sú litoklasty pyroxenických andezitov. Epiklastické horniny tvoria externú vulkanickú zónu. Zastúpené sú epiklastické pieskovce, konglomeráty a konglomerátobrekcie, ktoré sú začlenené do komplexu Sebedín. Prechodná vulkanická zóna pozostáva najmä z konglomerátobrekcií – hrubých až blokových, ktoré boli prenášané hlavne transportom laharových prúdov. Tieto horniny boli z oblasti centrálnej vulkanickej zóny erodované zo synchronných uloženín pyroklastických prúdov pelejských explózií. Vyskytujú sa aj lávové prúdy andezitov. Horniny prechodnej a centrálnej zóny sú zjednotené do litostratigrafickej jednotky komplexu Hučava.

Vzorky na rádiometrické datovanie č. 112 a 133 sú odobrané z tufobrekcií bazálnej časti komplexu Hučava, tesne pri kontakte s podloží, ktoré tvorí formácia Strelníky. Vzorka č. 1158 je odobraná z radiálnej dajky s mocnosťou asi 20 m a dĺžkou 100 m vo vrchnej časti erozívnej kaldery Poľany. Dajka stuhla v tufobrekciách komplexu Hučava. Považujeme ju za jeho súčasť.



Obr. 22 Súhrnný graf rádiometrických vekov FT - formácia Abčina.

1 - hodnoty datovania jednotlivých minerálov amfibolu vo vzorke, 2 - priemerný vek amfibolov vo vzorke, 3 - aritmetický priemer a štandardná odchýlka, 4 - smerodajná chyba priemeru, 5 - veku jednotlivých amfibolov použitých na nový výpočet priemerného veku s vylúčením anomálnych hodnôt, t. j. výpočet aplikáciou useknutého rozdelenia, 6 - aritmetický priemer a štandardná odchýlka useknutého rozdelenia, 7 - smerodajná odchýlka priemeru useknutého rozdelenia.

Analýza vekov

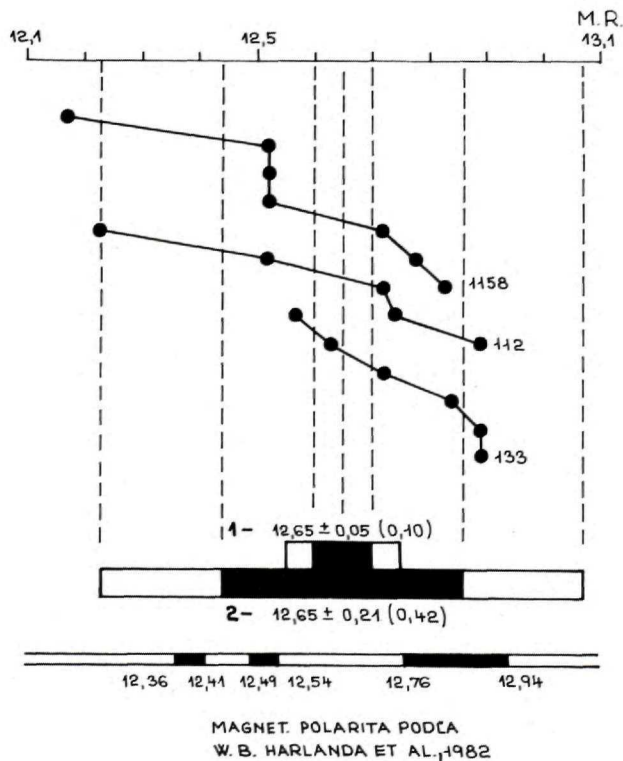
Celkový prehľad o vekoch hornín a vekoch jedincov amfibolov uvádza graf na obr. 22. Z neho rovnako ako z grafu na obr. 23 vyplýva, že za anomálne hodnoty môžeme považovať veku dvoch jedincov amfibolov, a to zo vzorky č. 1158 s hodnotou veku 12,17 mil. r. a vzorky č. 112 s hodnotou 12,23 mil. r. Bez týchto hodnôt je priemerný vek vzoriek nasledujúci:

vzorka č. 112 = $12,72 \pm 0,15$,

vzorka č. 1158 = $12,65 \pm 0,14$,

vzorka č. 133 = $12,76 \pm 0,14$.

Pretože vzorky č. 112 a č. 133 sa nachádzajú v rovnakej stratigrafickej pozícii, môžeme vypočítať priemerný vek oboch vzoriek s vylúčením anomálnych hodnôt. Výsledný vek je $12,74 \pm 0,14$, $n = 10$. Tento vek môžeme považovať za vek bazálnej časti formácie Abčina. Vrchná hranica nebola datovaná. Ak však prijmeme predpoklad, že vulkanizmus formácie Abčina sa končil preniknutím dajky č. 1158, potom by vek vzorky odobranej z tejto dajky ($12,65 \pm 0,14$) mohol byť vrchnou hranicou veku formácie Abčina. Prenik dajky už vlastne ohlasuje nastupujúcu zmenu explozívnej



Obr. 23 Graf distribúcie vekov – formácia Abčina.

1 – smerodajná chyba priemeru na hladine 68 % a (95 %), 2 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka na hladine 68 % a (95 %).

Tab. 9 Prehľad datovaných vzoriek – formácia Abčina

Číslo vzorky	Vek anal. amfibolu	Názov horniny	Lokalita	Rok	
112	12,23 12,52 12,72 12,74 12,89	$12,6 \pm 0,4$	tufo-breccia hrubá, hyperstenického andezitu s amfibolom a biotitom	od obce Detva – sídlisko na V asi 1,5 km, od kóty 486,4 na JZZ asi 250 m	1982
133	12,57 12,63 12,72 12,84 12,89 12,89	$12,7 \pm 0,2$	tufo-breccia hrubá, hyperstenického andezitu s amfibolom a biotitom	od obce Detva na V asi 1,5 km, od kóty 535,6 – Breziny na JZ, vrstovnica 500 m	1982
1158	12,17 12,52 12,52 12,52 12,72 12,78 12,83	$12,6 \pm 0,4$	hyperstenický andezitový porfýr s amfibolom \pm biotit	od kóty 1294 na JZ asi 1200 m skalná stena ďajky na svahu kaldery	1982

aktivity vulkánu na efuzívnu aktivitu formácie Veľká Detva, ktorá sa začína na hranici 12,63 mil. r. Toto časové zblíženie hraníc veku dvoch formácií znamená, že nami určené veky hraníc formácií sú pravdepodobne správne a že efuzívna aktivita formácie Veľká Detva nasledovala len s malou prestávkou v aktivite vulkánu. Podľa rádiometricky odhadnutých hraníc medzi týmito formáciami by takáto prestávka zodpovedala rádovo 0,02 mil. r. V skutočnosti mohla byť prestávka aj podstatne kratšia.

Tab. 10 Modálne analýzy – formácia Abčina

	112	133	1158
základná hmota	58,69	64,83	61,05
plagioklas	33,42	24,81	30,73
hyperstén	6,27	4,92	5,65
augit	–	2,96	–
amfibol	0,99	0,26	0,59
biotit	0,14	0,26	0,20
kremeň	–	0,63	–
glomeroporfýr	–	1,01	1,34
opakované minerály	0,49	0,32	0,44

Záver

Horniny formácie Abčina vznikli prevažne pelejským extruzívno-explozívny vulkanickým procesom, podradnejšie efuzívnym, a synchronnou eróziou a redepozíciou vulkanického materiálu do prechodnej a externej vulkanickej zóny, kde sa sformoval rozľahlý výplavový kužeľ.

Táto vulkanická aktivita a sprevádzajúca sedimentácia vytvorila súvrstvie hornín formácie Abčina.

Vek spodnej hranice formácie je stanovený na $12,74 \pm 0,14$ mil. r. a vek vrchnej hranice $12,65 \pm 0,14$ mil. r. Z toho vyplýva, že jej formovanie trvalo asi 90 000 rokov.

Podľa rádiometrickej škály chronostratigrafických stupňov formácia Abčina vznikla v najspodnejšej časti stredného sarmatu. Určovaný bol amfibolový vek.

Formácia Veľká Detva

Bola definovaná Dublanom v roku 1979. Je zložená z dvoch laterálne diskontinuitných komplexov: 1. komplex Šafranička, 2. komplex Kopa.

1. *Komplex Šafranička* zastupujú malé intravulkanické intrúzie akumulované v centrálnej časti kaldery stratovulkánu Poľana. Tvoria ich dioritové porfýry, andezitové porfýry a andezity. Intrúzie prenikajú všetkými horninami kaldery vrátane komplexu Kopa – najmladšieho prostredia, do ktorého intrúzie intrudovali. V súčasnom erozívnom zreze sa však už v bezprostrednom okolí intrúzií tento komplex nevyskytuje.

2. *Komplex Kopa* predstavuje súbor lávových prúdov efuzívnej aktivity stratovulkánu. Andezitové prúdy koncentricky lemujú erozívnu kalderu po celom obvode a periklinálne prekrývajú svahy vulkánu.

Tab. 11 Prehľad datovaných vzoriek – formácia Veľká Detva

Číslo vzorky	Vek anal. amfibolu	Vek vzorky	Názov horniny	Lokalita	Rok
491	12,27 12,34 12,52 12,52 12,52 12,89	$12,5 \pm 0,4$	amfibolicko-hyperstenický andezit s augitom	od kóty 1250,8 – Drabovka na JJZ, na vrstevnici 1090 m, skalné bralo nad cestou	1982
278	12,23 12,52 12,61 12,89	$12,6 \pm 0,4$	hyperstenický andezit s augitom a amfibolom	od kóty 1062,3 – V. Detva na JJZ asi 2 km, vzorka je z brala Melichovej skaly	1982
363	neuvedený	$12,5 \pm 0,4$	hyperstenický andezit s amfibolom	od kóty 1367,0 – Pred. Poľana na JV asi 1 km, bralo, vrstevnica 1110–1080 m	1982
596	neuvedený	$12,5 \pm 0,5$	ako 491	od kóty 1250,8 – Drábovka na SZ na vrstevnici 1055,0, zárez cesty	1982
779	12,52 12,64 12,64 12,71 12,86 13,05	$12,7 \pm 0,4$	augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom	dolina Suchohradná, od kóty 719,3 na SV asi 300 m vo svahu na vrstevnici 775 m, bralo bazálna časť formácie	1982

Tab. 12 Modálne analýzy – formácia Veľká Detva

	491	278	363	596	779
základná hmota	53,73	61,56	65,66	64,38	66,13
plagioklas	29,02	25,92	25,31	29,48	22,04
amfibol	0,98	0,34	0,95	1,24	5,50
hyperstén	8,27	8,54	7,33	4,57	4,31
augit	0,19	0,23	–	–	–
glomeroporfýry	–	–	0,53	–	–
sekundárny kremeň	–	–	–	–	0,61
opakové minerály	0,88	0,88	0,22	0,33	1,41
póry	6,93	2,53	–	–	–

Geologická stavba formácie je pomerne jednoduchá. Je výsledkom efuzívnej aktivity, počas ktorej sa sformoval andezitový lávový kónus. Tento kónus pochoval všetky predchádzajúce etapy vývoja pancierom lávových prúdov na ploche minimálne 200 km². Objem erupovaných hmôt sa odhaduje na 30–50 km³.

Intrúzie prenikali do vulkanickej stavby lávového vulkánu v centrálnej vulkanickej zóne – t. j. v širokom okolí kráteru.

Stratigrafické zaradenie formácie Veľká Detva je založené na rádiometrickom datovaní FT Repčoka z roku 1982. Ním uvádzané hodnoty medzi 12,5 a 12,7 mil. r. zaraďujú túto formáciu do stredného sarmatu. Hlavné výsledky datovania Repčoka uvádzame v prehľadnej tab. 11.

Analýza vekov

Z formácie Veľká Detva je datovaných 5 vzoriek (tab. 11) odobraných z rôznych úrovní efuzívneho komplexu Kopa. Na detailnejšie skúmanie môžeme z nich využiť len tri, a to č. 491, č. 278 a č. 779. Pre zostávajúce dve vzorky – č. 363 a č. 596 – chýbajú údaje o veku jednotlivých minerálov vo vzorkách. Autor uvádza len priemerný vek, preto nie je možné posúdiť charakter vnútornej štruktúry rozptylu.

Celkový prehľad všetkých hodnôt získaných pre formáciu Veľká Detva spolu s rôznymi druhmi prepočtov priemerného veku poskytuje obr. 24. Pomocou diagramu na obr. 25 vizuálne oceňujeme rozptyl vekov jednotlivých minerálov každej vzorky.

Ak na výpočet priemerného veku vzorky použijeme všetky datovania, získame tieto hodnoty:

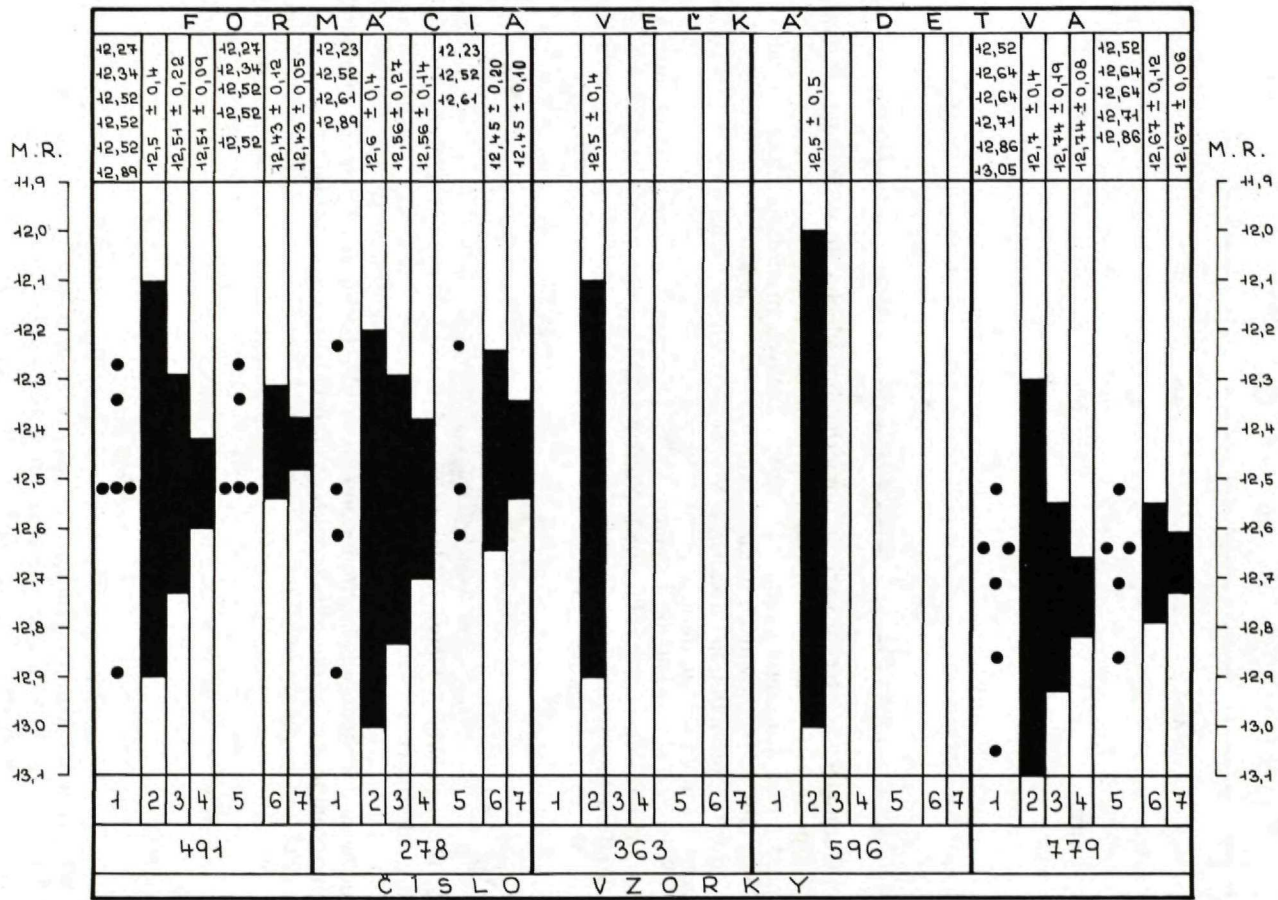
vzorka č. 491 – 12,51 ± 0,22 – reverzná magnetická polarita

278 – 12,56 ± 0,27 – reverzná magnetická polarita

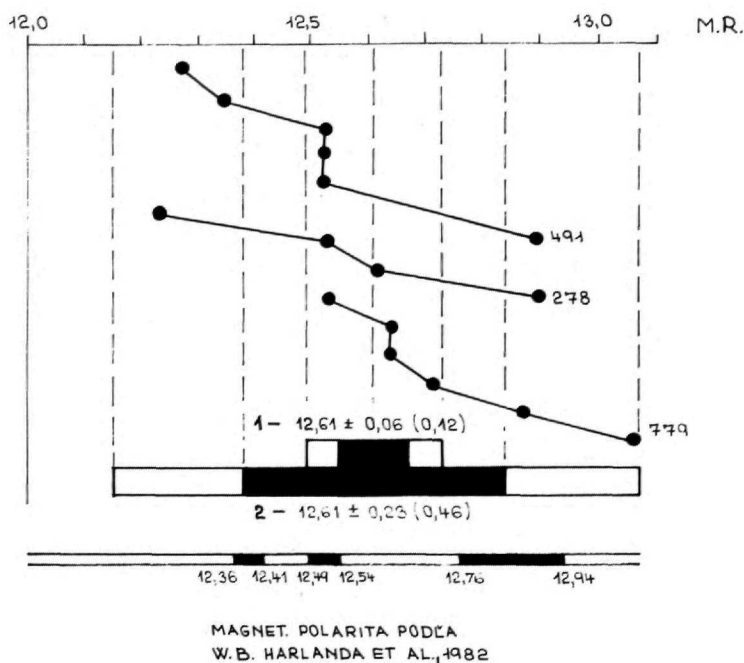
779 – 12,74 ± 0,19 – reverzná magnetická polarita

Tieto hodnoty predstavujú aritmetický priemer a štandardnú odchýlku. Z toho vychádza, že priemerná hodnota veku pre celý komplex Kopa je 12,61 ± 0,23 a smerodajná chyba priemeru 12,61 ± 0,06.

Z grafu vyplýva, že hodnoty vekov sú koncentrované v úseku časovej súradnice s hodnotou 12,61 ± 0,12, a všetky ostatné treba potom vylúčiť ako anomálne.



Môže to platiť pre vzorku č. 779, ktorá pri takomto prepočte zreteľne spadá do reverznej paleomagnetickkej polariry s hranicami 12,54 – 12,76 mil. r. Vzorky č. 491 a č. 278 sú si vekovo blízke a spadajú najskôr do reverznej polariry, ktorá sa nachádza medzi subchrónami 5 Ar – 1 a 5 Ar – 2 (obr. 2) s hranicami 12,41 – 12,49 mil. r. To, že vzorky č. 491 a č. 278 patria do tejto reverznej polariry, vyplýva zo širších súvislostí geologického a paleomagnetického výskumu, na základe ktorých sme zdôvodnili tento záver. Je to preto, že medzi andezitovým prúdom datovaným vzorkou č. 779 (ktorý má po odpočítaní dvoch anomálnych hodnôt vek $12,63 \pm 0,08$; $n = 4$) a lávovými prúdmi datovanými vzorkami č. 491 a č. 278 je niekoľko lávových prúdov s normálnou polaritou, pre ktorú platia hranice 12,54 mil. r. Preto aby sme dosiahli situáciu, ktorá nám

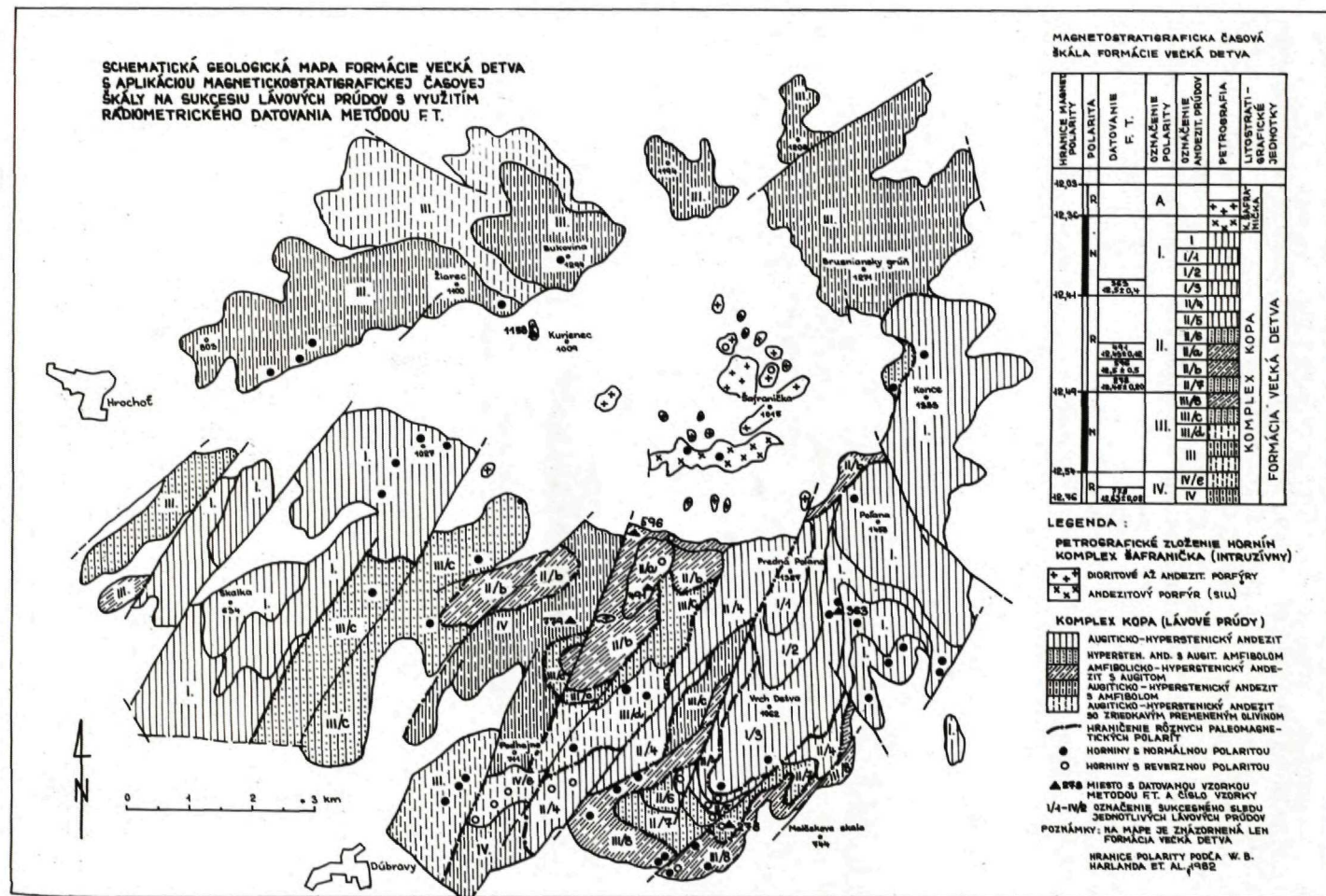


Obr. 25 Graf distribúcie vekov – formácia Veľká Detva

1 – smerodajná chyba priemeru na hladine 68 % a (95 %), 2 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka na hladine 68 % a (95 %)

Obr. 24 Súhrnný graf rádiometrických vekov FT – formácia Veľká Detva.

1 – hodnoty datovania jednotlivých minerálov amfibolu vo vzorke, 2 – priemerný vek amfibolov vo vzorke, 3 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka, 4 – smerodajná chyba priemeru, 5 – veku jednotlivých amfibolov použitých na nový výpočet priemerného veku s vylúčením anomálnych hodnôt, t. j. výpočet aplikáciou useknutého rozdelenia, 6 – aritmetický priemer a štandardná odchýlka useknutého rozdelenia, 7 – smerodajná chyba priemeru useknutého rozdelenia.



Obr. 26 Schematická mapa paleomagnetických polarit formácie Veľká Detva.

umožní dostať sa vekom do príslušnej polarity, z obidvoch vzoriek vylučujeme z výpočtu veku s hodnotou 12,89. Výsledný vek všetkých vzoriek je potom takýto:

vzorka č. 491 – $12,43 \pm 0,12$, $n = 5$

278 – $12,45 \pm 0,20$, $n = 3$

779 – $12,63 \pm 0,08$, $n = 4$

Intruzívny komplex Šafranička nebol datovaný metódou FT. Niekoľko paleomagnetických údajov z diskordantných intrúzií s reverznou polaritou a sillu s normálnou polaritou naznačuje, že vznik intruzívnych telies prebiehal na rozhraní polarít s hodnotou 12,36 mil. r. Tento záver vyplýva aj z geologických údajov. Teda vrchnú hranicu intruzívnej aktivity dosť špekulatívne odhadujeme na 12,35 mil. r. Na obr. 26 predkladáme prvú magnetostratigrafickú mapu realizovanú v neovulkanitoch Slovenska ako výsledok geologicko-paleomagnetického štúdia.

Záver

Formácia Veľká Detva vznikala v hraniciach $12,63 \pm 0,08 - 12,35$ mil. r., teda jej formovanie trvalo približne 280 000 rokov.

Podľa rádiometrickej časovej škály (VASS et al., 1985) formácia Veľká Detva je strednosarmatská.

Vzhľadom na škálu magnetických polarít spadá do chrónu 5 Ar.

Vek formácie je určený na základe datovania amfibolov.

Záverečné poznámky a odporúčania

Výsledky rádiometrickeho datovania FT sa dajú maximálne využiť len vtedy, ak je vopred pripravená stratégia odberu vzoriek.

Pri jej príprave sa má vychádzať zo známych litostratigraficky definovaných jednotiek tak, aby bol vzorkovaný celý profil, napr. formácie v miestach najvhodnejšieho petrografického zloženia hornín s presne známou polohou odberu vzorky v rámci litostratigrafického profilu. Najlepšie je odobrať vzorky v mieste typovej lokality danej formácie.

Iná, vari najlepšia možnosť, je vzorkovať vrty a v nich najmä lávové prúdy.

Rádiometrické veku treba doplniť aj o paleomagnetický výskum polarity, ktorá umožňuje testovať interpretovaný vek vzorky a následne aj celej formácie. Okrem toho vrt dovoľuje bezchybnú lokalizáciu datovaných vzoriek a jednoznačnú sukcesnú pozíciu v študovanom profile.

Doterajšie výsledky datovania stanovili pravdepodobný vek formovania vulkanogénnej grupy polygénneho stratovulkánu Poľana v hraniciach 13,58 – 12,35 mil. r., t. j. v trvaní asi 1 230 000 rokov (obr. 27).

Formácia Rohy, ktorá má vlastne erupčné centrá, má hranice 16,19 – 15,91, t. j. 280 000 rokov trvania aktivity.

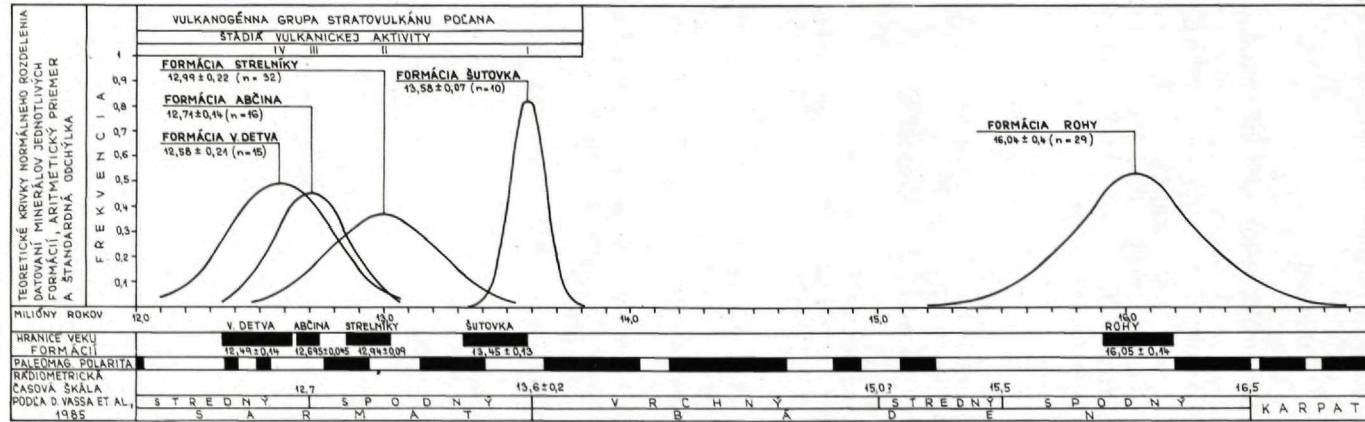
Jednotlivé formácie stratovulkánu Poľana majú stanovené pravdepodobné hranice trvania v tomto rozsahu:

1. Formácia Veľká Detva:

$12,49 \pm 0,14 = 12,63 - 12,35$ mil. r. – 280 000 rokov

2. Formácia Abčina:

$12,695 \pm 0,045 = 12,74 - 12,65$ mil. r. – 90 000 rokov



Obr. 27 Súhrnný graf základných výsledkov rádiometrického datovania FT.

3. Formácia Strelníky:
 $12,94 \pm 0,09 = 13,03 - 12,85$ mil. r. (?) – 180 000 rokov
4. Formácia Šutovka:
 $13,45 \pm 0,13 = 13,58 - 13,32$ mil. r. – 260 000 rokov

Okrem týchto údajov na obr. 26 uvádzame prvú paleomagnetickú mapu vulkano-génnej formácie v neovulkanitoch Slovenska, zostavenú na základe údajov z prác ORLICKÉHO et. al. (1972).

S palynologickým testom na overenie datovania FT sme v tejto práci nepočítali. Môžeme však spomenúť výsledky vrtu D-1, kde PLANDEROVÁ (in BAGDASARJAN et al., 1977) v hĺbke 207 m zistila prítomnosť rodu *Engelhardtia*, *Platycaraya* a *Sequoia*, ktoré určujú spodnosarmatský vek. To je v súlade s našimi závermi týkajúcimi sa veku formácie Šutovka, ktorý bol v tomto vrte potvrdený aj rádiometrickým datovaním FT.

Komparácia s údajmi K/Ar datovania neprichádza do úvahy pre ich úplný nedostatok. Zatiaľ sú nám známe len dve datovania, ktoré však majú nejasnú lokalizáciu, a preto ich význam je len orientačný.

Literatúra

- BAGDASARJAN, G. P. – DUBLAN, L. – KONEČNÝ, V. – PLANDEROVÁ, E., 1977: Príspevok ku stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľany. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 68, 141–151.
- DUBLAN, L., 1976: Čiastková záverečná správa za rok 1976. Stavba ryodacitového komplexu Poľany. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- DUBLAN, L., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 – list Poľana. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava
- DUBLAN, L., 1981: Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany. Kand. diz. práca. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HARLAND, W. B. – COX, A. V. – LLEWELLYN, P. G. – PICKTON, C. A. G. – SMITH, A. G. – WALTERS, R., 1982: A geologic time scale. Cambridge University Press.
- KONEČNÝ, V. – DUBLAN, L., 1975: Základný geologický výskum a mapovanie v merítke 1:25 000 na listoch Zvolenská Slatina a Detva. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. – LEXA, J. – PLANDEROVÁ, E., 1983: Stratigrafické členenie stredného Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 9, 203 s.
- KONEČNÝ, V., 1990: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1:25 000, Lovinobaňa 1 (34–431). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ORLICKÝ, O. – DUBLAN, L. – MUŠKA, P., 1972: Paleomagnetizmus v Karpatoch – pohorie Poľana. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ORLICKÝ, O., 1975: Záverečná správa – Paleomagnetizmus v Karpatoch. Manuskript – archív Geofyzika, n. p. Brno, závod Bratislava.
- REPČOK, I., 1975: Príprava metodík na datovanie mladých formácií a zisťovanie termálnej histórie geologických objektov podľa stôp po spontánnom delení uránu. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- REPČOK, I., 1976: Fission-track metóda, aplikácia na mladé procesy a formácie (I. etapa). Manuskript – Geofond, Bratislava, 35 s.
- REPČOK, I., 1977: Stopy delenia uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 3, 175–196.
- REPČOK, I., 1977: Stopy delenia uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. 2. (Bratislava), 2, 7–40.

- REPČOK, I., 1978: Vek niektorých stredoslovenských neovulkanitov zistený metódou stôp po delení uránu. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 71, 69–76.
- REPČOK, I., 1978: Datovanie stredoslovenských neovulkanitov metódou „fission track“ (II. etapa). Manuskript – Geofond, Bratislava.
- REPČOK, I., 1980: Datovanie stredoslovenských neovulkanitov metódou „fission track“ (III. etapa). Manuskript, – Geofond, Bratislava.
- REPČOK, I., 1981: O stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Poľana. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 91–94.
- REPČOK, I., 1982: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. Manuskript – Geofond, Bratislava, 65 s.
- REPČOK, I., 1984: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. – REPČOK, I. – HALMAI, J. – BALOGH, K., 1985: Contributions to the improvement of Numeric Time scale for the Central Paratethys Neogene – Paper presented on VIIIth Congress of the regional Committee on Mediterranean Neogene stratigraphy 15–22 sept. 1985, Budapest.

LADISLAV DUBLAN

Chronostratigraphy of polygenic stratovolcano Poľana

Summary

Fission-track radiometric dating focused on lithostratigraphic units making up polygenic stratovolcano Poľana in Central Slovakia.

Datings made so far suggest that the volcanic activity of the stratovolcano lasted some 1 230 000 years (13.58 – 12.35 m.y. ago).

The Poľana volcano consists of four formations:

- a. Šutovka Formation
age: 13.58 – 13.32 m.y., duration: 260 000 years
- b. Strelníky Formation
age: 13.03 – 12.85 m.y., duration: 180 000 years
- c. Abčina Formation
age: 12.74 – 12.65 m.y., duration: 90 000 years
- d. Veľká Detva Formation
age: 12.63 – 12.35 m.y., duration: 280 000 years

The Rohy Formation is associated with a different eruptive centre.
age: 16.19 – 15.91 m.y., duration: 280 000 years.

Whenever possible, the radiometric ages were compared with thermoremanent magnetic polarities. Paleomagnetic data from the Veľká Detva Formation were analysed in detail making it possible to compile a schematic map of paleomagnetic polarities and to assign the individual lava flows into the magnetostratigraphic time scale.

The age of this formation's intrusive complex corresponds to the boundary between two polarities – 12.36 m. y.

Three principal genetic types of different ages have been distinguished in the oldest of the formations – the Rohy Formation:

- Lava flows – age: 16.19 ± 0.18 m.y.
- Extrusions – age: 16.18 ± 0.20 m.y.
- Dykes – age: 15.91 ± 0.15 m.y.

Translated by dr. L. Böhmer

FRANTIŠEK HROUDA – MICHAL POTFAJ

Magnetická anizotropie jako indikátor slabé duktilní deformace vnitrokarpatského paleogénu a magurského flyše

(6 obr., angl. resumé)

Abstract. Magnetic-anisotropy measurements were employed to study sandstones of the Inner Carpathian Paleogene and Magura Flysch. The original sedimentary inner magnetic structure was later, in the course of its tectonic evolution, reworked by ductile deformation. It has turned out that magnetic anisotropy in the Inner Carpathian Paleogene tends to decrease from the centre (Liptov Basin) towards the NW margin (Terchová – Zázrivá), i.e. toward the Klippen Belt, while the Magura Flysch is characterized by anisotropy decreasing from the inner units (Biele Karpaty) towards the outer ones (Rača), i.e. away from the Klippen Belt. The obtained data indicate a special position of the Biele Karpaty unit relative to the outer units. The fact that the deformation of the Inner Carpathian Paleogene extends as far as the Skorušinské vrchy Mts. suggests encroachment of post-Paleogene deformational pressures on the northern rim of the Inner Carpathians.

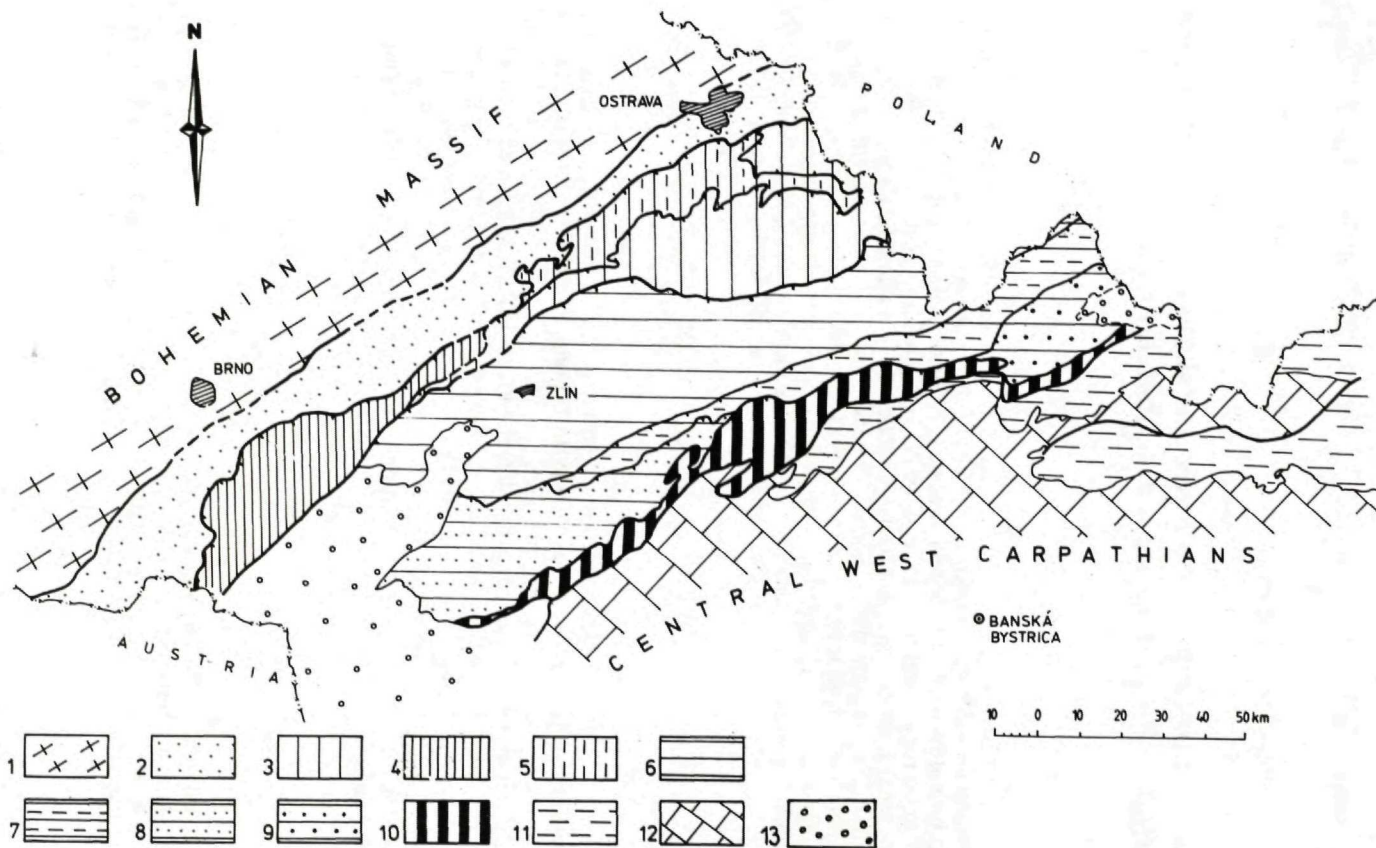
Úvod

Usazené horniny Západních Karpat obsahují jen vzácně přírodní indikátory deformace (deformované fosílie, oolity, redukční skvrny), pomocí nichž je možno studovat duktilní deformaci, kterou horniny prodělaly. Je tedy nutno pro studium duktilní deformace použít metod jiných, například těch, které jsou založeny na zkoumání přednostní orientace minerálů v hornině, protože původně sedimentární přednostní orientace je často přetvářena během deformace horniny. Mezi těmito metodami má zvláštní postavení magnetická anizotropie, pomocí níž je možno velmi efektivně studovat přednostní orientaci magnetických minerálů v hornině, tzv. magnetickou vnitřní stavbu horniny. Magnetické anizotropie může být využito jako velmi citlivého indikátoru deformace, protože je schopna zaznamenat již velmi slabé deformace, řádově v procentech.

Určitou nevýhodou všech metod založených na studiu vnitřní stavby horniny je to, že deformace nepostihovaly horninu stavebně izotropní, ale horninu, která měla již svou předdeformační vnitřní stavbu. Dnes měřitelná vnitřní stavba je výsledkem superpozice deformační stavby na předdeformační stavbu. Plně to platí i pro magnetickou vnitřní stavbu měřenou prostřednictvím magnetické anizotropie. Proto je třeba studovat proces této superpozice a získaných informací využít při separaci deformační složky magnetické vnitřní stavby z celkové magnetické vnitřní stavby. Pro poznání

RNDr. F. HROUDA, CSc., Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

RNDr. M. POTFAJ, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 1 Geologické schéma studované části vnějších Západních Karpat.

1 – Český masív, 2 – Karpatská předhlubeň, 3 – slezský příkrov, 4 – ždánický příkrov, 5 – podslezský příkrov, 6 – račanský příkrov, 7 – bystrický příkrov, 8 – bělokarpatský příkrov, 9 – oravsko-magurský příkrov, 10 – bradlové pásmo, 11 – vnitrokarpatský paleogén, 12 – vnitřní Karpaty (mesozoikum a krystalinikum), 13 – Vídeňská a oravská pánev.

celého tohoto procesu se výzkumy ubíraly několika směry. Především byla zkoumána magnetická anizotropie hornin usazených v laboratořích za podmínek, které simulovaly v co největší možné míře různé režimy sedimentace v přírodě (výsledky shrnuli REES a WOODALL, 1976 a REES, 1983). Tento výzkum vymezil možnou variabilitu magnetické anizotropie, kterou hornina může získat v průběhu procesu usazování a diagenese. Proces modifikace sedimentární magnetické vnitřní stavby při duktilní deformaci horniny byl studován pomocí matematického modelování (OWENS, 1974; HROUDA – HRUŠKOVÁ, 1990; HROUDA, 1991), pomocí umělého deformování horninových modelů (BORRADAILE – ALFORD, 1987, 1988) a empirickým studiem magnetické anizotropie hornin z terénů, kde jsou přechody od sedimentárních, přes smíšené, až po čistě deformační magnetické vnitřní stavby (HROUDA, 1976, 1979; HROUDA – STRÁNÍK, 1985; KISSEL et al., 1986).

Cílem předkládaného článku je poukázat na možnosti využití magnetické anizotropie při studiu duktilní deformace pískovců magurského flyše v západním sektoru flyšového pásma (obr. 1) a některých pískovců vnitrokarpatiského paleogénu (Skorušinské vrchy, Liptovská kotlina a zóna Terchová – Zázrivá).

Metodika měření

Magnetická anizotropie je zpravidla representována symetrickým tenzorem druhého řádu. Tato representace, jakkoliv matematicky výhodná, je však velmi nenázorná a není užívána v geofyzikálních a geologických pracích. Místo tenzorového vyjádření se užívá tzv. geometrická representace, která je založena na tom, že symetrický tenzor druhého řádu je možno převést na elipsoid, v našem případě elipsoid susceptibility. Tento elipsoid má podobné vlastnosti jako elipsoidy užívané v optice minerálů (např. indikatrix) a svou excentricitou, tvarem a orientací charakterizuje přednostní orientaci magnetických minerálů velmi názorně. Pro názornou charakteristiku excentricity a tvaru elipsoidu susceptibility se užívá tzv. parametrů anizotropie, které jsou odvozeny z délek poloos elipsoidu a jsou definovány následovně:

$$P = k_1/k_3$$

$$q = (k_1 - k_2)/[(k_1 + k_2)/2 - k_3]$$

$$T = 2 \ln(k_2/k_3)/\ln(k_1/k_3) - 1,$$

kde $k_1 \leq k_2 \leq k_3$ jsou hodnoty hlavních susceptibilit.

Parametr P, zvaný stupeň magnetické anizotropie, indikuje intenzitu přednostní orientace magnetických minerálů v hornině a tvarové parametry T a q indikují typ přednostní orientace magnetických minerálů. Parametr T dosahuje hodnot od -1 (dokonale lineární stavba magnetických minerálů), přes nulu (přechod od lineární k planární stavbě) po +1 (dokonale planární stavba). Parametr q dosahuje hodnot od 0 (dokonale planární stavba) po 2 (dokonale lineární stavba). Parametry T a q jsou užity oba, přestože vyjadřují totéž, t. j. charakter přednostního uspořádání magnetických minerálů v hornině. Je tomu tak proto, že naše naměřená data budeme srovnávat s daty získanými při experimentálních a teoretických studiích; výsledky usazovacích experimentů jsou presentovány pomocí parametru q, zatímco v modelových tektonických studiích byla dávana přednost parametru T.

Orientace elipsoidu susceptibility definuje tzv. magnetickou foliaci a lineaci. Magnetická foliace je plocha, která prochází směrem maximální a prostřední susceptibility

a určuje průměrnou rovinu přednostní orientace větších ploch magnetických minerálů. Magnetická lineace je přímka daná směrem maximální susceptibility a určuje střední směr lineární orientace magnetických minerálů v hornině.

Magnetická anizotropie orientovaných vzorků pískovců, upravených do tvaru válce o průměru 25 mm a výšce 22 mm, byla měřena pomocí střídavého můstku KLY-2 (JELÍNEK, 1973, 1980) a vyhodnocována pomocí programů ANISO 10-14, LIFAC, POOL, ASTA 1, CONTOR (JELÍNEK, 1977, 1978). Výsledky měření jsou prezentovány ve formě diagramu v originálu zvaného „notched box and whisker plot“, v němž jsou zobrazeny parametry P a T, a ve formě konturových diagramů pólů magnetické foliace a směrů magnetické lineace.

Diagram „notched box and whisker plot“ ukazuje velmi názorně výsledky statistického zpracování dat metodou, kterou vyvinul TUKEY (1977). Tato metoda nepředpokládá žádné statistické rozdělení empirických dat a je obzvláště vhodná pro data s nesymetrickým rozdělením. Typickým příkladem je parametr P, jehož nejnižší hodnota je 1 a nejvyšší hodnota není teoreticky omezena; soubory dat parametru P jsou zpravidla velmi nesymetrické. Ve výše zmíněném diagramu je střední hodnota reprezentována mediánem a rozptyl je charakterizován velikostí „krabice“, která obsahuje 50 % bodů v okolí mediánu, a svislými přímkami („fousy“) vymezujícími rozsah souboru, maximálně však po hodnoty 1,5-násobku rozpětí „krabice“. Jednotlivé vzorky, které se vymykají z tohoto rozpětí, jsou zobrazeny malými čtverečky. Zářezy v „krabici“ v okolí mediánu charakterizují interval spolehlivosti, t. j. vymezují rozpětí, v němž leží odhad mediánu základního souboru s pravděpodobností 95 %. Šířka „krabice“ je úměrná počtu vzorků v souboru. Tento diagram tedy prezentuje všechny důležité charakteristiky souboru: velikost, symetrii či asymetrii, střední hodnotu, rozptyl, interval spolehlivosti.

Konturové diagramy jsou prezentovány v tzv. paleogeografické soustavě, t. j. po sklopení vrstevnatosti do horizontální polohy prostou rotací kolem osy směru vrstev. Kontury jsou zvoleny tak, aby vnější kontura pokud možno charakterizovala okraje výskytu bodů na síti, vnitřní kontury zase charakterizují rozdělení o větších hustotách výskytů bodů.

Kritéria pro rozlišení sedimentární a deformační magnetické vnitřní stavby

Proces utváření magnetické vnitřní stavby během sedimentace usazené horniny byl studován při laboratorních experimentech, při nichž byly voleny režimy sedimentace tak, aby byly co nejpodobnější přírodním podmínkám. (REES - WOODALL, 1976; REES 1983). Ukázalo se, že při usazování z velmi zředěné suspenze ve stojaté nebo pomalu tekoucí vodě dosahuje parametr q hodnot menších než 0,5, magnetická foliace svírá s vrstevnatostí úhel menší než 15° a magnetická lineace je rovnoběžná se směrem toku a mírně se sklání proti směru toku.

Při usazování z koncentrované suspenze na mírně skloněný svah jsou hodnoty q vyšší, dosahují až 0,7. Magnetická foliace se sklání 25° až 30° proti směru proudění a magnetická lineace je rovnoběžná se směrem toku a mírně se sklání proti směru tečení.

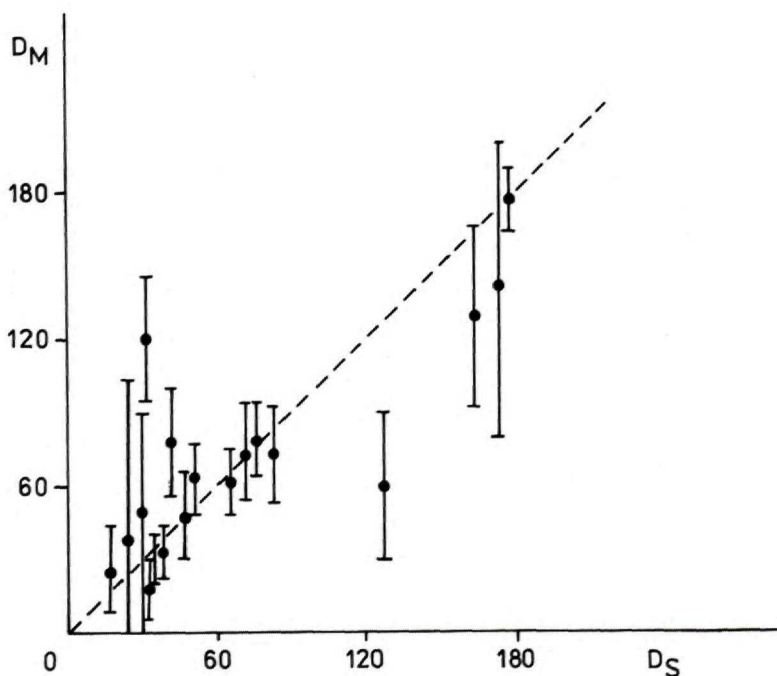
Během sedimentace ze středně zředěné suspenze jsou hodnoty q menší než 0,3, magnetická foliace upadá méně než 15° proti směru proudu a magnetická lineace je kolmá na směr proudění.

Pokud se týká flyšové sedimentace, bylo empiricky zjištěno, že ve vyšších členech

Boumova sedimentačního cyklu (T_B , T_C) je magnetická lineace rovnoběžná se směrem proudění (HROUDA – STRÁNÍK, 1985; viz také obr. 2). Pro člen T_A se udává, že magnetická lineace je k proudění kolmá (TAIRA – SCHOLLE, 1979), ale naše analýza dat těchto autorů ukázala, že většina magnetických lineací je i v tomto případě s prouděním rovnoběžná.

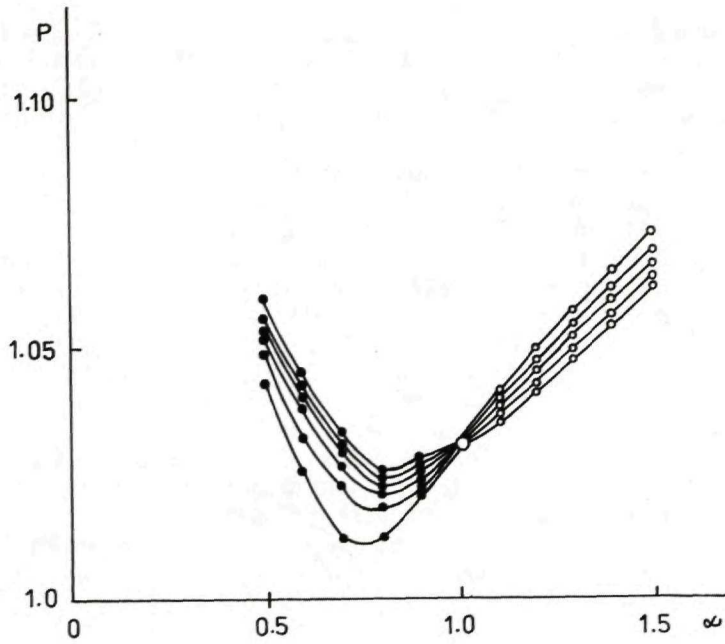
Proces přetváření původně sedimentární magnetické vnitřní stavby na stavbu deformační studovali pomocí matematického modelování OWENS (1974), HROUDA – HRUŠKOVÁ (1990) a HROUDA (1991). Tyto studie ukázaly, že jestliže je deformace reprezentována laterálním zkrácením nebo jednoduchým stříhem rovnoběžným s vrstevnatostí, pak se stupeň magnetické anizotropie zpočátku snižuje a posléze se zvyšuje (obr. 3a). Magnetická vnitřní stavba je zpočátku planární a postupně se stává planárně-lineární až lineární. Magnetická lineace se reorientuje od směru rovnoběžného se směrem proudění směrem ke směru maximálního prodlužování (obr. 3c). Magnetická foliace zůstává zpočátku blízká vrstevnatosti a postupně s rostoucí deformací se od ní odklání a orientuje se kolmo na směr maximálního zkrácování (obr. 1, 3b); někdy může být až kolmá k vrstevnatosti. Tyto rysy byly nalezeny i v přírodních horninách postižených progresivní duktilní deformací (například HROUDA, 1976, 1979; KISSEL et al., 1986; LAMARCHE – ROCHETTE 1987 a, b).

Jestliže je deformace reprezentována laterálním prodlužováním, eventuelně kombinovaným s jednoduchým stříhem podél vrstevnatosti, stupeň anizotropie se zvyšuje s rostoucí deformací (obr. 3a). Magnetická vnitřní stavba je zpočátku planární

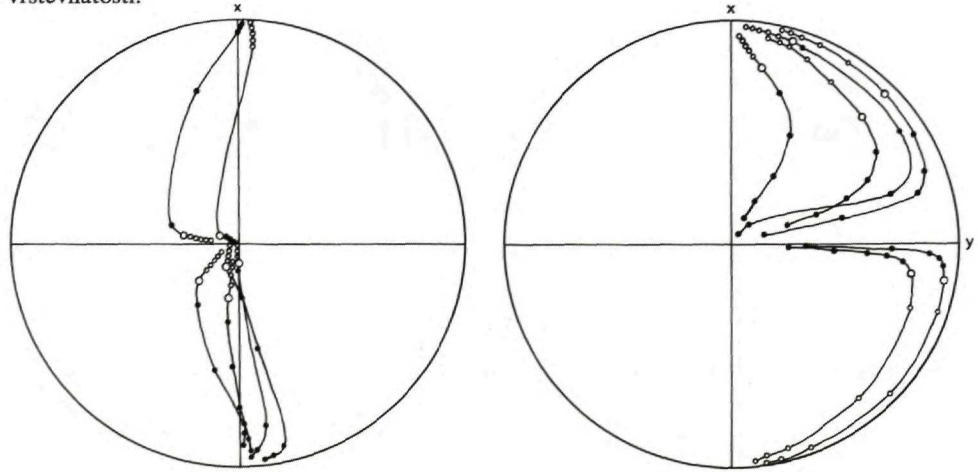


Obr. 2 Korelace mezi směry paleoproudů určených z proudových stop (D_S) a směry magnetické lineace (D_M) v horninách zkoumaného území.





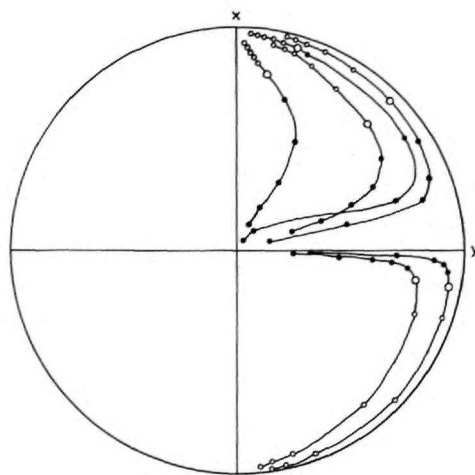
Obr. 3 Vývoj magnetické anizotropie při přetisku původní sedimentární magnetické vnitřní stavby duktilní deformací representované laterálním zkracováním a laterálním prodlužováním podél vrstevnatosti.



Obr. 3a Závislost stupně anizotropie P na deformaci $\alpha = S_1/S_3$ ($S_1 > S_2 > S_3$ jsou hlavní deformace).

Obr. 3b Změny orientace pólů magnetické foliace (velký kroužek značí předdeformační stav, malé plně kroužky značí postupné zkracování horniny, malé prázdné kroužky vyznačují postupné prodlužování horniny).

a v průběhu deformace se její planarita snižuje. Magnetická foliace svou orientaci příliš nemění, zůstává blízká vrstevnatosti (obr. 3b). Magnetická lineace se reorientuje ze směru rovnoběžného se směrem proudění do směru maximálního prodloužení (obr. 3c).



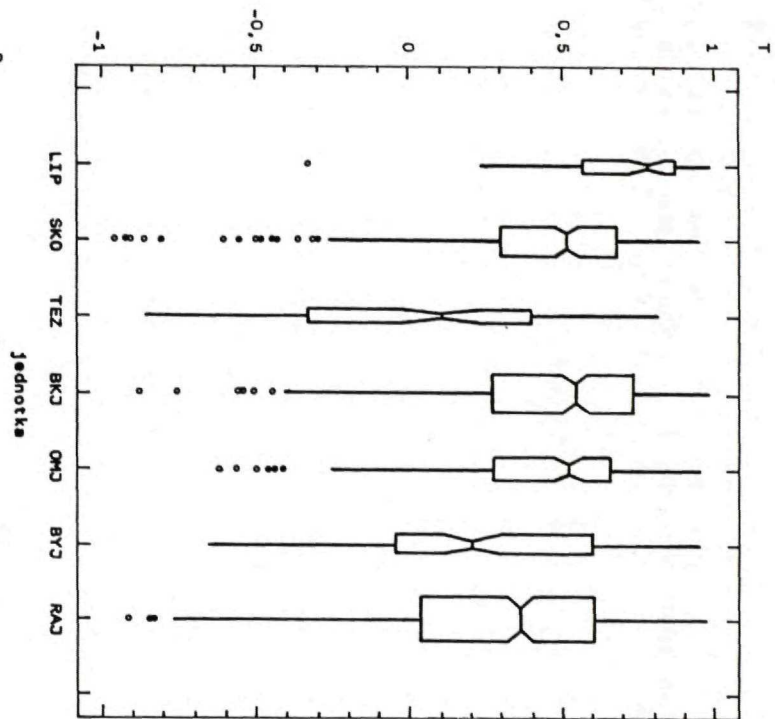
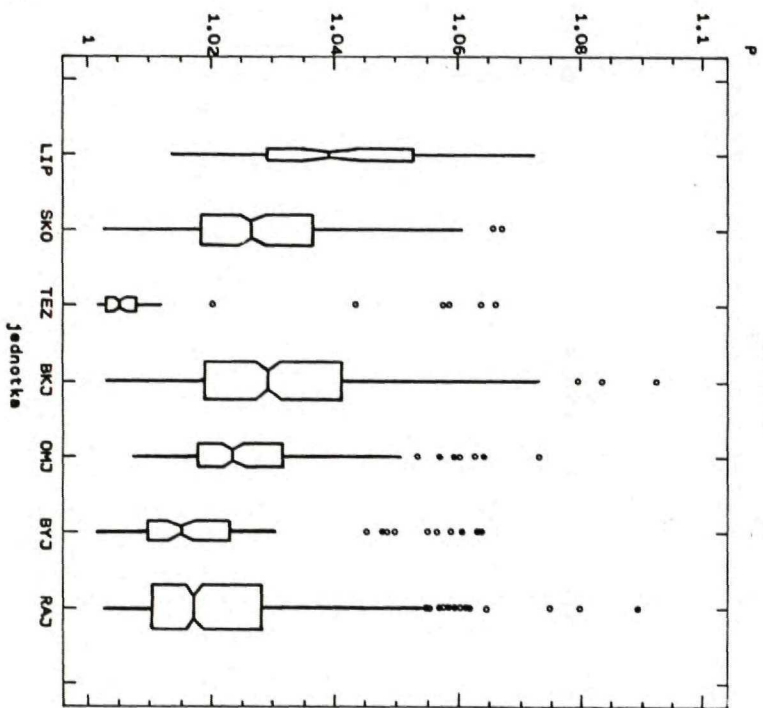
1b-

Obr. 3c Změny orientace magnetické lineace (kroužky vyznačují stejné stavy jako v případě b) Podle HROUDY a HRUŠKOVÉ (1990).

Výsledky měření

Výsledky měření jsou souhrnně reprezentovány na obr. 4–6. V paleogénu Liptovské kotliny je stupeň magnetické anizotropie relativně vysoký (obr. 4), magnetická vnitřní stavba je intenzivně planární (obr. 5), magnetická foliace je u všech vzorků velmi blízká vrstevnatosti (obr. 6a) a magnetická lineace je poměrně značně azimutálně rozptýlena (obr. 6b). Z hlediska kritérií pro rozlišení sedimentární a deformační magnetické vnitřní stavby uvedených v předcházející kapitole je možno magnetickou vnitřní stavbu pískovců Liptovské kotliny považovat za v zásadě sedimentární, nebo slabě ovlivněnou deformací reprezentovanou prodloužením v rovině vrstevnatosti.

Stupeň anizotropie paleogénu Skorušinských vrchů je podstatně nižší (obr. 4) a nižší je i stupeň planarity magnetické vnitřní stavby (obr. 5). Magnetická foliace velké většiny vzorků je velmi blízká vrstevnatosti, u části vzorků se výrazněji odchyluje a u menší části je téměř kolmá na vrstevnatost (obr. 6c). Odchylny od vrstevnatosti však nejsou nahodile azimutálně rozptýleny, ale jsou orientovány zákonitě. Vnější kontura pólů magnetické foliace tvoří náznak přerušovaného pásu orientovaného ve směru SZ – JV. Magnetická lineace je blízká rovině vrstevnatosti téměř u všech vzorků, jen u několika vzorků je téměř kolmá na vrstevnatost (obr. 6d). Azimutálně jsou magnetické lineace poměrně značně rozptýleny, maximální koncentrace jsou ve směru SV – JZ, ale ani směry SZ – JV nejsou výjimkou. Je zřejmé, že magnetická vnitřní stavba původně sedimentárního původu byla do značné míry ovlivněna duktilní deformací. Z náznaku pásové orientace pólů magnetické foliace lze soudit, že tato deforma-



Obr. 4 Stupeň magnetické anizotropie P ve studovaných jednotkách magurského flyše a vnitrokarpatiského paleogénu. LPT – vnitrokarpatiský paleogén Liptovské kotliny, SKO – vnitrokarpatiský paleogén Skorušinských vrchů, TEZ – vnitrokarpatiský paleogén území Terchová – Zázrivá, BKJ – bělokarpatiský příkrov, OMJ – oravsko-magurský příkrov, BYJ – bystrický příkrov, RAJ – račanský příkrov.

Obr. 5 Hodnoty tvarového parametru T.
Legenda – viz obr. 4

ce byla representována laterálním zkrácením ve směru SZ–JV, nedá se vyloučit ani kombinace zkrácení s jednoduchým stříhem v tomto směru.

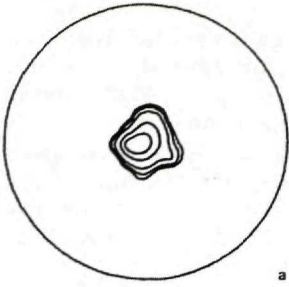
Ve vnitrokarpatiském paleogénu území Terchová–Zázrivá je stupeň anizotropie velmi nízký (obr. 4) a planarita magnetické vnitřní stavby je též velmi nízká; stavba se blíží přechodné mezi planární a lineární (obr. 5). Magnetická foliace je jen zřídka blízká vrstevnatosti, většinou se od ní výrazně odchyluje a někdy je až kolmá (obr. 6e). Póly magnetické foliace tvoří přerušovaný pás orientovaný ve směru SSZ–JJV. Magnetická lineace je azimutálně značně rozptýlena, tvoří několik maxim (obr. 6f). Magnetická vnitřní stavba pískovců tohoto území je zjevně deformačního původu. Deformace byla representována kombinací laterálního zkrácování (ve směru S–J) a jednoduchého stříhu.

V bělokarpatiské jednotce magurského flyše je stupeň anizotropie nejvyšší ze všech zkoumaných jednotek magurského flyše, je vyšší než ve vnitrokarpatiském paleogénu Skorušinských vrchů a území Terchová–Zázrivá, ale ne tak vysoký jako v Liptovské kotlině (obr. 4). Magnetická vnitřní stavba je výrazně planární, ale méně planární než v Liptovské kotlině (obr. 5). Magnetická foliace velké části vzorků je blízká vrstevnatosti, ale u značné části vzorků se od vrstevnatosti odchyluje (obr. 6g). Její póly vytvářejí eliptický útvar protažený ve směru S–J. Magnetická lineace je u většiny vzorků blízká vrstevnatosti, ale u některých se od ní odchyluje výrazně; azimutálně je značně rozptýlena, hlavní maximum orientace je Z–V (obr. 6h). Je zřejmé, že původně sedimentární magnetická vnitřní stavba této jednotky byla do určité míry ovlivněna duktilní deformací. Orientace magnetické lineace části vzorků do směru V–Z by mohla mít sedimentární původ, protože na řadě lokalit jsou v tomto směru orientovány proudové stopy (MARSCHALCO, 1985; POTFAJ et al., 1986; MARSCHALCO – VÚJTA, 1989).

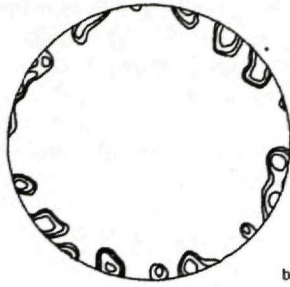
Stupeň magnetické anizotropie v oravsko-magurské jednotce je mírně nižší než v bělokarpatiské jednotce a planarita magnetické vnitřní stavby je přibližně stejná (obr. 4). Magnetická foliace většiny vzorků je blízká vrstevnatosti, u menší části se od vrstevnatosti odchyluje a její póly tvoří široký pás orientovaný ve směru S–J. Magnetická lineace je většinou též blízká vrstevnatosti, ale je azimutálně značně rozptýlena, hlavní maximum je orientováno ve směru V–Z. Magnetická vnitřní stavba může být klasifikována jako v zásadě sedimentární, avšak se zřetelnými známkami vlivu deformace. Deformace byla pravděpodobně representována kombinací laterálního zkrácování (ve směru S–J) a jednoduchého stříhu podél vrstevnatosti.

V bystrické jednotce je stupeň anizotropie podstatně nižší (obr. 4) a planarita magnetické vnitřní stavby je také nižší než u předešlých dvou jednotek (obr. 5). Magnetická foliace u části vzorků je blízká vrstevnatosti, u větší části vzorků se od ní výrazněji odchyluje a její póly vytvářejí náznak širokého pásu ve směru SZ–JV (obr. 6i). Magnetická lineace je azimutálně dosti rozptýlena, hlavní maximum je orientováno ve směru SV–JZ (obr. 6j). Magnetická vnitřní stavba odráží poměrně intenzivní přetištění původní sedimentární stavby stavbou deformační. Deformace byla pravděpodobně representována kombinací laterálního zkrácování (ve směru S–J) a jednoduchého stříhu podél vrstevnatosti.

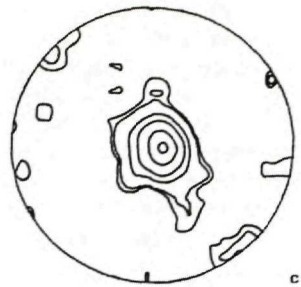
V račanské jednotce je stupeň anizotropie nízký, tak nízký jako v bystrické jednotce (obr. 4). Planarita magnetické vnitřní stavby je však ještě nižší (obr. 5). Magnetická foliace je blízká vrstevnatosti jen u menší části vzorků, u větší části se od ní významněji odchyluje, až u některých je dokonce kolmá (obr. 6k). Póly magnetické foliace vytvářejí nedokonalý pás, orientovaný ve směru SSZ–JJV. Magnetická lineace je azimutálně poměrně rozptýlena a tvoří hlavní maximum ve směru SV–JZ (obr. 6l). Popsaná



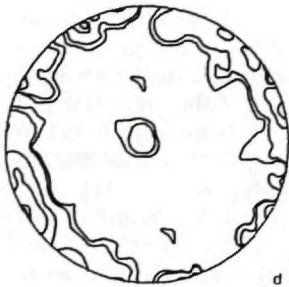
a



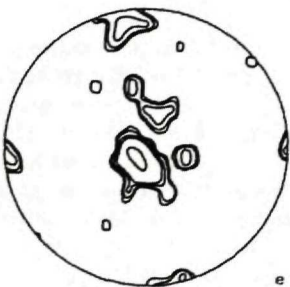
b



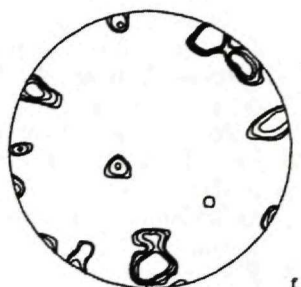
c



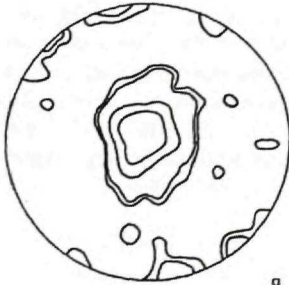
d



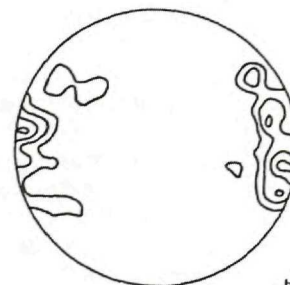
e



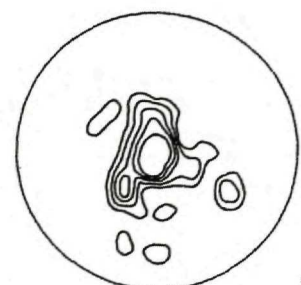
f



g



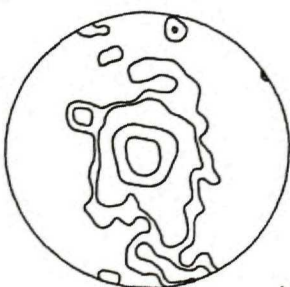
h



i



j



k



l

magnetická vnitřní stavba odráží poměrně značný vliv duktilní deformace, která byla zřejmě reprezentována kombinací laterálního zkracování (ve směru SZ–JV) a jednoduchého stříhu podél vrstevnatosti.

Diskuse a závěry

Jak bylo ukázáno v předcházející kapitole, je magnetická vnitřní stavba v podstatě sedimentárního původu jen v paleogénu Liptovské kotliny (i když ani zde nemůžeme vyloučit vliv slabé deformace reprezentované laterálním prodlužováním), kdežto ve všech ostatních studovaných jednotkách představuje stavbu zřetelně ovlivněnou duktilní deformací. Ve vnitrokarpatském paleogénu je tato deformace nejslabší v Liptovské kotlině, podstatně silnější ve Skorušinských vrších a velmi silná na území Terchová – Zázrivá. V magurském flyši je deformace nejslabší v bělokarpatské a oravsko-magurské jednotce, silnější v bystrické a nejsilnější v račanské jednotce.

Vůbec duktilně nejdeformovanější jednotkou je vnitrokarpatský paleogén v území Terchová – Zázrivá. Je to pochopitelné, když uvážíme, že v tomto pruhu je i značné tektonické zkrácení prostoru vnitrokarpatského paleogénu, což je zřejmě jak z geologické mapy, tak i z faciálního srovnání „příbradlových“ zón s typickou vnitrokarpatskou oblastí. Z toho vyplývá, že klasický geotektonický model Západních Karpat, který předpokládal, že vnitřní Karpaty nebyly v pokřídové době významněji tektonicky postiženy a vnitrokarpatský paleogén leží ve více či méně původní poloze na svrchnokřídově deformovaných horninách, nebude asi nadále akceptovatelný. Svědčí proti tomu určitá deformace paleogénu Skorušinských vrchů a poměrně značná deformace paleogénu území Terchová – Zázrivá.

Také flyšové pásmo poskytuje překvapivý obraz z hlediska očekávaného postižení hornin duktilní deformací. Nejslabší duktilní deformace je v bělokarpatské a oravsko-magurské jednotce a naopak, nejsilnější v račanské jednotce. Z terénů s imbrikovanou a duplexovou stavbou je známo, že deformace klesá ve směru pohybu příkrovů a bývá tudíž nejslabší ve vnějších příkrovech a nejsilnější ve vnitřních příkrovech (BOYER – ELLIOTT, 1982). Vzhledem k tomu, že ve flyšovém pásmu se předpokládá pohyb příkrovů směrem od vnitřních Karpat vně, zjišťujeme, že v magurském flyši je vývoj



Obr. 6a,b Konturové diagramy orientací pólů magnetické foliace (a, c, e, g, i, k) a směrů magnetické lineace (b,d,f,h,j,l) v některých jednotkách magurského flyše a vnitrokarpatského paleogénu

a, b – vnitrokarpatský paleogén Liptovské kotliny.

kontury: a – 2,5-4-6-10-20 %, b – 2,5-3-4,5 %

c, d – vnitrokarpatský paleogén Skorušinských vrchů

kontury: 0,5-1-5-10-20-30 %

e, f – vnitrokarpatský paleogén území Terchová – Zázrivá

kontury: 2,5-3-4-5-10-20 %

g, h – bělokarpatský příkrov

kontury: 0,5-1-2-3-4 %

i, j – bystrický příkrov

kontury: 1,5-3-5-7-10 %

k, l – račanský příkrov

kontury: k – 0,5-1-5-10-15 %, l – 1-2-3-4-5-6-7 %

Plchojevná projekce na dolní polokouli, paleogeografická souřadná soustava po rotaci vrstevnatosti do horizontální polohy kolem směru vrstev.

deformace právě opačný. Deformace je nejsilnější ve vnější račanské jednotce a nejslabší ve vnitřní bělokarpatské a oravsko-magurské jednotce. Vysvětlení tohoto jevu není snadné a vyžádá jistě řadu doplňujících studií a spolupráci dalších specialistů. Předběžně lze předpokládat, že skutečnými trenčovými příkrovy, které vznikaly při uzavírání magurského oceánu, byly jen bystrický a račanský příkrov. Oravsko-magurský a zejména bělokarpatský příkrov můžeme považovat za příkrovy jizvové, které byly vytlačeny ze sedimentačního bazénu již v počátečních stadiích deformace, „plavaly“ na ostatních příkrovech a v subdukčním ev. kolizním procesu hrály pasívní roli. Určité, i když malé, rozdíly v magnetické vnitřní stavbě bělokarpatské a oravsko-magurské jednotky by mohly odrážet rozdíly v jejich geologické pozici. Totiž, tyto jednotky měly od počátku svého vývoje odlišné postavení vzhledem k bradlovému pásmu na vnitřní a magurskému prostoru na severní straně. Bělokarpatská jednotka pravděpodobně byla původně v sousedství bradlového pásma, jak tomu nasvědčuje složení klastik s hojným zastoupením karbonátů i směry paleoproudů, zatímco oravsko-magurská jednotka byla v externějším postavení. Sedimentologickými metodami bylo prokázáno, že paleogeografické sousedství oravsko-magurské jednotky a bradlového pásma je téměř vyloučeno (MARSCHALCO – POTFAJ, 1982).

Orientace pásu pólů magnetické foliace a tedy i směru duktilního zkracování je v oblasti Oravy (ve všech jednotkách flyšového pásma) i v paleogénu Skorušinských vrchů shodná, t. j. SZ–JV. Z toho je možno soudit, že duktilní deformace spjaté s uzavíráním „oceánu“ magurského flyše prostoupily až do vnitřních Karpat a postihly i horniny Skorušinských vrchů. Tyto deformace nezasáhly až do Liptovské kotliny, jejíž paleogén má víceméně sedimentární magnetickou vnitřní stavbu.

Literatúra

- BORRADAILE, G. – ALFORD, C., 1987: Relationship between magnetic susceptibility and strain in laboratory experiments. *Tectonophysics*. (Amsterdam), 133, 121–135.
- BORRADAILE, G. J., ALFORD, C., 1988: Experimental shear zones and magnetic fabrics. *J. struct. Geol.* (Bristol), 10, 895–904.
- BOYER, S. E. – ELLIOT, D., 1982: Thrust systems. *AAPG Bull.* (Tulsa) vol. 66, 1196–1230.
- HROUDA, F., 1976: The origin of cleavage in the light of magnetic anisotropy investigations. *Phys. Earth Planet. Inter.* (Amsterdam), 13, 132–142.
- HROUDA, F., 1979: The strain interpretation of magnetic anisotropy in rocks of the Nížký Jeseník Mountains (Czechoslovakia) *Sbor. geol. věd. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 16, 27–62.
- HROUDA, F., 1991: Models of magnetic anisotropy variations in sedimentary thrust sheets. *Tectonophysics*. (Amsterdam), 185, 203–210.
- HROUDA, F. – HRUŠKOVÁ, L., 1990: On the detection of weak strain parallel to the bedding by magnetic anisotropy: a mathematical model study. *Stud. geophys. geod.* (Praha), 34, 327–341.
- HROUDA, F. – STRÁNÍK, Z., 1985: The magnetic fabric of the Ždánice thrust sheet of the flysch belt of the West Carpathians: sedimentological and tectonic implications. *Sediment. Geol.* (Praha), 45, 125–145.
- JELÍNEK, V., 1973: Precision A. C. bridge set for measuring magnetic susceptibility of rocks and its anisotropy. *Stud. geophys. geod.* (Praha), 17, 36–48.
- JELÍNEK, V., 1977: The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofyzika*, s. p., Brno.
- JELÍNEK, V., 1978: Statistical processing of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. geophys. geod.* (Praha), 22, 50–62.
- JELÍNEK, V., 1980: Kappabridge KLY-2. A precision laboratory bridge for measuring magnetic susceptibility of rocks (including anisotropy). Leaflet, *Geofyzika* Brno.

- KISSEL, C. – BARRIER, E. – LAJ, C. – LEE, T. – Q., 1986: Magnetic fabric in „undeformed“ marine clays from compressional zones. *Tectonics*, 5, 769–781.
- LAMARCHE, G. – ROCHETTE, P., 1987a: La fabrication magnetique du flysch dauphinois (Alpes francaises): origine et application quantitative. *Geodyn. Acta (Paris)*, 1, 103–112.
- LAMARCHE, G. – ROCHETTE, P., 1987b: Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of some Alpine slates. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 139, 285–293.
- MARSCHALCO, R. – POTFAJ, M., 1982: Sekvenčná analýza, paleoprúdenie a prostredie uloženia spodnoeocénneho flyšu Oravskej Magury a bradlového pásma. *Geol. práce, Správ. (Bratislava)*, 78, 97–122.
- MARSCHALCO, M. – VÚJTA, M. in: STRÁNÍK, Z. et al., 1989: Geologie hluckého vývoje Bělokarpatiské jednotky. *Manuskript – Ústř. Úst. geol., Brno*.
- MARSCHALCO, R., 1985: Sedimentologické a stratigrafické rezy bielo-karpatiskou jednotkou. *Manuskript – Geol. Úst. SAV, Bratislava*.
- OWENS, W. H., 1974: Mathematical studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 24, 115–131.
- POTFAJ, M. – BEGAN, A. (eds.) – NIŽŇANSKÝ, G. – BODIŠ, D. – BOOROVÁ – ČECHOVÁ, A. – DOVINA, V. – FEJDIOVÁ, O. – KOVÁČIK, M. – PRIECHODSKÁ, Z. – SAMUEL, O. – ŠUCHA, P., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape M-1:25 000, listy Strání 35 122 a 35 123. Čiast. záv. správa. *Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- POTFAJ, M. – KÖHLER, E. – ĎURKOVIČ, T. – GROSS, P. – SAMUEL, O., 1991: Pribradlový flyš terchovskej a oravskej oblasti. Čiast. záv. správa. *Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- POTFAJ, M. – SAMUEL, M. – RAKOVÁ, J. – SAMUEL, O., 1991: Geologická stavba Kubínskej Hole (Orava). – Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 15, 25–66.
- REES, A. I., 1983: Experiments on the production of transverse grain alignment in a sheared dispersion. *Sedimentology (Amsterdam)*, 30, 437–448.
- REES, A. I. – WOODALL, W. A., 1976: The magnetic fabric of sand and sandstones. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 25, 121–130.
- TAIRA, A. – SCHOLLE, P. A., 1979: Deposition of resedimentated sandstone beds in the Pico Formation, Ventura Basin, California, as interpreted from magnetic fabric measurements. *Geol. Soc. Amer. Bull. (New York)*, 90, 952–962.
- TUKEY, J. W., 1977: *Exploratory Data Analysis*. Reading, Mass: Addison-Wesley.

FRANTIŠEK HROUDA – MICHAL POTFAJ

Magnetic anisotropy as an indicator of weak ductile deformation of the Inner Carpathian Palaeogene and Magura Flysch

Summary

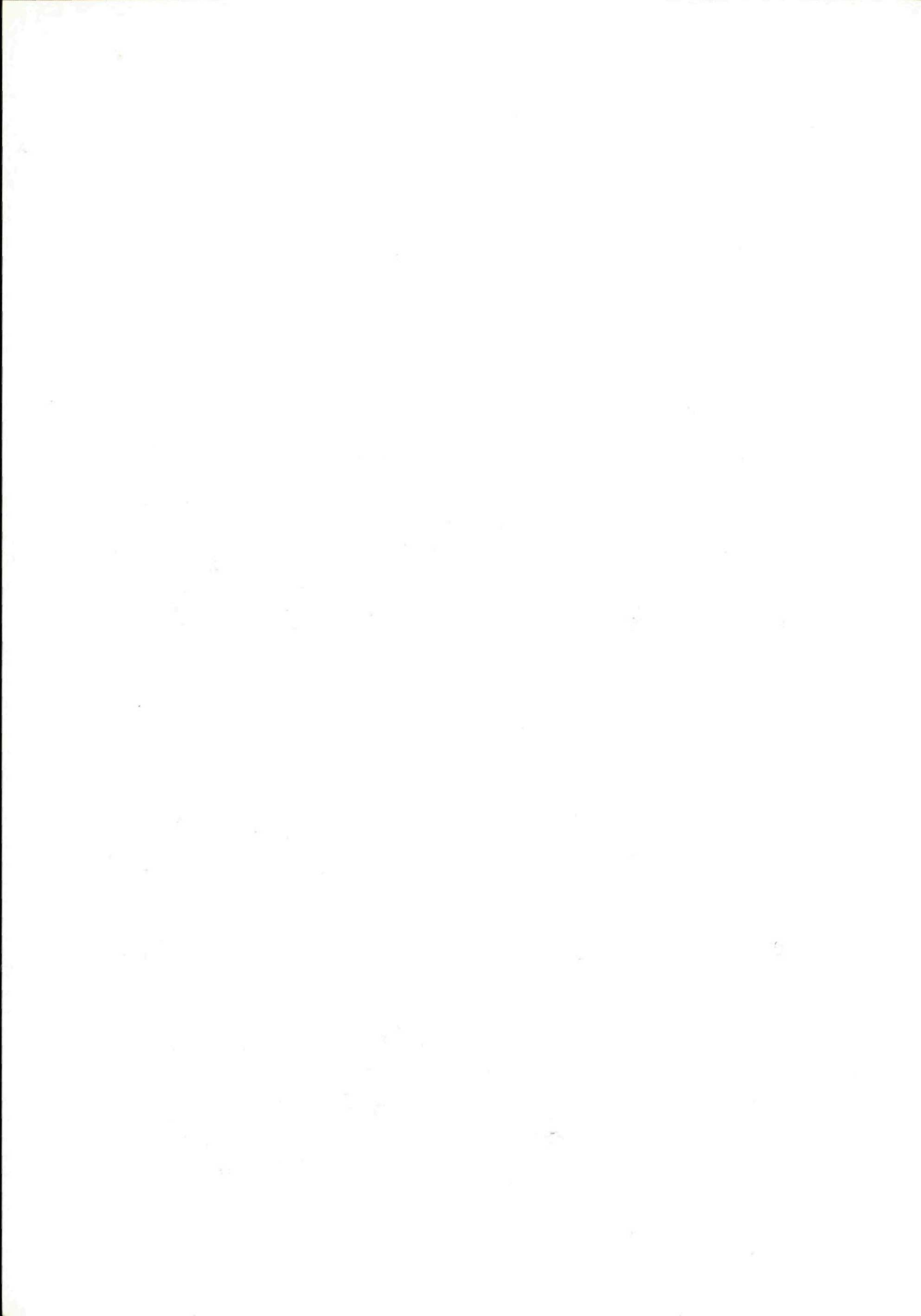
Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) was used to investigate the preferred orientation of magnetic minerals in sandstones of the Magura Flysch of the Flysch belt of the West Carpathians and of the Intracarpinian Palaeogene basins in the Inner West Carpathians (see Fig. 1). The results of the investigations are presented in the notched box-and-whisker plots in Figs. 4, 5 and in contour diagrams of magnetic lineations and magnetic foliation poles in the palaeogeographic coordinate system (after rotation of bedding into horizontal position about its strike) in equal-area projections on lower hemisphere (Fig. 6).

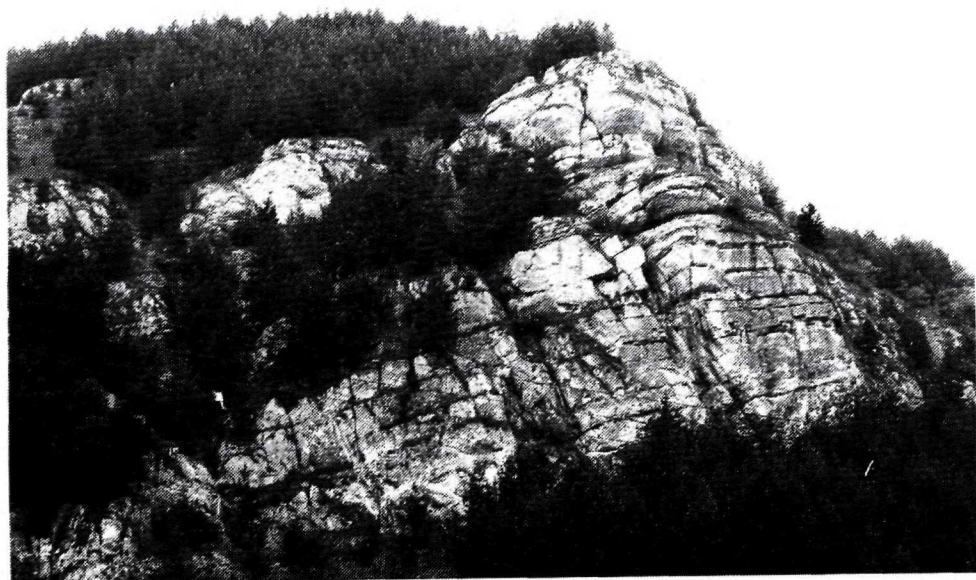
The investigations have shown that the magnetic fabric in the investigated sandstones in general reflects the superposition of ductile deformation on the sedimentary magnetic fabric. In the Intracarpinian Palaeogene the magnetic fabric in the central Liptovská kotlina depression is almost unaffected by ductile deformation, showing relatively high degree of AMS, clearly planar magnetic fabric and the magnetic foliation well parallel to the bedding. Toward the NW margin of the Inner Carpathians, through the Skorušinské vrchy Mts. to the Terchová – Zázrivá region, the

degree of AMS and fabric planarity decreases and the angle between the magnetic foliation and bedding increases. In the Flysch belt, the degree of AMS and fabric planarity are the highest at the inner margin of the Flysch belt, i.e. in the Bílé Karpaty Mts. unit and in the Oravská Magura unit. Towards the outer, i.e. the Bystrica unit and Rača unit, the degree of AMS and the fabric planarity decrease, while the angle between the magnetic foliation and bedding increase.

In the interpretation of this rather unusual AMS behaviour, the results of the modelling of the modification of the sedimentary magnetic fabric by ductile deformation by HROUDA & HRUŠKOVÁ (1990) was employed (see Figs. 2, 3). In the light of these results the AMS data in the investigated sandstones can be interpreted as follows. The least influenced magnetic fabric by ductile deformation are in the central part of the basin of the Intracarpathian Palaeogene and in the inner units of the Flysch Belt. Toward the NW margin of the Inner Carpathians and towards the outer margin of the Magura Flysch, the influence of ductile deformation increases. This is probably due to the creation and motion of the thrust sheets in the Flysch Belt during closing Flysch basins. These deformations probably propagated also to marginal parts of the Inner Carpathians.

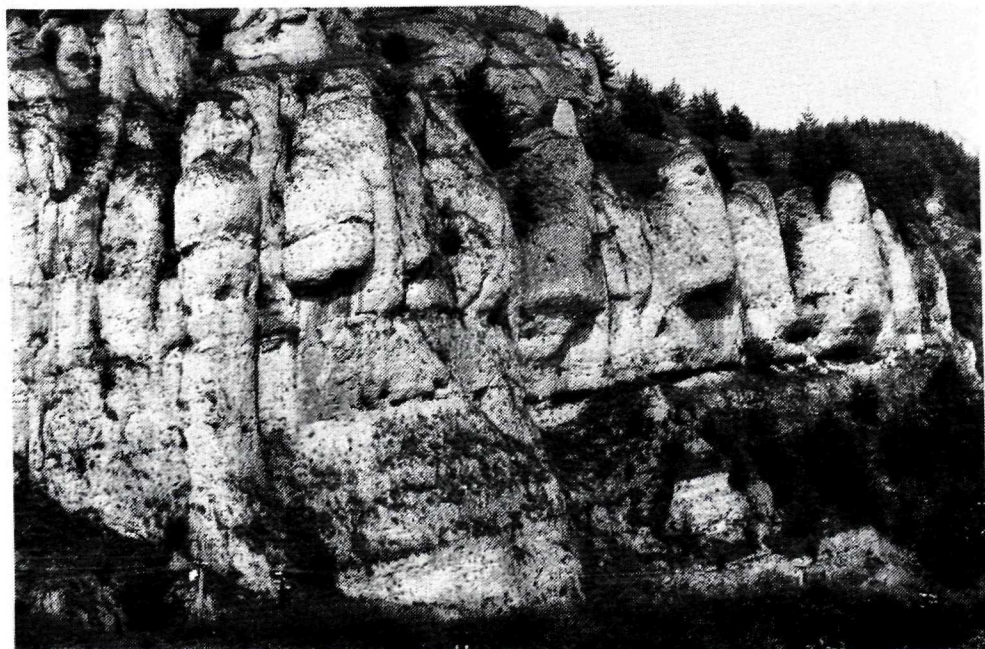
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I - XIX

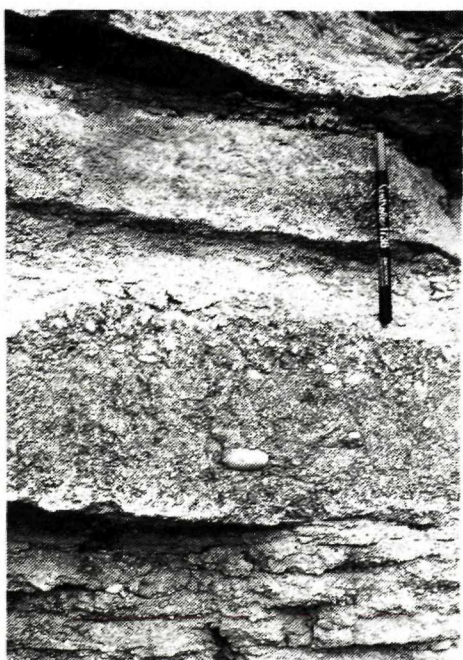
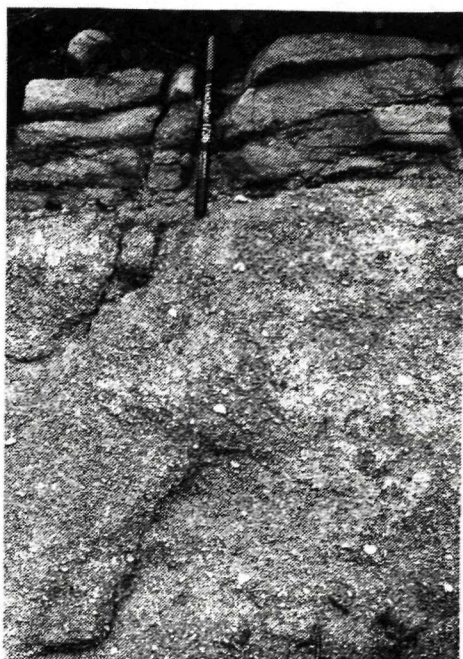


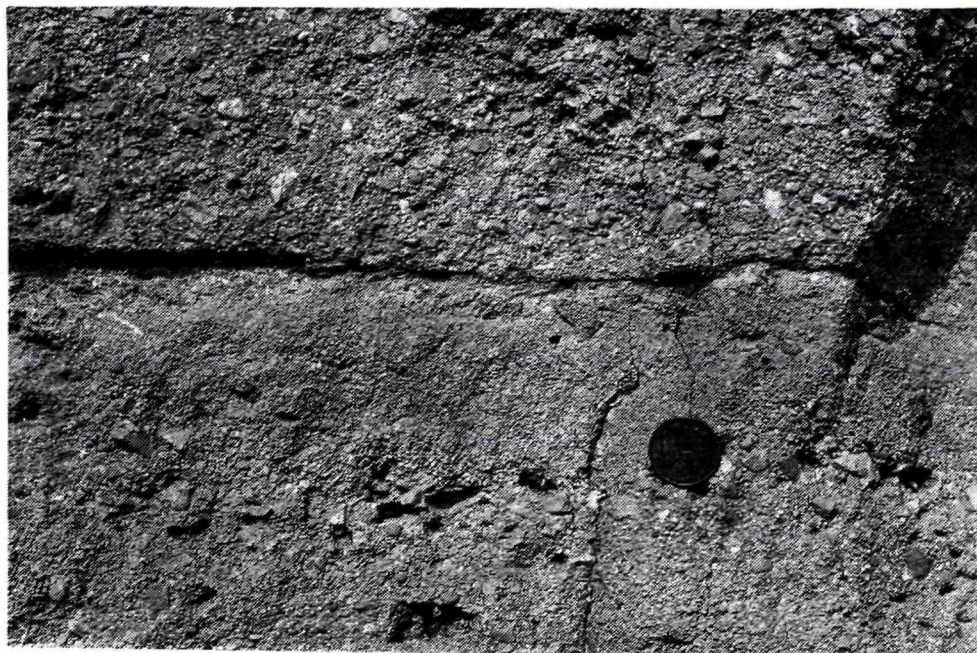


1

2







1

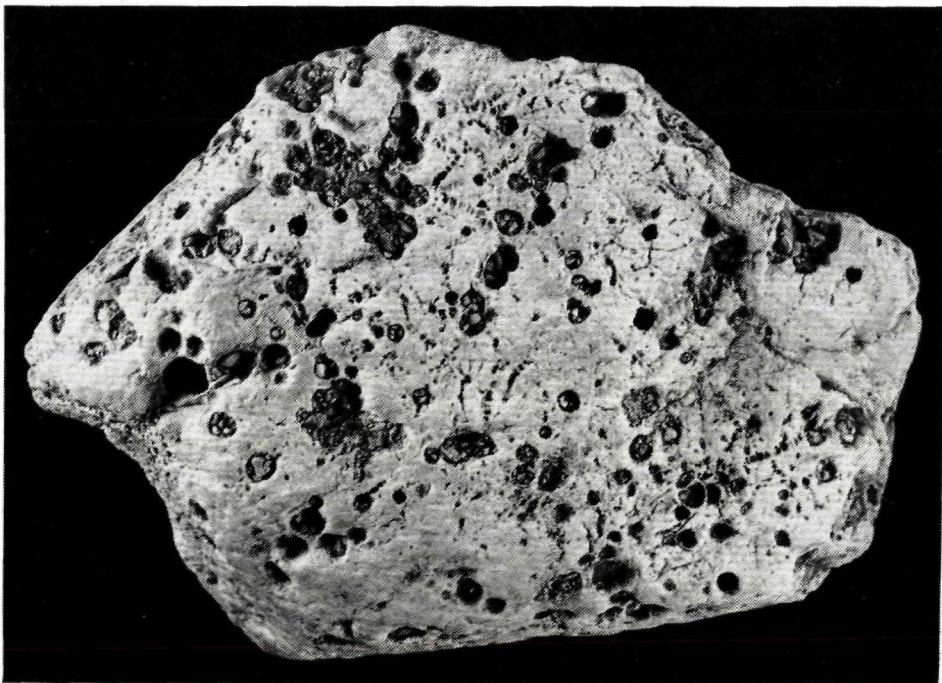


2



1

2







1

2





1

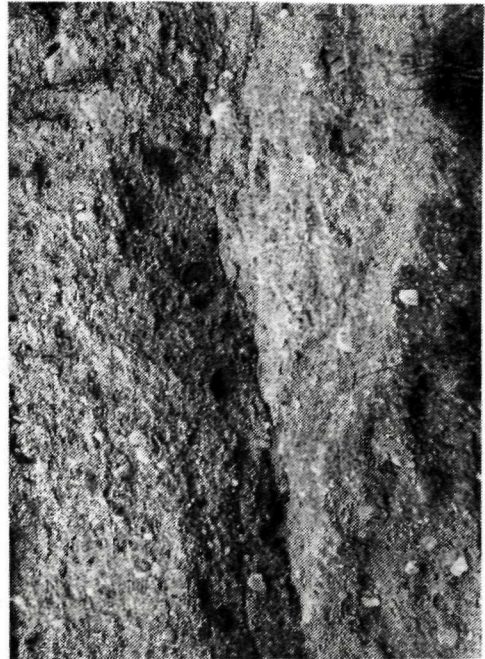
2



1



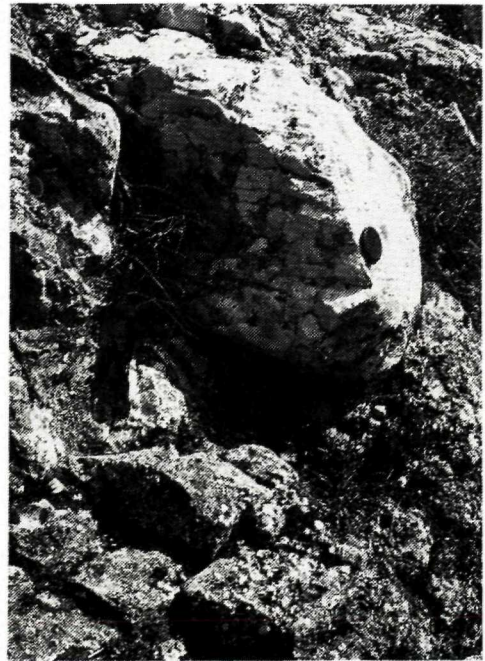
2



3



4



1



2

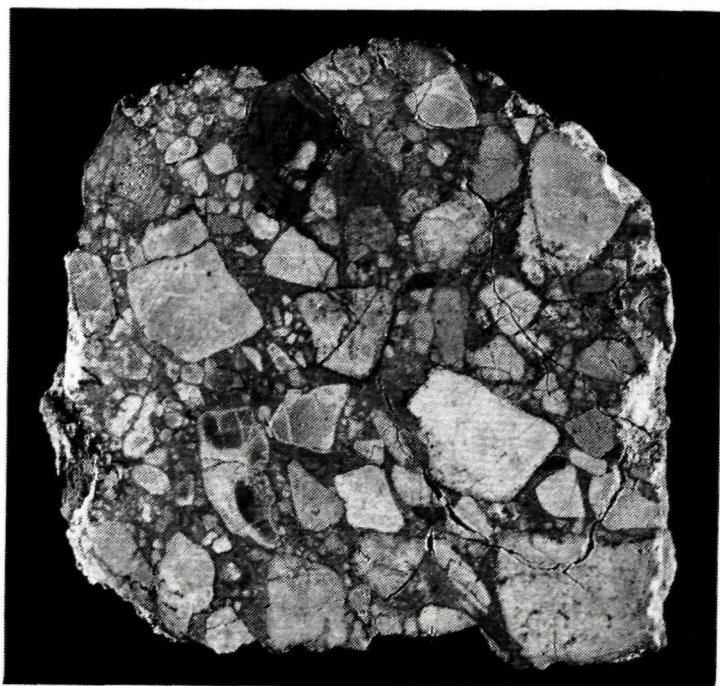


3

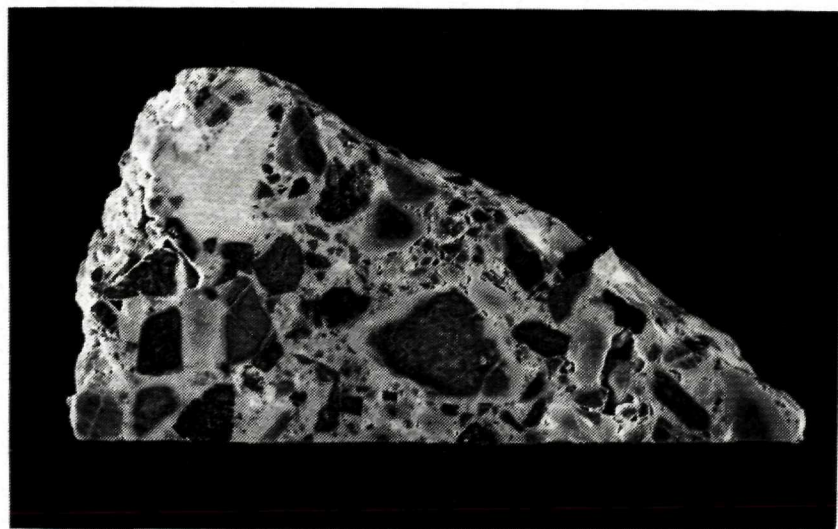


4

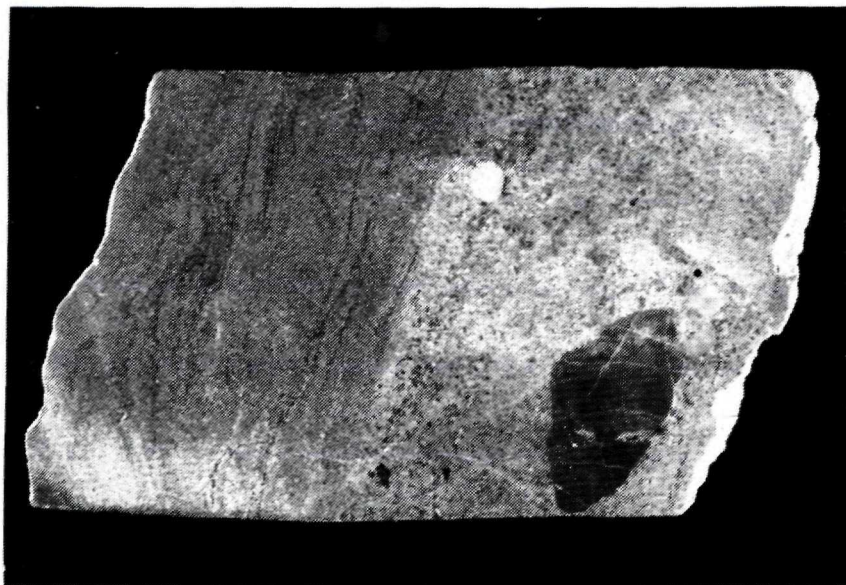




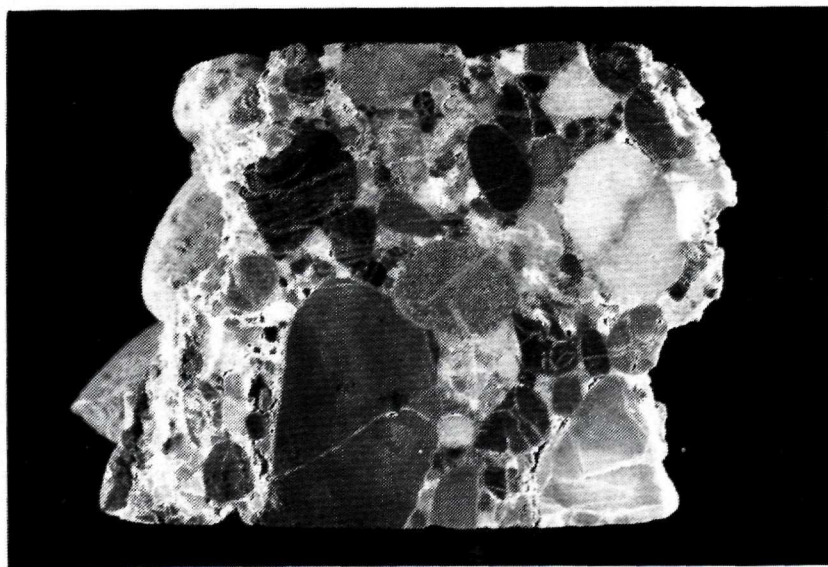
1



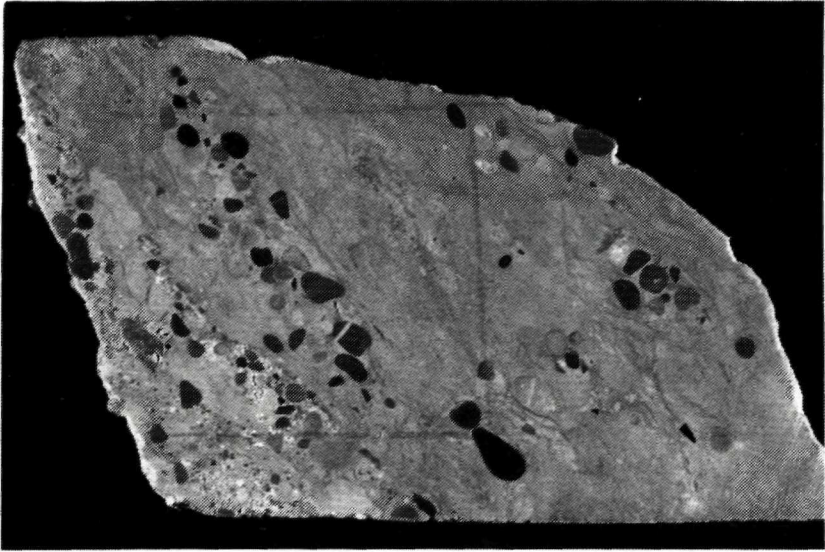
2



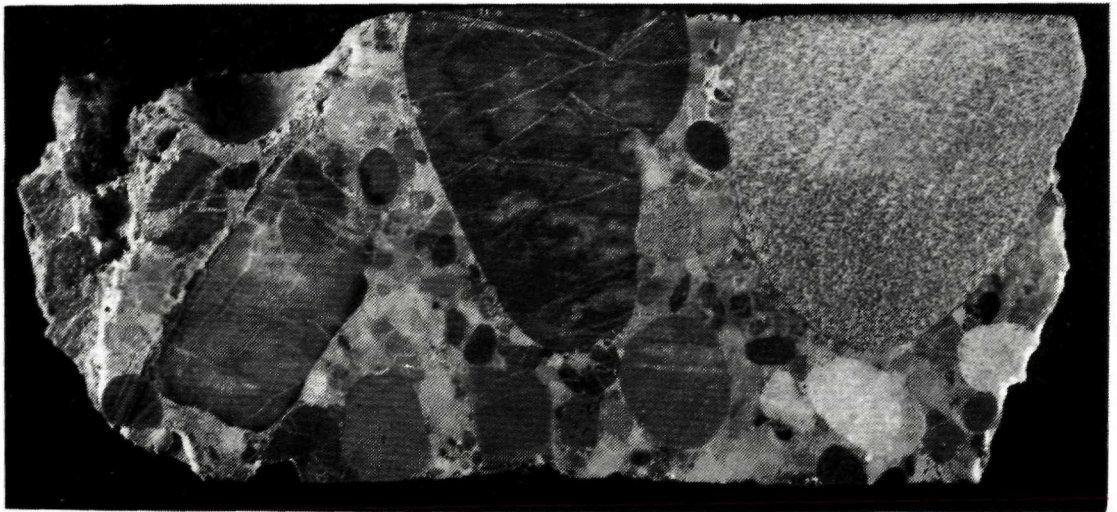
1



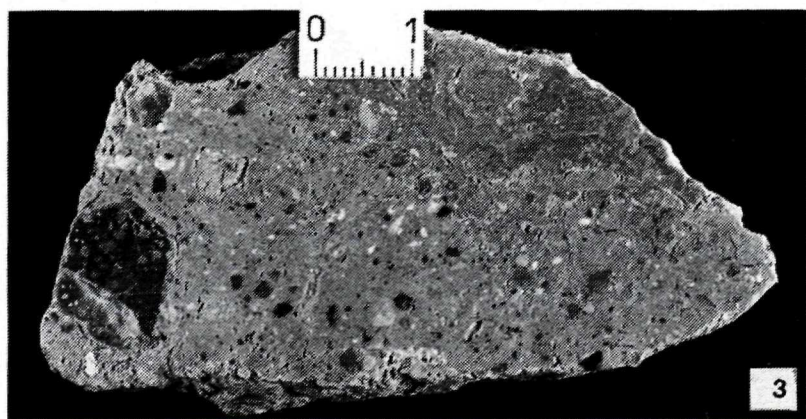
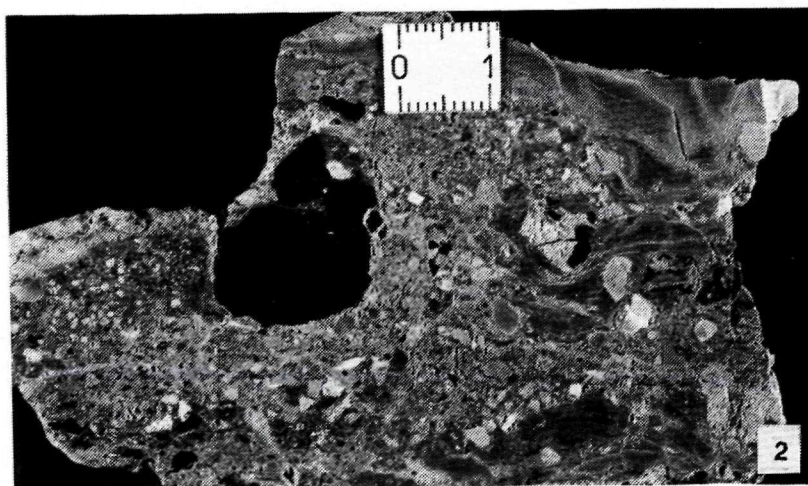
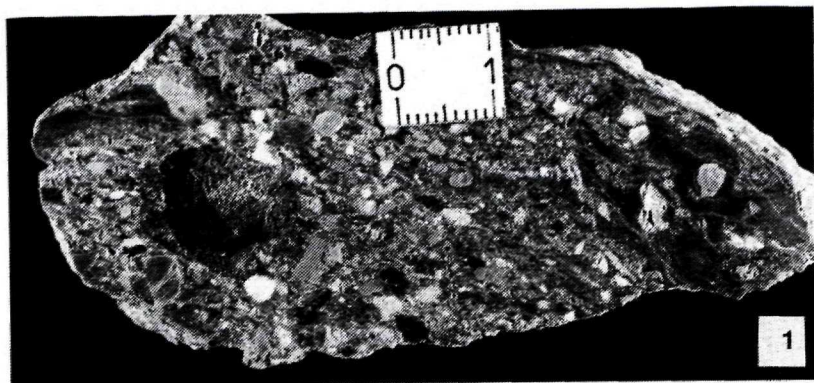
2

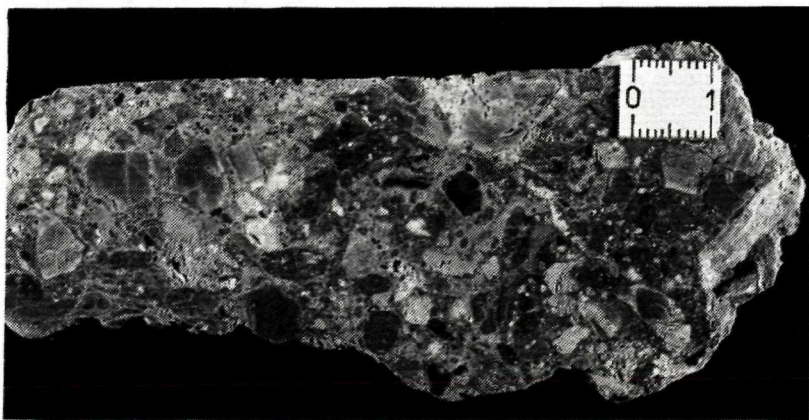
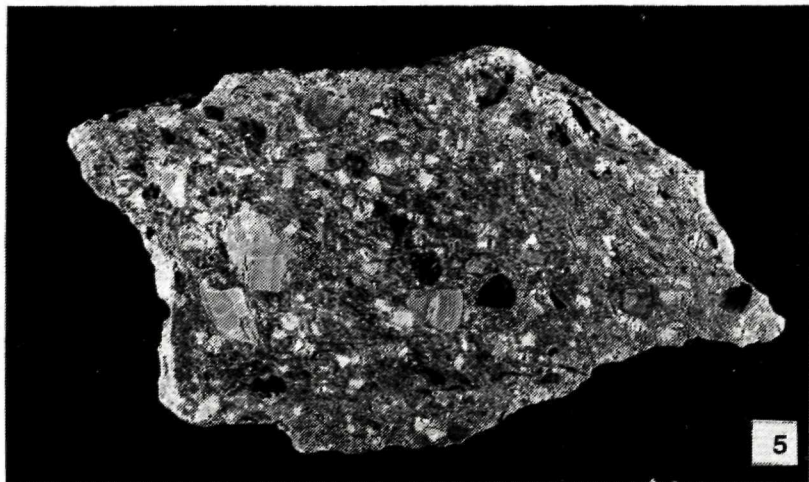
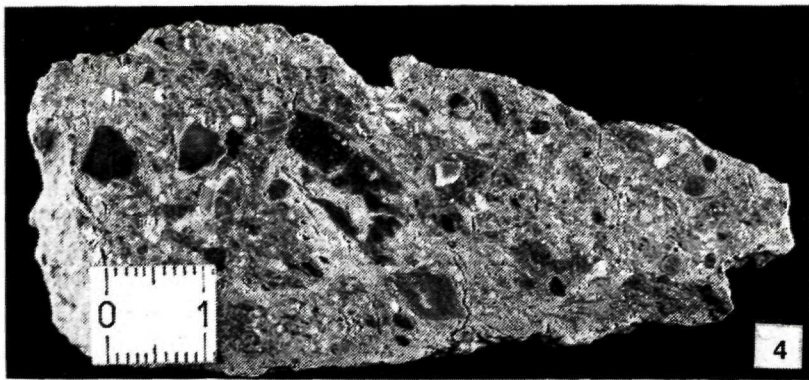


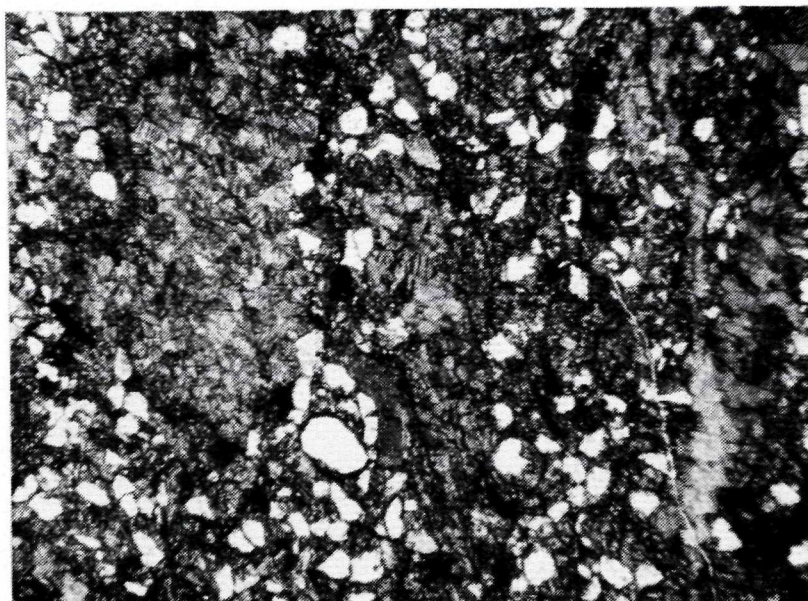
1



2







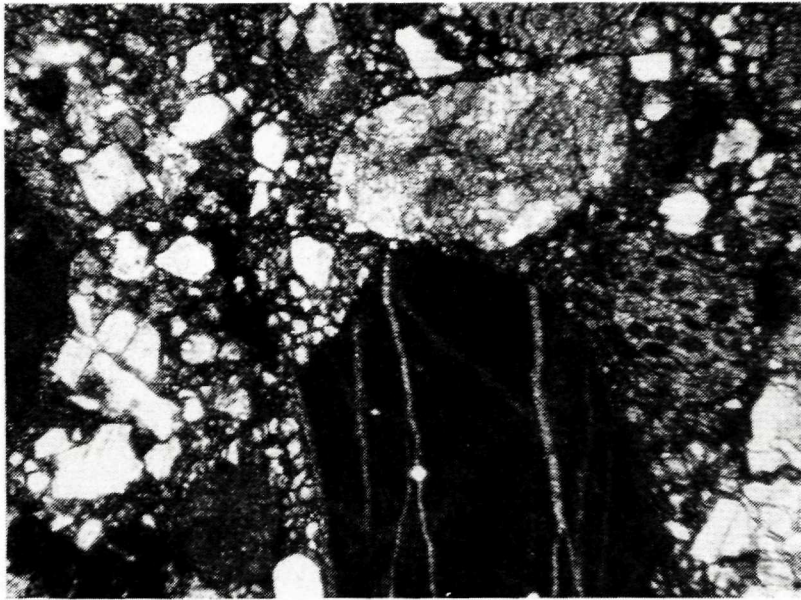
1 mm

7



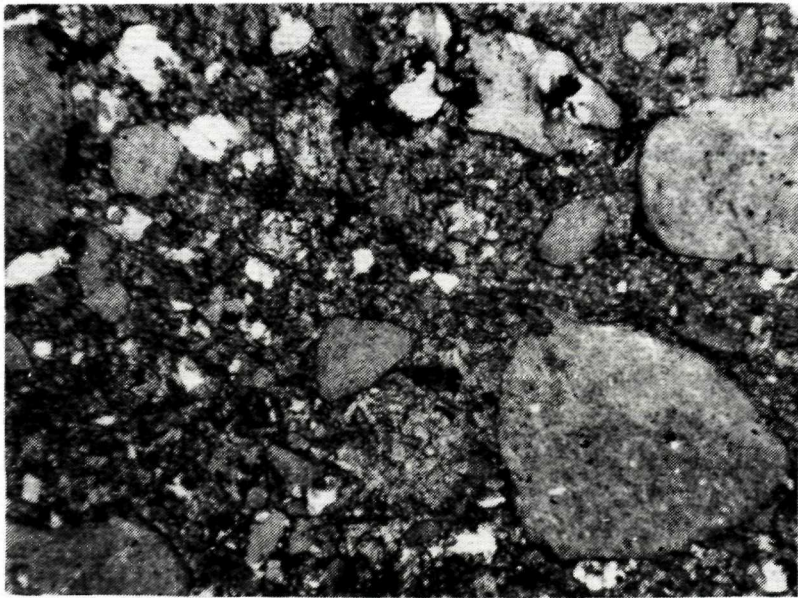
5 mm

8



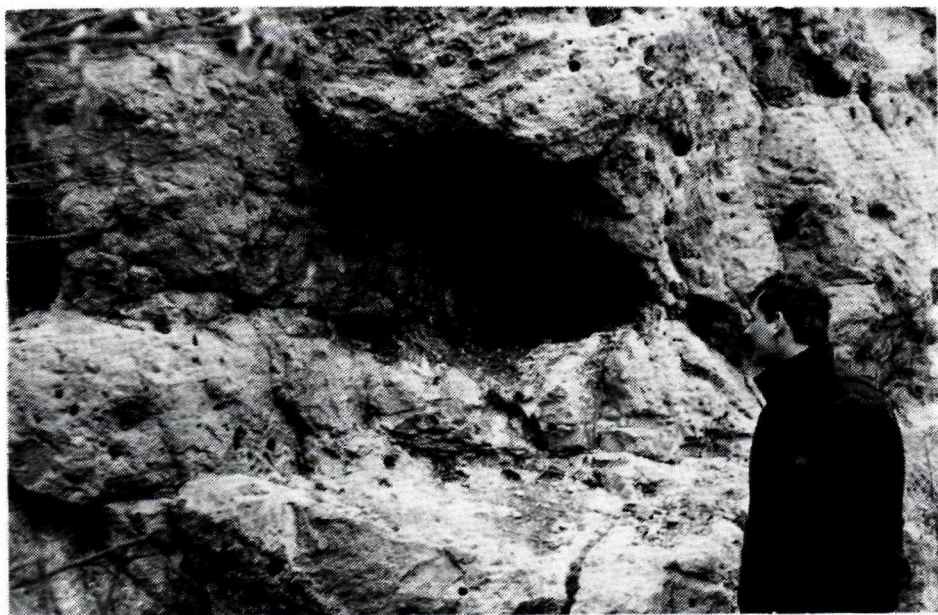
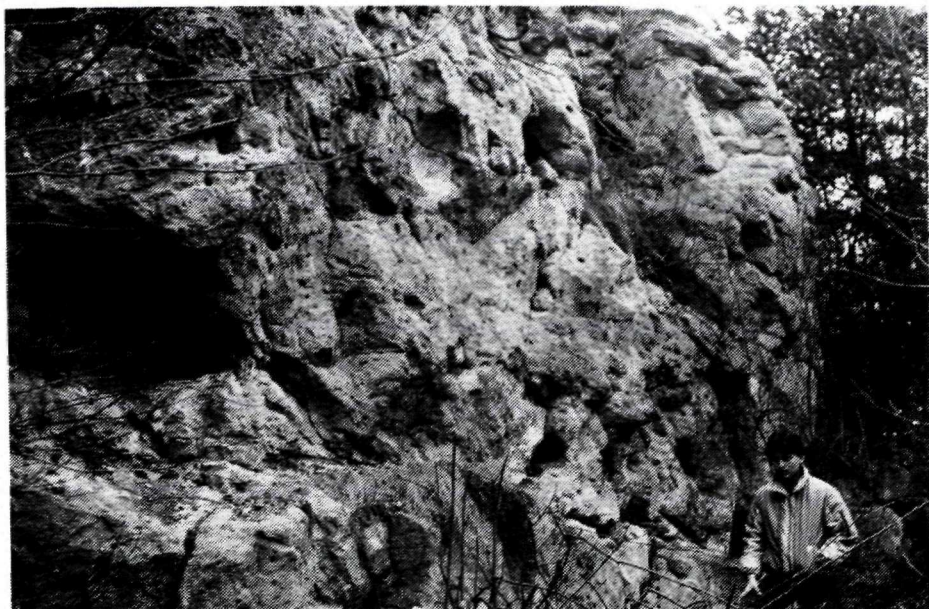
1 mm

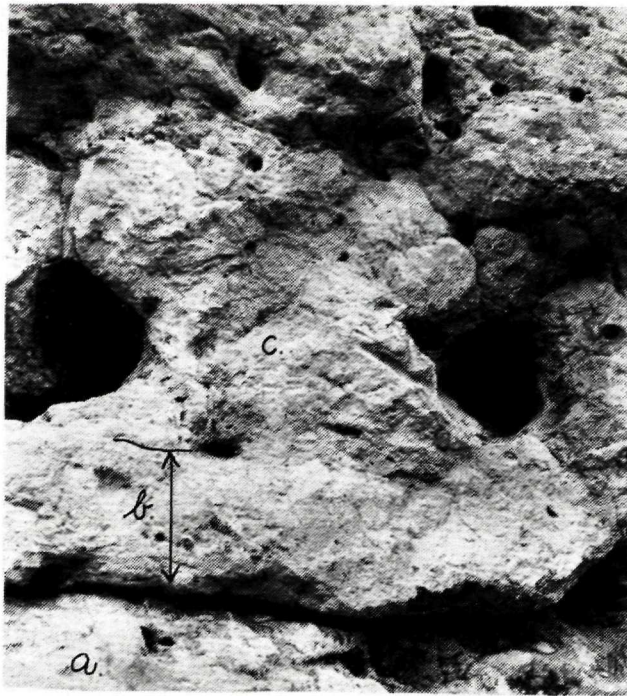
9

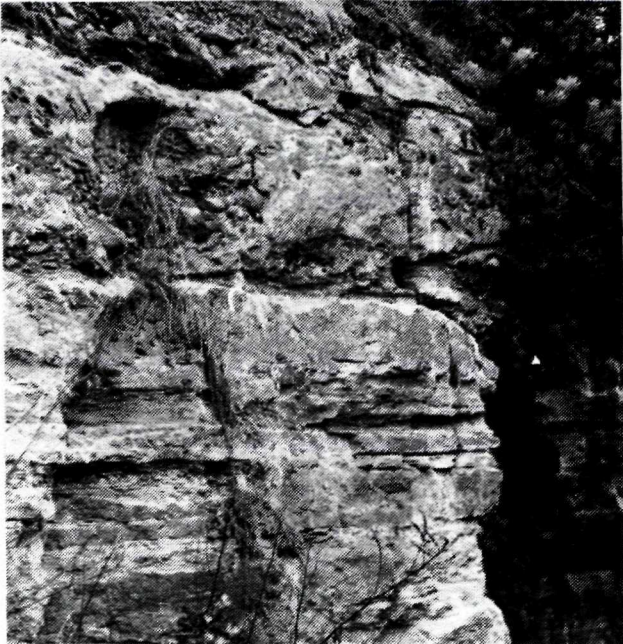


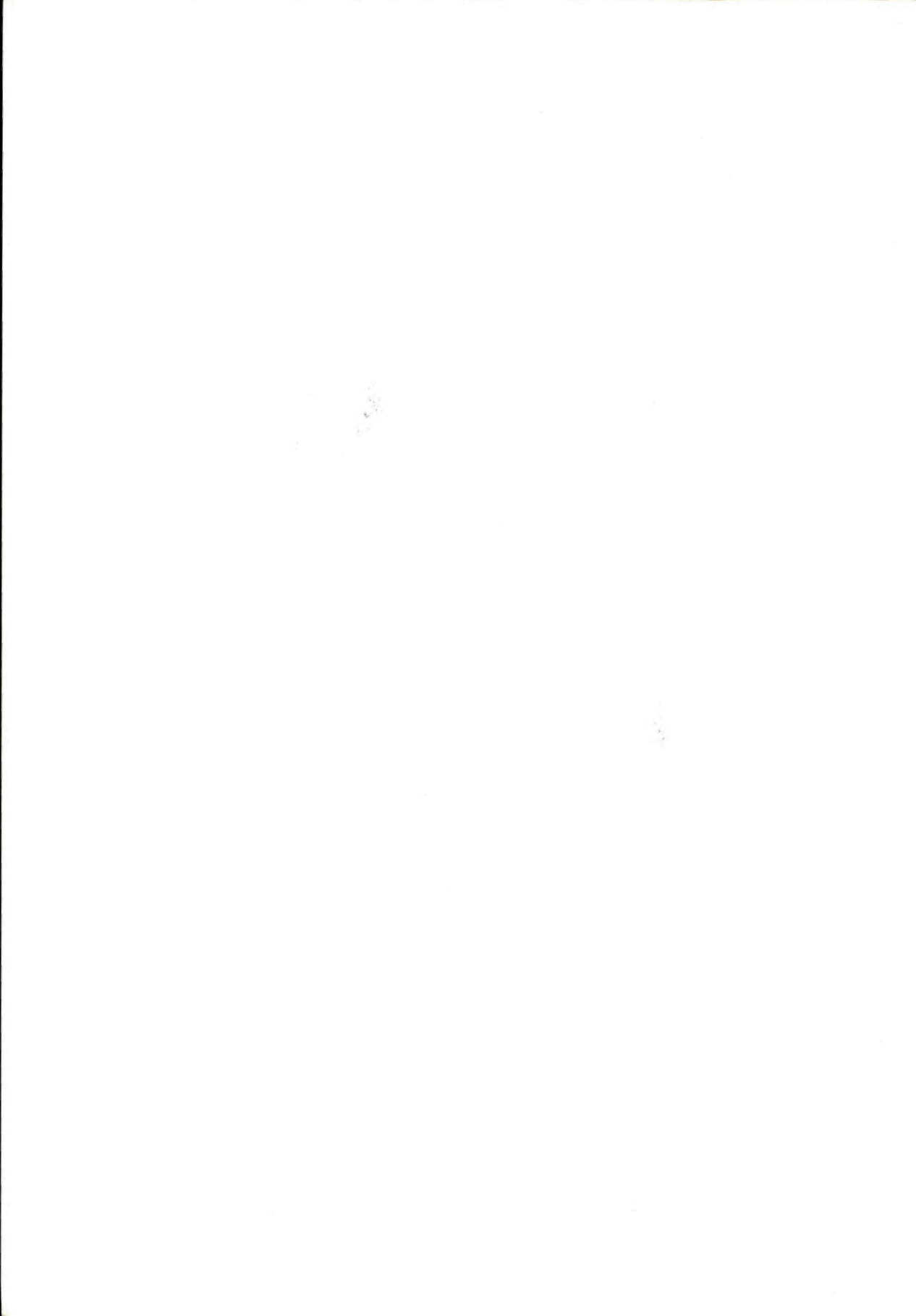
1 mm

10











ZÁPADNÉ KARPATY
SÉRIA
geológia 17

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, roku 1993.
Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21.

Vedecský redaktor: RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc.
Vedúca redakcie: Ing. JANA HRTUSOVÁ
Zodpovedná redaktorka: Ing. MIROSLAVA LUDVIGOVÁ
Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ

Vytlačil iBiprint, Ivánka pri Dunaji. Tem. skup. 03/9. Náklad 500 kusov.
Rozsah AH 12,24 VH 12,60

ISBN 80-85314-20-7