

ZÁPADNÉ KARPATY

1 B 107 a

SÉRIA

Mapy 465/98

geológia 18

M. KALIČIAK – V. KONEČNÝ – J. LEXA – P. KONEČNÝ

Geologická stavba Vihorlatských vrchov

ISBN 80-85314-40-1

CS ISSN 0139-8288

ZÁPADNÉ KARPATY • GEOLÓGIA 18

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1995

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020314

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 18

M. KALIČIAK – V. KONEČNÝ – J. LEXA – P. KONEČNÝ
Geologická stavba Vihorlatských vrchov



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1995

Geologický ústav D. Štúra
KNIZNICA, Bratislava

Signatúra : *1.B.107a*

Inv. čís. : *465/95*

Sk : *196,-*

Získané : *FN*

Prílohy : *-2*

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1995

ISBN 80-85314-40-1

**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA
geológia 18

Vedecký redaktor

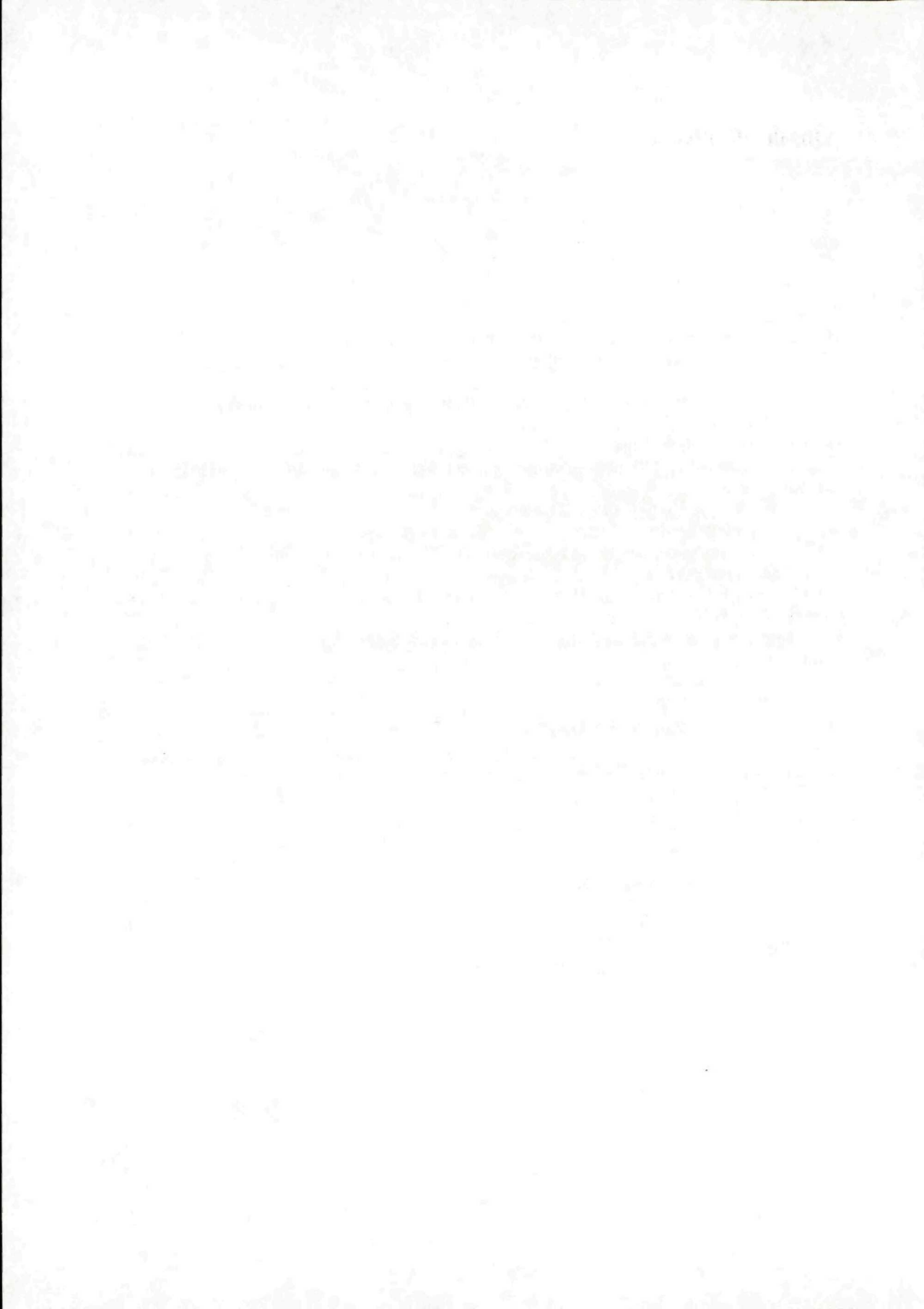
RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc.

Redakčný okruh

RNDr. J. VOZÁR, CSc. (predseda ER), Ing. J. HRTUSOVÁ, RNDr. J. HATÁR, CSc., RNDr. V. BEZÁK, CSc., RNDr. D. VASS, DrSc., RNDr. M. ELEČKO, CSc., RNDr. M. KALIČIAK, CSc., RNDr. M. KOHÚT, RNDr. D. BODIŠ, CSc., RNDr. M. FENDEK, CSc., RNDr. M. GARGULÁK, CSc., RNDr. D. ONAČILA, CSc., Doc. RNDr. A. VOZÁROVÁ, DrSc., RNDr. A. KLUKANOVÁ, CSc., RNDr. M. KOVÁČIK, RNDr. J. LEXA, CSc., RNDr. J. MELLO, CSc., RNDr. M. RAKÚS, CSc., RNDr. V. HANZEL, CSc., RNDr. P. KOVÁČ, RNDr. J. HORNIŠ, RNDr. M. POTFAJ, CSc.

Obsah – Contents

Úvod.....	7
Prehľad názorov na geologickú stavbu územia a vývoj vulkanizmu	8
Stratigrafická pozícia vulkanitov Vihorlatských vrchov.....	9
Ryodacity a ryodacitové tufy.....	10
Extrúzie a vulkanoklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov (viniansky komplex)	13
Andezitové stratovulkány	13
Geologická stavba a litologicko-petrografická charakteristika vulkanitov Vihorlatských vrchov.....	15
Ryodacity a ryodacitové tufy (vrchný báden).....	15
Extrúzie ryodacitu	15
Extrúzie a vulkanoklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov vinianskeho komplexu (stredný sarmat)	16
Andezitové stratovulkány (vrchný sarmat–spodný panón).....	18
Stratovulkán Popriečny	18
Litologicko-petrografické charakteristiky stratovulkánu Popriečny.....	24
Stratovulkán Diel.....	29
Litologicko-petrografická charakteristika hornín	35
Stratovulkán Morské oko	41
Litologicko-petrografická charakteristika hornín	45
Stratovulkán Vihorlat	50
Litologicko-petrografická charakteristika hornín	53
Stratovulkán Sokolský potok.....	54
Litologicko-petrografická charakteristika hornín	56
Stratovulkán Kyjov.....	59
Litologicko-petrografická charakteristika hornín	61
Vzťah vulkanitov k morfoštruktúran podložia	62
Začlenenie vulkanitov Vihorlatu podľa chemického zloženia.....	65
Záver	70
Literatúra	80
Geologic structure of the Vihorlat Mts. (Summary).....	81
Explanation to figures	92



MICHAL KALIČIAK – VLASTIMIL KONEČNÝ – JAROSLAV LEXA – PATRIK KONEČNÝ

Geologická stavba Vihorlatských vrchov

48 obr., 4 tab., 2 príl., anglické resumé

A b s t r a c t. Detailed lithofacies and structural-volcanologic analyses of the Vihorlat Mountains geologic structure allowed us to distinguish three basic genetic-stratigraphic complexes of volcanic rocks which differ from each other in their geologic positions, ages, lithologic-petrographic compositions and forms of volcanic bodies. Apart from an Upper Badenian rhyodacite extrusion and related tuffs and Middle Sarmatian andesite extrusions of the Vinné Complex, this volcanic mountain range consists mostly of andesite stratovolcanoes Popriečny, Diel, Morské oko, Vihorlat, Sokolský potok and Kyjov of the Upper Sarmatian to Pannonian age.

At andesite stratovolcanoes there are distinguished central volcanic zones with relics of volcanic cones, hydrothermally altered rocks, andesite-and diorite-porphry intrusions, proximal volcanic zones made up of alternating andesite lava flows and volcanoclastics and distal volcanic zones composed largely of redeposited pyroclastics and epiclastics.

The relationship between the volcanic centres and morphostructures of the substratum was defined. The eastern chain of major stratovolcanoes (Popriečny, Diel, Morské oko) is situated on a NW–SE-trending fault system while the western chain of minor parasitic volcanoes (Vihorlat, Sokolský potok, Kyjov) is associated with a transverse Vrbnica fault system.

The Vihorlat volcanics display an alkali-lime trend and fairly low K_2O contents characteristic of mature island arcs or continental margins with a thin crust.

Úvod

Úspešná aplikácia metód štruktúrno-vulkanologickej a litofaciálnej analýzy pri paleo-vulkanologickej rekonštrukcii geologickej stavby stredoslovenských neovulkanitov (KONEČNÝ – LEXA, 1979) umožnila uplatnenie tejto metodiky aj v oblasti východoslovenských neovulkanitov, kde sa síce už urobilo veľké množstvo geologických prác v súvislosti s vyhľadávacím prieskumom nerastných surovín, ale možnosti uvedenej metodiky sa nevyužili.

RNDr. M. KALIČIAK, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, pracovisko Košice, Werferova 1, 040 11 Košice

RNDr. V. KONEČNÝ, CSc., RNDr. J. LEXA, CSc., RNDr. P. KONEČNÝ, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

V snahe doplniť súbor existujúcich geologických a geofyzikálnych údajov o Vihorlatských vrchoch poznatkami vyplývajúcimi z litofaciálnej a štruktúrno-vulkanologickej analýzy realizovali sme v pohorí terénne mapovacie práce a zostavili štruktúrno-geologickú mapu v mierke 1 : 50 000 a od nej odvodenú štruktúrno-vulkanologickú schému v tej istej mierke (KALIČIAK – KONEČNÝ – LEXA, 1984; príloha 1, 2).

Dosiahnuté výsledky nám umožnili pomerne detailnú analýzu geologickej stavby Vihorlatských vrchov s vyčlenením troch základných geneticko-stratigrafických komplexov vulkanických hornín, ktoré sa navzájom odlišujú svojou pozíciou, litologicko-petrografickým charakterom, formami vulkanických telies a stratigrafickou pozíciou.

Najvýznamnejším prvkom v stavbe pohoria sú vyčlenené andezitové stratovulkány Popriečny, Diel, Morské oko, Vihorlat, Sokolský potok a Kyjov s definovanými centrálnymi, prechodnými a periférnymi vulkanickými zónami.

Prehľad názorov na geologickú stavbu územia a vývoj vulkanizmu

Analýze geologickej stavby a vývoju vulkanizmu v pohorí Vihorlat – Popriečny (Vihorlatské vrchy) sa v minulosti nevenovala takmer žiadna pozornosť. Sporadické geologické práce do začiatku 50. rokov mali len lokálny charakter, a to v nadväznosti na prospekčnú činnosť a ťažbu nerastných surovín. Kvalitatívny skok v geologickej činnosti nastal v 50. rokoch, keď sa začal systematický geologický výskum a prieskum oblasti východného Slovenska s cieľom definovať základné prvky geologickej stavby územia a zákonitosti geologického vývoja. Spektrum riešených problémov bolo široké a v nemalej miere sa týkali aj neovulkanitov Vihorlatských vrchov.

Východnú časť pohoria v širšom okolí Morského oka zmapovali HANO a SENEŠ (1953). V okolí Morského oka zistili premenené propylitizované horniny a rozsiahlu depresnú štruktúru, ktorú považovali za kalderu. Západnú časť pohoria zmapoval ŽŮREK (1954). Na báze vulkanického komplexu vyčlenil spodnosarmatské ryolitové tufy (Oreské) a produkty andezitového vulkanizmu rozčlenil na 2 erupzívne fázy (vrchný sarmat, pliocén). Vzťah vulkanitov pohoria Vihorlat k neogénnym sedimentom v podvihorlatskej panve riešil SLÁVIK in BRODŇAN et al. (1959) v rámci geologického prieskumu zameraného na vyhľadávanie ložísk uhlia. Autor v pohorí vyčlenil autometamorfované amfibolicko-pyroxenické andezity a ich vulkanoklastiká (spodný–stredný sarmat), ryolity a ich pyroklastiká (vyšší sarmat) a pyroxenické andezity s pyroklastikami (panón).

Syntetizujúce údaje o geologickej stavbe pohoria, vývoji vulkanizmu a petrografickom zložení vulkanitov prinieslo zostavenie geologickej mapy územia v mierke 1 : 200 000 a vysvetliviek v roku 1964. KUTHAN in LEŠKO et al. (1964) v pohorí vyčlenil ryolitové tufy (spodný sarmat), amfibolicko-pyroxenické andezity stredného sarmatu (1. andezitová fáza), pyroxenické andezity vrchného sarmatu (2. andezitová fáza).

Významným prínosom k poznaniu geologickej stavby pohoria, tektoniky, sukcesie a časového vývoja vulkanizmu sú práce SLÁVIKA z druhej polovice šesťdesiatych rokov. Autor zmapoval východnú časť Vihorlatu a masív Popriečny a v geologickej stavbe vulkanického pohoria vyčlenil komplexy ako základné stavebné jednotky.

K najstarším vulkanickým horninám do spodného bádenu zaradil ryolitové tufy pri Oreskom a Beňatine. Do vrchného sarmatu zaradil tzv. viniansko-závaďský komplex

tvorený extruzívnymi telesami amfibolicko-pyroxenických andezitov v jz. časti Vihorlatu a aglomeratico-tufitickú sériu BRODŇANA et al. (1959) tvorenú redeponovanými vulkanoklastikami týchto andezitov v podvihorlatskej panve. Ostatnú a hlavnú časť vulkanitov pohoria zaradil do pliocénu, pričom vyčlenil dve vulkanické etáže, tzv. spodnú vulkanickú etáž (stredný pliocén–pont) a vrchnú vulkanickú etáž (levant), oddelené od seba vulkanickosedimentárnym súvrstvím.

Novú koncepciu geologickej stavby a vývoja vulkanizmu vo Vihorlatských vrchoch predložil v roku 1979 BACSÓ. Akceptoval formačnú analýzu a v pohorí vyčlenil úvodnú acidnú formáciu (vrchný bádén) a štyri intermediárne formácie (vrchný bádén–spodný panón).

V rámci formácie autor ďalej vyčlenil tzv. štruktúrne komplexy (vulkanickosedimentárny, efuzívno-explozívny a subvulkanický) a definoval štyri vývojové etapy vulkanizmu.

V roku 1986 (BACSÓ) prehodnotil geologickú stavbu pohoria a vulkanicko-tektonický vývoj. Na rozdiel od predchádzajúceho členenia vulkanitov na formácie regionálneho rozsahu a bez priamej príslušnosti k erupčivým centráram, autor v geologickej stavbe pohoria vyčlenil samostatné vulkanické štruktúry – polygénne andezitové stratovulkány Kyjov a Morské oko s čiastkovými vulkanickými kužeľmi Múr–Lysák a Vihorlat na obvode vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu, ako aj parazitické vulkanické kužele Sokolský potok a Levková.

Výsledky geologickoprieskumných prác sa stali aj podkladom na zhodnotenie metalogenetických pomerov v rudnom poli Remetské Hámre (BACSÓ – ĎUĎA, 1988). Autori opísali polymetalickú i vzácnekovovú mineralizáciu a v schéme časového vývoja mineralizácie vyčlenili štyri vývojové etapy zrudňovacích procesov.

Z hľadiska geotektonickej pozície Vihorlatské vrchy podľa LEXU et al. (1983) patria k bazaltovo-andezitovému až andezitovému vulkanizmu typu vulkanického oblúka, reprezentovanému dominantne andezitovými stratovulkánmi so zanedbateľným zastúpením diferencovaných hornín a subvulkanických intrúzií. Charakteristickou črtou pre tento typ andezitového vulkanizmu je zaradenie vulkánov do dobre definovateľných segmentov oblúka, paralelných s priebehom karpatského oblúka. Priestorová a časová distribúcia vulkanitov tohto typu bola priamo kontrolovaná subdukciou oceanického (?) podložja vonkajších flyšových jednotiek (BALLA, 1981; SANDULESCU, 1988; PÓKA, 1988).

Stratigrafická pozícia vulkanitov Vihorlatských vrchov

Vihorlatské vrchy tvoria morfológicky výrazný vulkanický masív na sv. okraji východoslovenskej neogénnej panvy (obr. 1), ktorý sa sformoval v priebehu neogénnej vulkanickej aktivity.

Vulkanické horniny ležia prevažne na nerovnom peneplenizovanom predneogénnom podloží (paleogén, humenské mezozoikum, karpatské bradlové pásmo), čiastočne na sedimentoch spodného miocénu a v južnej časti aj v prostredí neogénnych sedimentov (sarmat–spodný panón), alebo ich prekrývajú.

Ako zo všeobecného prehľadu doterajších názorov na stavbu a vývoj vulkanizmu vyplýva, názory na časový vývoj vulkanizmu vo Vihorlatských vrchoch sú rôzne. Čo sa týka časového vývoja vulkanizmu, najzávažnejšia bola predstava o mladom, prevažne pliocénnom veku andezitového vulkanizmu (SLÁVIK, 1968, 1969; SLÁVIK et al., 1968;

ORLICKÝ et al., 1970). O tejto predstave sa často diskutovalo a následne sa už od začiatku sedemdesiatych rokov spresňovala rádiometrickým výskumom. Hlavným a závažným výsledkom tohto výskumu bolo zistenie, že intermediárny andezitový vulkanizmus na východnom Slovensku pulzoval v období vrchný bádén–spodný panón. Výsledky sú zhrnuté a súhrnne publikované v prácach BAGDASARJAN et al. (1971), SLÁVIK et al. (1976), ĎURICA et al. (1978), VASS et al. (1978), REPČOK et al. (1988) a ich prehľad z pohoria Vihorlatských vrchov je uvedený v tab. 1 a na obr. 2.

Prvú revíziu názorov na časový vývoj vulkanizmu vo Vihorlatských vrchoch na základe rádiometrických vekov publikoval SLÁVIK et al. (1976). BACSÓ (1979) podľa novších biostratigrafických a rádiometrických údajov zaradil vulkanity Vihorlatských vrchov do vrchného bádenu až spodného panónu.

Z doteraz známych údajov o stratigrafickej pozícii vulkanitov pohoria vyplýva, že pomerne dobre je definovaný začiatok vulkanickej aktivity, a to predovšetkým na základe biostratigrafických údajov. Problémom ostáva podrobnejšie stratigrafické zaradenie andezitových komplexov budujúcich hlavnú masu pohoria a dokumentovanie vrchnej vekovej hranice vulkanickej aktivity, a to najmä pre nedostatok biostratigrafických údajov, ale aj v dôsledku niektorých rozporných a málo vierohodných rádiometrických údajov.

Pri stanovení sukcesie vulkanizmu v pohorí a stratigrafickej pozície vulkanických komplexov sme okrem biostratigrafických a rádiometrických údajov využili aj poznatky z vlastných terénnych výskumov, týkajúcich sa predovšetkým pozície jednotlivých vulkanických komplexov a ich vzájomných vzťahov.

V geologickej stavbe pohoria sme vyčlenili tri základné geneticko-stratigrafické komplexy vulkanických hornín (obr. 2):

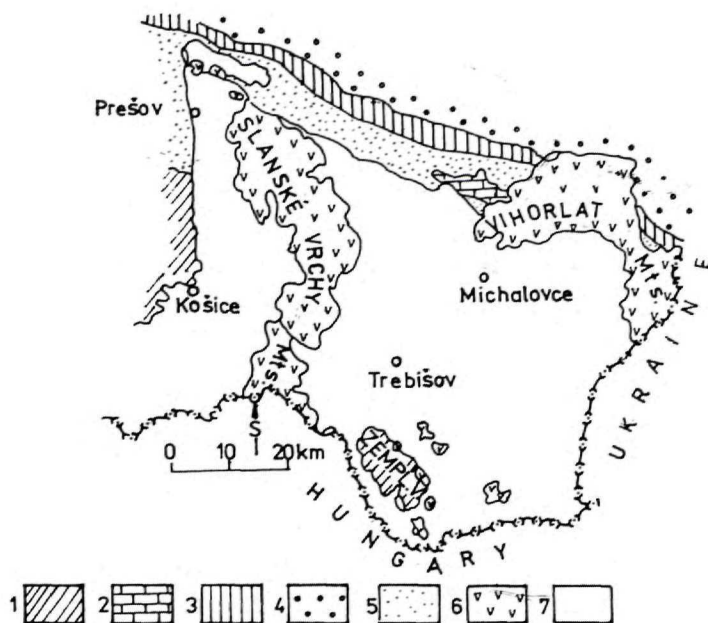
- ryodacity a ryodacitové tufy (vrchný bádén),
- extrúzie a vulkanoklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov (stredný sarmat) – viniansky komplex,
- andezitové stratovulkány (vrchný sarmat–spodný panón).

Ryodacity a ryodacitové tufy

K najstarším vulkanickým horninám vo Vihorlatských vrchoch patria ryodacitové tufy vystupujúce na povrch v údolí potokov Podhorodská a Beňatinská voda a západne od Vihorlatu pri Oreskom. V nadloží ryodacitových tufov pri Oreskom, ktoré SLÁVIK (1969) paralelizoval s horizontom hrabovských tufov, bola zistená mikrofauna z vrchného bádenu (GAŠPARIKOVÁ in SLÁVIK et al., 1964). Litologicky a petrograficky totožný horizont ryodacitových tufov v údolí potoka Beňatinská voda vystupuje v podloží sarmatských andezitov a vrtom Boroľa-2 v podloží tufov boli zistené sedimenty spodného bádenu (GAŠPARIKOVÁ – SLÁVIK, 1967). Ryodacitové tufy podobného charakteru boli zistené v podloží sarmatských andezitov aj vrtom pri Petrovciach, v južnej časti masívu Popriečny (SLÁVIK, 1969). Ryodacitové tufy BACSÓ (1979) zaradil k úvodnej acidnej formácii vrchnobádenského veku.

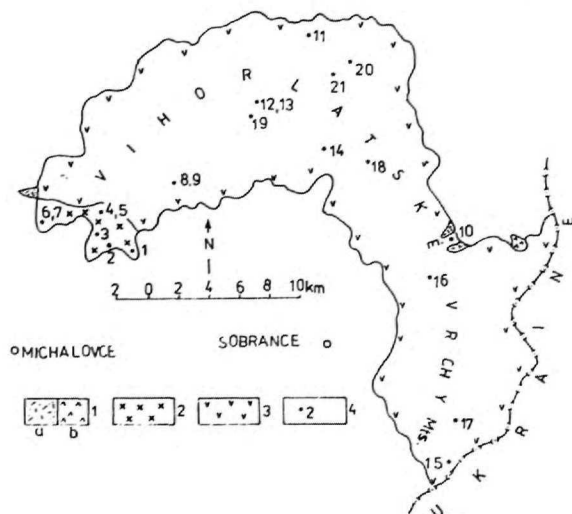
Na základe uvedených údajov ryodacitové tufy, vystupujúce na povrch len útržkovite, zaradíme do bádenu.

Spornou ostáva stratigrafická pozícia extruzívneho telesa ryodacitu jv. od obce Beňatina. SLÁVIK (1969) považuje ryodacit za faciálny a vekový ekvivalent granatických



Obr. 1 Situačná geologická mapa

1 – predterciérne jednotky veporika, gemerika a zemplinika (nečlenené), 2 – mezozoikum Humenských vrchov, 3 – karpatské bradlové pásmo, 4 – paleogén magurského flyšu, 5 – vnútrokarpatský paleogén, 6 – neovulkanity, 7 – sedimenty neogénu (nečlenené)



Obr. 2 Schéma členenia základných litostratigrafických celkov Vihorlatských vrchov

1 – ryodacitové tufy (a), ryodacity (b) – báden, 2 – extrúzie a vulkanoklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov (viniansky komplex) – stredný sarmat, 3 – andezitové stratovulkány – vrchný sarmat až spodný panón, 4 – miesta vzoriek rádiometrických vekov

Tab. 1 Výsledky rádiometrického datovania vulkanitov Vihorlatu

Por. č. vzorky	Pôvodné označenie vzorky	Lokalita	Názov horniny	Metóda stanovenia	Vek v Ma	Použitá literatúra
1	AV-35	Medveďova	aph-px andezit	K-Ar	11,75 ± 0,25	1
2	2-1065	Lancoška	aph-px andezit	K-Ar	11,95	3
3	3-1066	Vinné	aph-px andezit	K-Ar	11,90	3
4	4-1067	Šutová	aph-px andezit	K-Ar	11,70	3
5	AAD-22	Šutová	aph-px andezit	K-Ar	10,20 ± 0,50	2
6	5-1068	Tarnava	aph-px andezit	K-Ar	11,95	3
7	AAD-23	Tarnava	aph-px andezit	K-Ar	11,00 ± 1,00	2
8	6-1069	Klokočov	px andezit	K-Ar	11,70	3
9	AAD-20	Klokočov	px andezit	K-Ar	12,00 ± 0,70	2
10	7-1070	Podhorod'	px andezit	K-Ar	11,30	3
11	10-1073	Zempl. Hámre	px andezit	K-Ar	11,90	3
12	AAD-25	Vihorlat	px andezit	K-Ar	9,80 ± 0,20	2
13	AAD-26	Vihorlat	px andezit	K-Ar	9,20 ± 0,70	2
14	AAD-21	R. Hámre	px andezit	K-Ar	17,00 ± 0,60	2
15	AAD-27	Močidlá	px andezit	K-Ar	13,00 ± 2,10	4
16	AAD-29	Choňkovce	andezitodacit	K-Ar	11,40 ± 2,50	4
17	AV-38	Husák	dacitoandezit	K-Ar	11,00 ± 1,00	1
18	V-2345	R. Hámre	aph-px andezit	F-T	11,30 ± 0,70	5
19	V-1433	Vihorlat	aph-px andezit	F-T	11,30 ± 0,50	5
20	RHM-838	M. oko-Veža	aph-px andezit	F-T	11,00 ± 0,50	5
21	RH-6/180	M. oko	dior. porfýr	F-T	11,00 ± 0,50	5

Údaj sa nachádza v práci:

(1) BAGDASARJAN et al., 1971, (2) SLÁVIK et al., 1976, (3) ĎURICA et al., 1978, (4) VASS, 1977, (5) REPČOK et al., 1988

ryolitových tufov zistených vrtní v Podvihorlatskej uhoľnej panve (medziuhofná séria BRODŇANA et al., 1959 – vyšší sarmat).

BACSÓ (1979) teleso ryodacitu zaraďuje k úvodnej acidnej formácii vrchnobáden-ského veku.

Okrem skutočnosti, že teleso ryodacitu preráza sedimenty paleogénu a je prekryté mladšími sarmatskými lávovými prúdmi andezitov, nie sú k dispozícii biostratigrafické ani rádiometrické údaje na jeho presnejšie stratigrafické zaradenie. Jeho prienik spája-me s ryolitovo-dacitovou vulkanickou aktivitou vo vrchnom bádene.

Extrúzie a vulkanoklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov (viniansky komplex)

V juhozápadnej časti Vihorlatských vrchov medzi obcami Trnava pri Laborci a Kaluža vystupujú na povrch morfológicky výrazné extruzívne telesá amfibolicko-pyroxenických andezitov, ktoré sú čiastočne v severnej časti prekryté mladším stratovulkanickým komplexom pyroxenických andezitov. V zmysle KUTHANA in LEŠKO et al. (1964) ide o auto-metamorfované andezity 1. andezitovej fázy v strednom sarmate. SLÁVIK andezity definoval ako viniansko-závadský komplex, ktorý tvorí vinianske pole extruzív a ich časový a faciálny ekvivalent aglomeraticko-tufitická séria BRODŇANA et al. (1959) zistená vrtní v podvihorlatskej oblasti.

V podloží aglomeraticko-tufitickej série vystupujú sedimenty s mikrofaunou sarmatskej zóny s *Elphidium hauerinum* (PROKŠOVÁ in BRODŇAN et al., 1959) a v nadloží sedimenty s foraminiferovou mikrofaunou zóny s *Nonion granossum* (JENDREJÁKOVÁ et al., 1957). Extruzívny komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov ako celok má reverznú magnetickú polarizáciu (GNOJEK – KALIČIAK, 1990). Rádiometrické veku z tohto komplexu (tab. 1, vzorky 1–7) stanovené v rôznych laboratóriách sa pohybujú v rozpätí 10,2–11,95 mil. rokov, čo v podstate s výnimkou vzoriek 5 a 7 zaraďuje túto vulkanickú aktivitu podľa rádiometrickej časovej škály VASSA et al. (1985) do vrchnej časti stredného sarmatu.

Andezitové stratovulkány

Hlavnú a podstatnú časť pohoria Vihorlatských vrchov tvoria produkty explozívno-efuzívneho andezitového vulkanizmu. Všeobecným znakom vulkanickej aktivity eruptívnych centier je prevažne explozívny začiatok vulkanickej aktivity s postupným narastaním efuzívnej aktivity a zakončenie je charakterizované prienikmi intruzívnych telies. V podstate ide o monotónne vulkanické komplexy pyroxenických andezitov, ktoré však netvorí homogénny celok, ale vytvárajú samostatné vulkanické štruktúry – stratovulkány so zjavnou genetickou príslušnosťou k jednotlivým eruptívnym centrámi. Andezitové stratovulkány, ktoré sme v pohorí vyčlenili (Popriečny, Diel, Morské oko, Vihorlat, Sokolský potok, Kyjov), sa dajú dobre definovať centrálnymi zónami s reliktnými vulkanických kužeľov a hydrotermálne premenenými horninami s intrúziami andezitových a dioritových porfýrov, ďalej prechodnými vulkanickými zónami tvorenými vulkanickým plášťom a periférnymi vulkanickými zónami tvorenými prevažne redeponovanými pyroklastikami a epiklastikami.

Stratigrafická pozícia andezitových komplexov zúčastňujúcich sa na stavbe takto vyčlenených stratovulkánov sa v minulosti interpretovala rozlične.

V stavbe andezitových stratovulkánov sa neprejavili výraznejšie etapy denudácie, a preto môžeme predpokladať, že vznikli v relatívne krátkom časovom intervale. Vychádzame pritom aj z poznatkov o časovom intervale vzniku recentných vulkánov obdobného rozsahu a stavby, pri ktorých sa časový interval vzniku pohybuje rádovo od desiatok po prvé stotisíce rokov. O približne rovnakom čase vzniku všetkých vyčlenených andezitových stratovulkánov zasa svedčia vzájomné vzťahy litofácií jednotlivých stratovulkánov, ktoré sa v miestach styku prstovite prekrývajú.

Problémom však naďalej ostáva stanoviť spodnú a vrchnú vekovú hranicu tejto vulkanickej aktivity. Je však potrebné korigovať názor o spodnosarmatskom až vrchnobádenskom veku andezitovej vulkanickej aktivity (1. intermediárna formácia v zmysle BACSÓA, 1979, 1986), a to z viacerých dôvodov.

Andezitové komplexy stratovulkánov vystupujú v pozícii nad sedimentmi jury, kriedy bradlového pásma, humenským mezozoikom, sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu a spodného miocénu (báden). V juhozápadnej časti Vihorlatu andezity stratovulkánu Kyjov vystupujú v pozícii nad biostratigraficky i rádiometricky doloženom vinianskom komplexe andezitov stredného sarmatu, čo vzhľadom na približne rovnaký čas vzniku andezitových stratovulkánov je dôležitým argumentom o ich mladšom veku než stredný sarmat.

Na zaradenie tejto vulkanickej aktivity už do vrchného bádenu nie sú k dispozícii žiadne biostratigrafické údaje, a rádiometrické veky (vz. 14 a 15 v tab. 1) nie sú na to dostatočným argumentom. Pyroxenický andezit od Remetských Hámrov s rádiometrickým vekom $17 \pm 0,6$ Ma je v protiklade nielen s údajmi o veku andezitovej vulkanickej aktivity v tejto oblasti, ale aj na východnom Slovensku a prítomnosť andezitov spodnobádenského veku vo Vihorlate je málo pravdepodobná až vylúčená (SLÁVIK et al., 1976).

Podobne rádiometrický vek andezitu od Vyšného Nemeckého (vz. 15 – tab. 1) vrchnobádenského veku je zaťažný pomerne veľkou toleranciou $\pm 2,1$ Ma a je v protiklade s doterajšími geologickými poznatkami a faktami, ako aj biostratigrafickými údajmi.

Ďalšou doteraz veľmi diskutovanou otázkou je hlavne vrchná veková hranica vulkanickej činnosti v pohorí.

V stavbe vulkanického pohoria Vihorlatských vrchov SLÁVIK (1969) vyčlenil dve vekovo odlišné štruktúrne etáže (spodná: stredný pliocén, pont, vrchná: levant) na základe prítomnosti zvrstvených andezitových tufov, tufitov, tufitických ílov s uhoľným pigmentom v stratovulkanickom andezitovom komplexe (vrt RH-1). Tento sedimentárno-vulkanický horizont autor litologicky koreloval so sejkovským pliocénnym uhoľnosným súvrstvím. Tento horizont, ako aj horizont tufov a tufitov zistený vrtmi VH-9 a VH-13, zaradený BACSÓOM (1979) k spodnej uhoľnej sérii BRODŇANA et al. (1959) sarmatského veku, má len lokálny vývoj a zodpovedá rôznym litofáciám redeponovaných tufov a epiklastík v rámci stavby andezitových stratovulkánov.

Podľa nášho názoru tieto horizonty tufov a tufitov, vystupujúce v rámci stavby andezitových stratovulkánov, korelované len litologicky bez stratigrafických údajov nedávajú dôvod vyčleňovať v rámci stavby andezitových stratovulkánov dva stratigraficky odlišné celky, resp. dve vekovo odlišné vulkanické formácie (prvá a tretia intermediárna formácia podľa BACSÓA, 1979).

V podobnom zmysle možno korigovať aj názor o pliocénnom veku andezitových stratovulkánov na základe pozície sejkovského pliocénneho uhl'onosného súvrstvia v nadloží pyroxenických andezitov spodnej štruktúrnej etáže v západnej časti stratovulkánu Popriečny (SLÁVIK, 1969).

Pri geologickom mapovaní sme zistili, že andezity vystupujúce v podloží tohto sedimentárneho súvrstvia sú faciálnym ekvivalentom najmladších vrcholových andezitov stratovulkánu Popriečny, ktoré vo forme lávových prúdov a s nimi asociujúcich epiklastík laterálne prechádzajú až do periférnej vulkanickej zóny stratovulkánu, kde ich pokrývajú tieto mladšie sedimenty.

Pliocénny vek vulkanizmu vylučujú aj poznatky z vrtnu CH-1 pri Baškovciach, kde v podloží sedimentov panónu vystupujú redeponované pyroklastiká a epiklastiká andezitov litologicky prislúchajúce k najmladším členom stratovulkánov Diel a Popriečny (PLANDEROVÁ in VASS et al., 1986).

Na základe uvedených poznatkov a faktov vulkanickú aktivitu, počas ktorej vznikli andezitové stratovulkány Vihorlatských vrchov, kladieme do obdobia vrchného sarmatu až spodného panónu, ako to dokumentuje aj prevažná časť rádiometrických vekov v tab. 1 (vzorky 8–13 a 16–21).

Geologická stavba a litologicko-petrografická charakteristika vulkanitov Vihorlatských vrchov

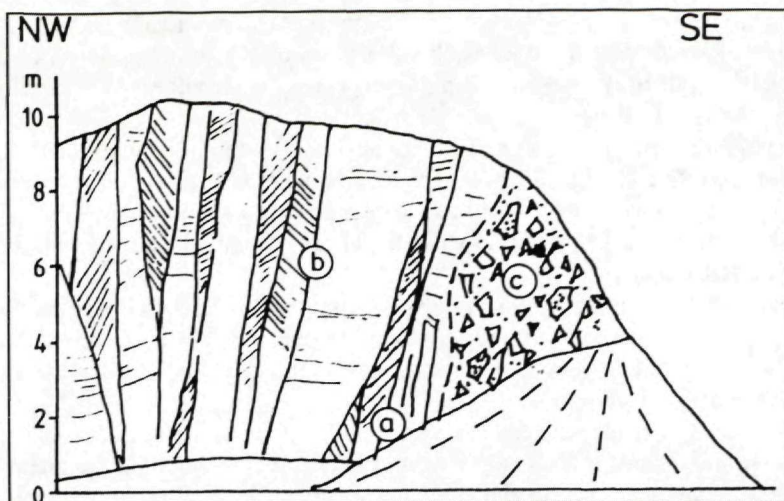
V geologickej stavbe Vihorlatských vrchov vyčleňujeme tri základné geneticko-stratigrafické komplexy neogénnych vulkanitov, ktoré sa navzájom odlišujú svojou pozíciou, litologicko-petrografickou charakteristikou, formami vulkanických telies a vekom.

Ryodacitu a ryodacitové tufy (vrchný bádén)

Ryodacitové vulkanity bádenu v skúmanom území reprezentuje extruzívne teleso ryodacitu a poloha redeponovaných ryodacitových tufov.

Extrúzie ryodacitu

Juhovýchodne od obce Beňatina v zóne styku vnútrokarpatského paleogénu a bradlového pásma vystupuje na povrch teleso ryodacitu, pravdepodobne extruzívneho typu, situované v smere SZ–JV. Vo svojej východnej časti je čiastočne prekryté lávovými prúdmi pyroxenických andezitov sarmatu prislúchajúcimi k stratovulkánu Popriečny. Jeho stredné časti (odkryté v kameňolome) tvorí svetlý autometamorfovaný ryodacit s akcesorickým granátom. Hornina je silicifikovaná a miestami pyritizovaná s blokovitou odlučnosťou. Okraj telesa s hrúbkou okolo 5 m tvorí tmavý sklovitý ryodacit s fluidálnymi textúrami (330/90). Vo východnej časti kameňolomu na styku ryodacitu a sedimentov paleogénu je vyvinutá peperitová brekcia s fragmentmi sklovitého ryodacitu v ílovito-piesčitom matrice. Schematická stavba ryodacitového telesa z kameňolomu je na obr. 3.



Obr. 3 Extrúzia ryodacitu (lom v doline Beňatinská voda východne od obce Beňatina)
 a – tmavý sklovitý ryodacit (fluidalita 330/90–85°), b – svetlý autometamorfovaný ryodacit so stĺpcovitou odlučnosťou, c – peperitová brekcia (úlomky sklovitého ryodacitu a paleogénnych sedimentov v piesčitom matrice)

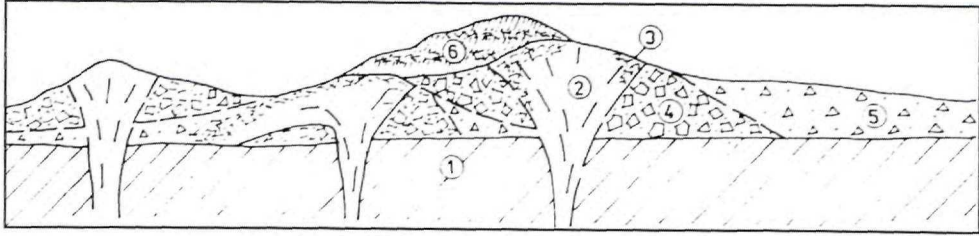
Ryodacitové tufy vystupujú na povrch v údolí potokov Beňatinská a Podhorod'ská voda jz. od obce Podhorod' v segmente tektonicky obmedzenom zlomami sz.-jv. smeru v podloží redeponovaných andezitových pyroklastík stratovulkánu Diel. Hrúbka polohy ryodacitových tufov overená vrtom Boroľa-2 tu dosahuje 120 m (GAŠPARIKOVÁ – SLÁVIK, 1967).

Litologicky podobné ryodacitové tufy zo súvrství bádenu pri Oreskom opísal a paralelizoval s hrabovskými tufmi SLÁVIK (1964). Redeponované ryodacitové tufy sú jemnozrné, prevažne aleuriticko-pelitické, svetlosivej až zelenkastej farby. Tufy sú dobre triedené. Ich primárny charakter do značnej miery zastierajú procesy bentonitizácie a zeolitizácie. Makroskopicky sú v tufoch rozlíšiteľné šupinky biotitu a zriedkavejšie zrná granátu.

Extrúzie a vulkanoklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov vinianskeho komplexu (stredný sarmat)

Komplex zahŕňa extrúziívne telesá amfibolicko-pyroxenických andezitov vrátane asociujúcich extrúziívnych brekcií a vulkanoklastiká overené vrtmi v podvihorlatskej oblasti, označované BRODŇANOM et al. (1959) ako aglomeraticko-tufitická séria. Ich paralelizáciu s povrchovými produktmi urobil SLÁVIK (1969).

K vinianskemu komplexu na základe štruktúrnej pozície v podloží mladších andezitových stratovulkánov zaraďujeme aj lávové prúdy (extrúzie?) porfýrických, sčasti leukokratických pyroxenických andezitov z oblasti kóty Marečková (402) severne od Vinianskeho jazera a z oblasti južne od Kamenice nad Cirochou. Schéma stavby vinianskeho komplexu je na obr. 4.



Obr. 4 Schéma stavby vinianskeho komplexu

1 – podložie vinianskeho komplexu (prevažne sedimenty bádenu a spodného sarmatu), 2 – masívne časti extruzívnych telies s blokovitou odlučnosťou a prejavmi autometamorfných premien, 3 – extruzívne brekcie s lávovým matrixom, 4 – hrubé extruzívne brekcie s klastickým matrixom, 5 – re-deponované vulkanoklastiká (aglomerátovo-tufitická séria BRODŇANA et al., 1959), 6 – lávové prúdy porfýrických, sčasti leukokratných pyroxenických andezitov Marečkovej

Extruzívne telesá a ich brekcie vystupujú v oblasti Trnava pri Laborci – Vinné – Kaluža. Jednotlivé telesá tvoria morfológicky výrazné formy (kóty Viniansky hrad, Šutová, Veľký a Malý Senderov, Hôrka a ďalšie). Ich prierez je približne izometrický až nepravidelne eliptický, s maximálnym rozmerom 2 x 1,2 km (teleso Veľký Senderov). Andezitové extrúzie tvoria masívny sivý až hnedastý porfýrický andezit s prejavmi slabej autometamorfnnej premeny. Pri okrajoch je andezit výraznejšie oxidovaný. Strmý a často vejárovitý priebeh fluidálnych textúr a odlučnosti potvrdzuje domatickú formu telies. Časté sú v nich strmé až vertikálne zóny drvenia.

Na okrajoch extruzívnych telies možno pozorovať prechody do extruzívnych brekcií tvorených angulárnymi fragmentmi autometamorfovaných (zelenkastých až hnedých) aj sklovitých (tmavých) variet andezitu. Obmedzenie fragmentov je miestami neostre, splyvajúce s matrixom, ktorý je lávového charakteru a v dôsledku drvenia a premeny má svetlejšiu farbu. Externejšie od extruzívnych telies matrix brekcií nadobúda klastický charakter a široké priestory medzi extruzívnymi telesami sú tvorené akumuláciami blokových chaotických brekcií s hrubopiesčitým detritickým matrixom.

Z petrografického hľadiska extrúzie vinianskeho komplexu tvorí amfibolicko-hyperstenický andezit s výrastlicami plagioklasu (An_{65-70} , veľkosť 1–3 mm, obsah 25–35 %), hyperstenu (veľkosť 0,5–2 mm, obsah 4–8 %) a opacitizovaného zelenkavého amfibolu (veľkosť 2–4 mm, obsah 2–5 %). Základná hmota je hyalopilitická až pilotaxitická.

Vzhľadom na mladšie andezitové stratovulkány Vihorlatských vrchov rovnakú štruktúrnú pozíciu v ich podloží zaujímajú aj lávové prúdy porfýrických, sčasti leukokratných pyroxenických andezitov z oblasti kóty Marečková (severne od Vinianskeho jazera) a lávové prúdy južne od obce Kamenica nad Cirochou v zárezoch dolín Voňarský jarok a Kamenica. Lávové prúdy tvorí masívny až brekciovitý rozpučaný andezit vo vrchnej časti s prechodmi do blokových lávových brekcií. V oblasti Kamenice sú andezity miestami postihnuté drvením a argilitizáciou. Hrúbka lávových prúdov dosahuje až 100 m.

Z petrografického hľadiska lávové prúdy tvorí stredno- až hruboporfýrický leukokratný pyroxenický andezit s výrastlicami plagioklasu (veľkosť 1–4 mm, obsah 25–30 %), hyperstenu (veľkosť 0,5–2 mm, obsah 3–5 %), augitu (veľkosť 0,5–1,5 mm, obsah 0,2–2 %). Základná hmota je mikropoikiliticko-mikrolitická až mikroliticko-pilotaxitická.



Andezitové stratovulkány (vrchný sarmat–spodný panón)

V priebehu explozívno-efuzívnej aktivity v období vrchného sarmatu až spodného panónu sa vytvorili dve výrazné reťaze andezitových stratovulkánov (príloha 1, 2).

– východná reťaz sz.-jv. smeru zahŕňa morfológicky izolované stratovulkány Popriečny, Diel a Morské oko,

– západnú reťaz jz.-sv. smeru tvoria morfológicky splyvajúce stratovulkány Kyjov, Sokolský potok, Vihorlat po Morské oko, v oblasti ktorého sa obe vulkanické reťaze spájajú.

Andezitové stratovulkány východnej reťaze predstavujú bezprostredné pokračovanie rozsiahlejšieho systému vulkánov vihorlatsko-gutinského pohoria, ktorý z oblasti východného Slovenska pokračuje cez Zakarpatskú Ukrajinu až do Rumunska. Výrazné usporiadanie stratovulkánov v sz.-jv. smere indikuje ich väzbu na zlomový systém uvedeného smeru, ktorý zohral významnú úlohu pri založení eruptívnych centier, ako aj pri ďalšom vývoji vulkanických štruktúr.

Naproti tomu stratovulkány západnej reťaze sa nám vzhľadom na vulkanickú reťaz sz.-jv. smeru javia ako parazitické, ktoré predstavujú laterálne vyznievanie magmatickej aktivity pozdĺž systému priečných zlomov jz.-sv. smeru, čo sa odráža v ich menších rozmeroch, ako aj v užšom diferenciačnom spektre magmatických hmôt.

Stratovulkán Popriečny

Stratovulkán predstavuje najvýchodnejšie situovanú vulkanickú štruktúru na našom území. Podstatná časť stratovulkánu s jeho centrálnou vulkanickou zónou je za štátnou hranicou na území Ukrajiny. Na našom území je zachovaná časť stratovulkanického kužeľa, prechodná a periférna zóna západnej časti stratovulkánu (obr. 5). Vulkanické komplexy periférnej vulkanickej zóny sú približne od línie Choňkovec – Tibava – Vojnatina – Krčava prekryté mladšími uloženinami panónu až kvartéru Východoslovenskej nížiny.

Pri severnom okraji stratovulkánu (ktorý je do značnej miery modifikovaný eróziou) vystupujú v jeho podloží sedimenty vnútrokarpatského paleogénu a ďalej na S segment bradlového pásma. V bezprostrednom podloží stratovulkanickej stavby jv. od Beňatiny vystupuje ryodacitové teleso extruzívneho charakteru bádenského veku.

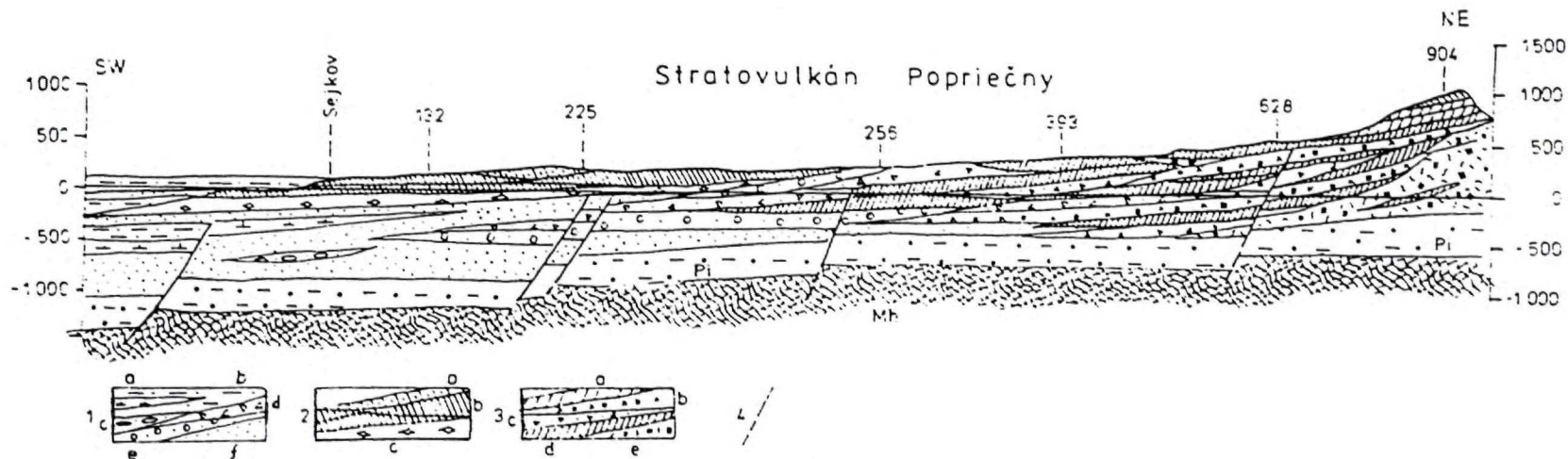
Stratovulkán sa vyznačuje reliéfom, ktorý na zakrivenom hrebeni pozdĺž štátnej hranice s Ukrajinou dosahuje nadmorskú výšku 900–1 000 m.

V smere na sever, západ a juhozápad reliéf strmo klesá a prechádza do plochých chrbtov oddelených údoliami s radiálnou orientáciou vzhľadom na oblasť eruptívneho centra, ktoré sa nachádza na území Ukrajiny, približne 4–5 km za štátnou hranicou.

Na základe štruktúrno-vulkanologickej a litofaciálnej analýzy v stavbe stratovulkánu vyčleňujeme spodnú a vrchnú štruktúrnu etáž.

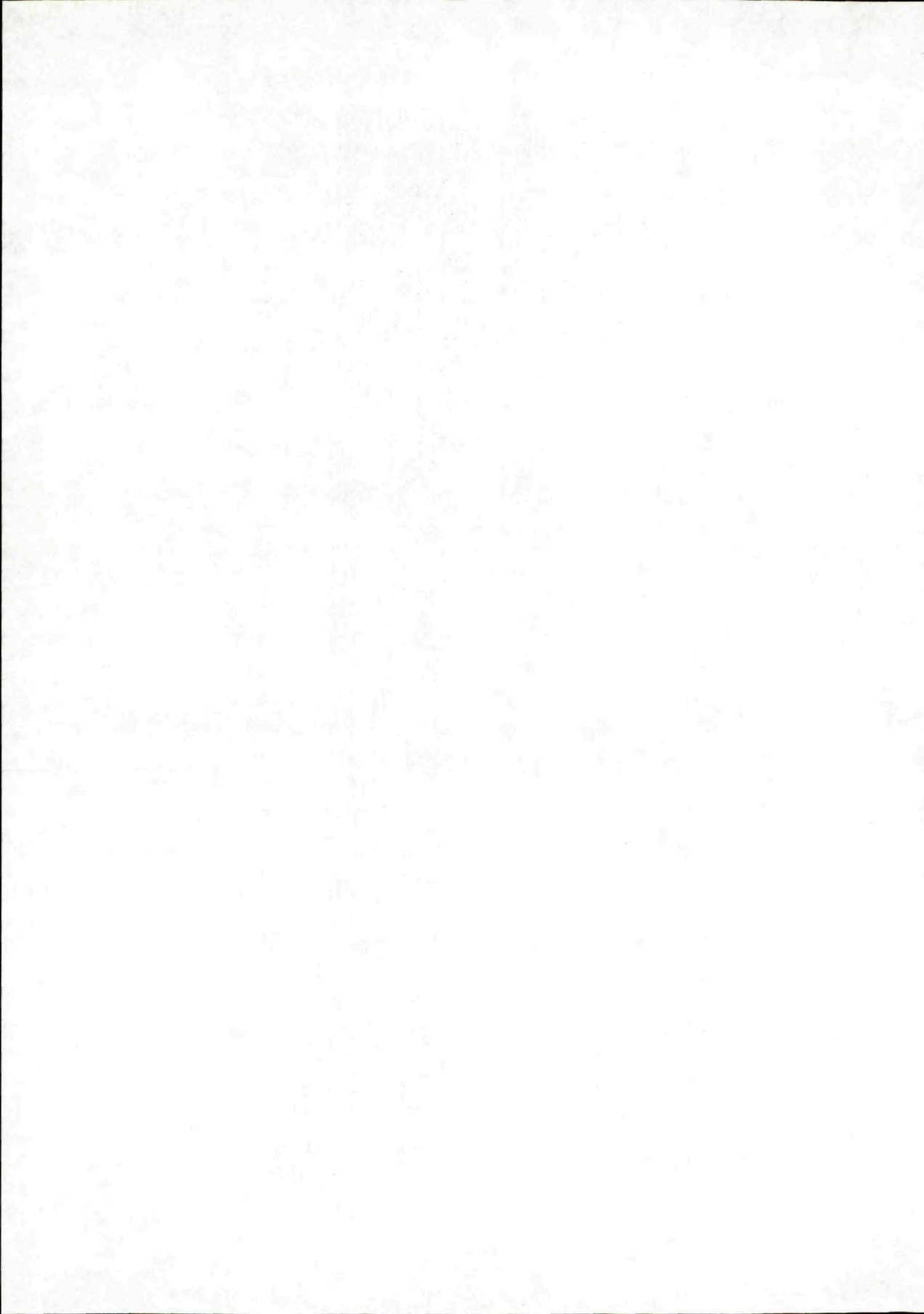
1. *Spodná štruktúrna etáž* (komplex Popriečny) predstavuje fundamentálnu časť stratovulkánu a zahŕňa reliktný kužeľ stratovulkanického typu, časť prechodnej vulkanickej zóny so stratovulkanickým štýlom stavby a periférnu vulkanickú zónu budovanú prevažne redeponovanými fáciami vulkanoklastických hornín.

Relikt stratovulkanického kužeľa je zachovaný v blízkosti štátnej hranice a zahŕňa vrcholové časti horského masívu Popriečneho, t. j. vrcholy Taščiny,



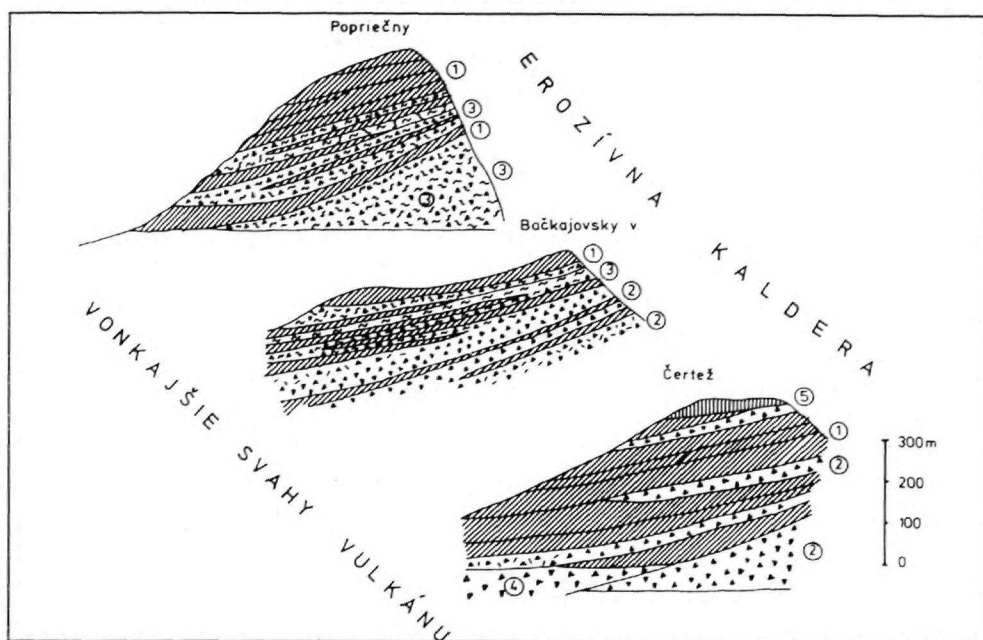
Obr. 5 Geologický rez stratovulkánom Popriečny

1a – jemnozrnné tufitické sedimenty, b – siltovce a ílovce, c – drobné konglomeráty, d – epiklastické brekie, e – hrubé epiklastické konglomeráty, f – epiklastické pieskovce; 2a–c komplex Petrovce: a – hruboporfýrické, často sklovité a leukokratné andezity až bazaltoidné andezity, b – afanitické a strednoporfýrické, často sklovité a leukokratné andezity až bazaltoidné andezity, c – redeponované pemzové tufy; 3a–e komplex Koňuš: a – strednoporfýrický andezit bohatý na pyroxény, b – brekie pyroklastických prúdov, c – redeponované pyroklastiká, d – lávové prúdy drobnoporfýrických pyroxenických andezitov, e – nečlenené autochtónne pyroklastiká (aglomeráty, vulkanické brekie); 4 – zlom



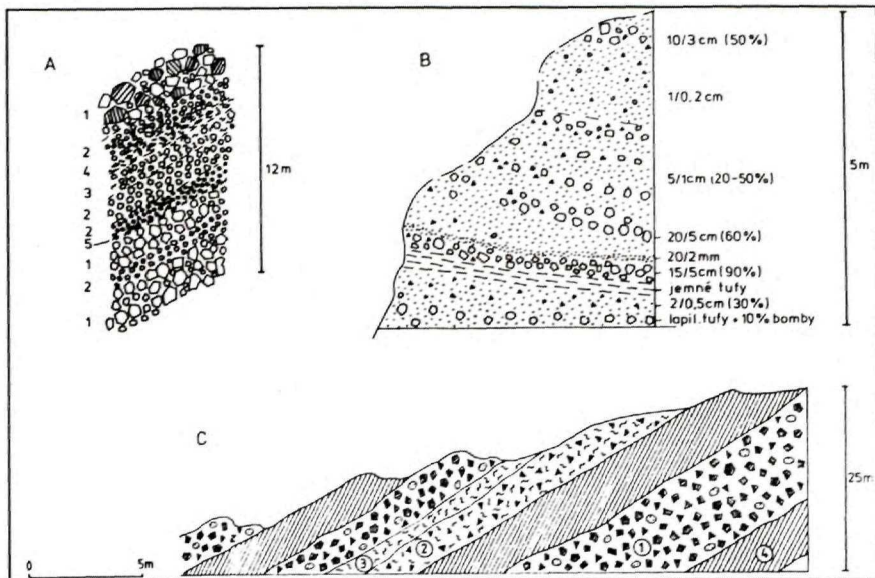
Bačkajovský vrch a Popriečny. Rozhranie kužeľa voči prechodnej vulkanickej zóne (t. j. stratovulkanickému plášťu) sa kladie do oblastí, kde úklony pyroklastických uloženín a lávových prúdov dosahujú okolo 18–20° a stúpa relatívne zastúpenie mocnejších lávových prúdov. Spodnejšie úrovne kužeľa (t. j. hlbšie od povrchu) sú priaznivo odkryté v hlbokých zárezoch radiálne orientovaných údolí, ako je dolina Koromľanského potoka, dolina pod Stredným Temlovom, dolina Suchého potoka až po jej záver pod Bačkajovský vrch a čiastočne tiež v doline Syrového potoka a Beňatinskej vody. Na stavbe spodnejších úrovní kužeľa sa uplatňujú prevažne uloženiny autochtónnych pyroklastík reprezentované nepravidelne sa striedajúcimi hruboblokovými aglomerátmi, vulkanickými brekciami s troskovo-lapilovým matrixom a uloženiny pyroklastických prúdov s primárnymi sklonmi okolo 25°.

Vo vyšších úrovniach kužeľa vystupujú tenké a často brekciovité lávové prúdy s výrazným periklinálnym uložením s úklonmi 20–25°, striedané polohami pyroklastík (obr. 6). Vrchné časti kužeľa sú tvorené zväčša lávovými prúdmi drobnoporfýrického až afanitického pyroxenického andezitu a v niektorých častiach kužeľa nadobúdajú až charakter efuzívneho komplexu bez pyroklastických polôh. V severnej časti je to efuzívny komplex orientovaný v smere od Popriečného vrchu na SZ a v juhozápadnom sektore je to efuzívny komplex od oblasti s vrcholom Čertež v smere na JZ. Charakter stavby relikto-
vulkanického kužeľa schematicky znázorňuje obr. 7. Periklinálne úklony lávových prúdov indikujú pozíciu erupčívneho centra na území Ukrajiny za štátnou hranicou.



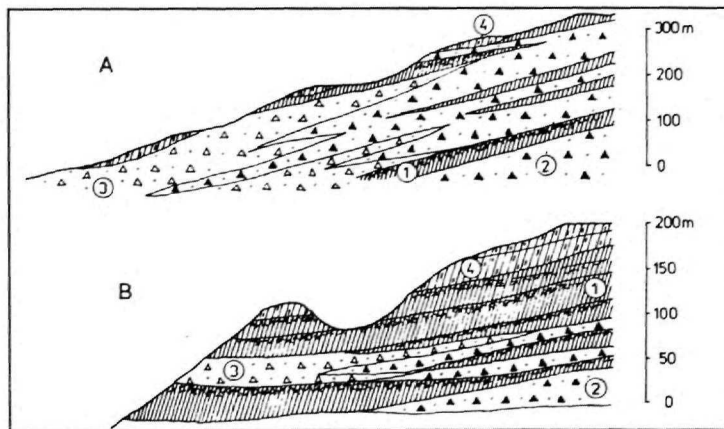
Obr. 6 Schéma stavby vulkanického kužeľa stratovulkánu Popriečny

1 – lávové prúdy spodnej štruktúrnej etáže (komplex Popriečny), 2 – vulkanické brekcie, 3 – aglomeráty a tufy (sčasti redeponované), 4 – epiklastiká (prevažne epiklastické brekcie), 5 – lávové prúdy vrchnej štruktúrnej etáže (komplex Petrovce)



Obr. 7 Litologická stavba kužeľa vulkánu Popriečny

A – hrebeň severne od kóty 904 Čertež: 1 – vulkanické brekcie s blokmi do 0,5 m a viac, 2 – aglomeráty variabilnej zrnitosti, 3 – aglomerát s väčšou proporciou tufového matrixu bohatého na pemzu, 4 – pemzový tuf; B – Záver doliny Koňuš (čísla udávajú max./priem. zrnitosť a % fragmentov); C – Svahy hrebeňa s. od kóty 904 Čertež: 1 – vulkanické brekcie, 2 – aglomeráty, 3 – lapilové tufy, 4 – lávové prúdy (vo vrchnej časti troskovité lávové brekcie)



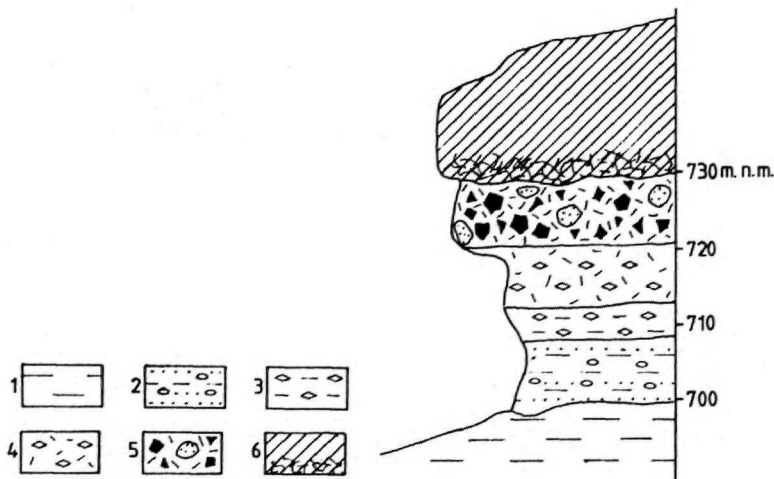
Obr. 8 Stavba prechodnej vulkanickej zóny stratovulkánu Popriečny – východne od obce Koňuš (A) – južne od obce Beňatina (B)

Spodná štruktúrna etáž (komplex Popriečny): 1 – lávové prúdy drobnoporfýrického pyroxenického andezitu, 2 – redeponované a sčasti autochtónne pyroklastiká, 3 – epiklastiká a redeponované pyroklastiká. Vrchná štruktúrna etáž (komplex Petrovce): 4 – lávové prúdy hruboporfýrického leukokratiného pyroxenického andezitu

Prechodná vulkanická zóna (stratovulkanický plášť) je až po hranice periférnej zóny budovaná v spodnej časti prevažne redeponovanými pyroklastickými horninami a epiklastickými brekciami, vo vyšších úrovniach stavby prechodnej zóny prístupujú lávové prúdy (obr. 8).

Na báze vulkanického komplexu prechodnej vulkanickej zóny (v doline Beňatinská voda) pri sz. okraji stratovulkánu je uložené súvrstvie epiklastických pieskoviec až siltovcov, čo poukazuje na skutočnosť, že v počiatocnom období vývoja vulkanickej štruktúry uloženie redeponovaných facií prebiehalo vo fluvialno-limnickom prostredí, ktoré zasahovalo podstatne bližšie k okrajom pyroklastického kužeľa. V nasledujúcom štádiu v súvislosti s priestorovým rozšírením stratovulkanickej stavby súvrstvie epiklastických pieskoviec až siltovcov pokrývajú hruboulomkovité vulkanoklastické horniny a lávové prúdy. Fluvialno-limnické prostredie sa v tomto štádiu presúva externejšie do oblasti novovznikajúcej proluvialnej roviny v rámci periférnej vulkanickej zóny.

Bazálne súvrstvie vulkanického komplexu je vďaka erózii odkryté tiež pri severnom okraji stratovulkánu (svahy Beňatinský les, východne od obce Beňatina), kde je prechodná zóna značne redukovaná denudáciou a periférna zóna chýba (obr. 9). Na sedimentoch paleogénu je najprv uložené súvrstvie epiklastických pieskoviec s vložkami polymiktných konglomerátov, vyššie nasledujú súvrstvia redeponovaných pemzových tufov s vložkami siltovcov so zvyškami flóry, uložené vo fluvialno-limnickom prostredí. V nadloží dochádza k prekrytiu hrubými až blokovými vulkanickými brekciami, ktoré v tomto štádiu indikujú blízkosť okrajov pyroklastického kužeľa, a vyššie lávovými prúdmi. Uvedená sekvencia opäť dokumentuje výrazný rast vulkanickej aktivity, ktorá v počiatocnom štádiu produkuje explozívny materiál a neskoršie lávové prúdy.



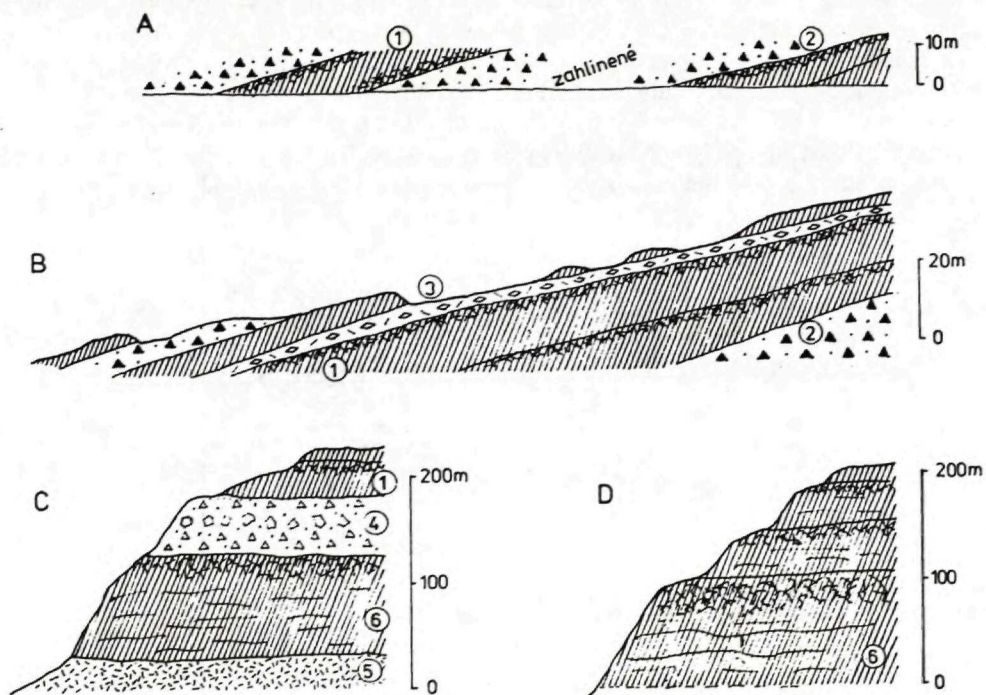
Obr. 9 Litologický profil bazálnej časti vulkanického komplexu Popriečny (svahy pod Beňatinským lesom východne od obce Beňatina)

1 – sedimenty paleogénu, 2 – epiklastické pieskovce a siltovce s vložkami valúnov nevolkanických hornín, 3 – redeponované tufy s vložkami siltovcov, 4 – redeponované pemzové tufy, 5 – hrubé až blokované vulkanické brekcie, 6 – lávový prúd pyroxenického andezitu (v bazálnej časti brekciovitý)

Lávové prúdy, ktoré v rámci kužeľa dosahujú spravidla hrúbku niekoľko metrov a vyznačujú sa intenzívnou brekciáciou, pri prechode do prechodnej vulkanickej zóny evidentne zväčšujú svoje hrúbky a pri rozhraní s periférnou vulkanickou zónou dosahujú 15–30 m a ojedinele i viac. Akumulovanie väčšieho počtu lávových prúdov nad sebou a ich orientácia poukazujú zreteľne na existenciu paleoúdolí, ktoré sa vyvíjali na svahoch vulkánu v neskorších vývojových štádiách spodnej vulkanickej stavby. Schematicky je stavba prechodnej vulkanickej zóny Popriečného znázornená na obr. 10.

Periférna vulkanická zóna, ktorá lemuje stratovulkanickú stavbu pri jej západnom okraji, predstavuje oblasť depozície prevažne vo fluviálno-limnickom prostredí. Od rozhrania s prechodnou zónou v smere na Z dochádza k postupnému vystriedaniu hruboúlomkovitých facií stredno- až jemnozrnnými faciami, čo je možné ilustrovať na rade litologických profilov v priestore medzi obcami Porúbka a Vojnatina (obr. 11).

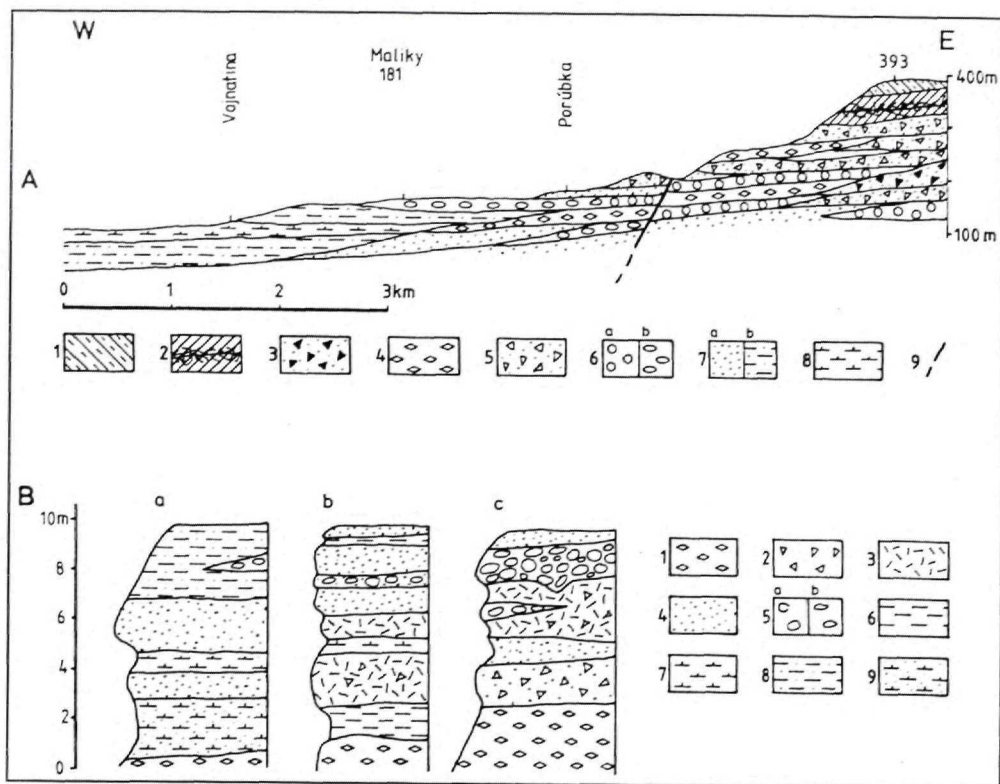
2. *Vrchná štruktúrna etáž* (komplex Petrovce) je tvorená takmer výlučne lávovými prúdmi stredno- až hruboporfýrických pyroxenických andezitov, sčasti leukokratného



Obr. 10 Príklady stavby prechodnej vulkanickej zóny stratovulkánu Popriečny (A, B – oblasť v. od Porúbky, C, D – oblasť jv. od Beňatiny)

1 – lávové prúdy s brekciami typu AA, 2 – redeponované pyroklastiká, 3 – tufy, pemzové tufy, 4 – epiklastiká, 5 – epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy, 6 – mocnejšie lávové prúdy s brekciami typu block – lava

charakteru. V podloží niektorých prúdov sú zachované polohy pyroklastického materiálu tvorené pemzovými tufmi s vložkami epiklastických pieskocov až siltocov s redeponovanými pyroklastickými brekciami (obr. 12), ktoré svedčia o tom, že počiatočná fáza vývoja vrchnej štruktúrnej etáže mala explozívny charakter. Priestorové rozloženie reliktovej lávovej prúdov na povrchu staršej stavby poukazuje zreteľne na výplne erozívnych paleoúdolí orientovaných radiálne k pozícii erupčívneho centra. V smere od S na J sú to: 1 – paleoúdolie sz.-jv. smeru od štátnej hranice v smere na Beňatinský les, 2 –



Obr. 11 Schéma stavby periférnej vulkanickej zóny stratovulkánu Popriečny (A – rez, B – litologické profily v úseku Vojnatina–Porúbka)

A: 1 – hruboporfýrický leukokratný andezit (vrchná štruktúrna etáž – komplex Petrovce); 2 – stredoporfýrický pyroxenický andezit (spodná štruktúrna etáž – komplex Popriečny); 3 – redeponované pyroklastiká; 4 – redeponované pemzové tufy; 5 – epiklastické vulkanické brekcie; 6 – epiklastické vulkanické konglomeráty: a – hrubé, b – drobné; 7 – epiklastické vulkanické pieskovec: a – hrubozrné a stredozrné, b) s vložkami epiklastických siltocov; 8 – jemnozrné tufy a tufity; 9 – zlom. B: 1 – redeponované pemzové tufy; 2 – epiklastické vulkanické brekcie; 3 – hrubozrné epiklastické pieskovec; 4 – stredozrné a jemnozrné epiklastické pieskovec; 5 – epiklastické vulkanické konglomeráty: a – hrubé, b – drobné; 6 – epiklastické vulkanické siltovce; 7 – epiklastické vulkanické ílovec; 8 – alcuritické tufity; 9 – pelitické tufity

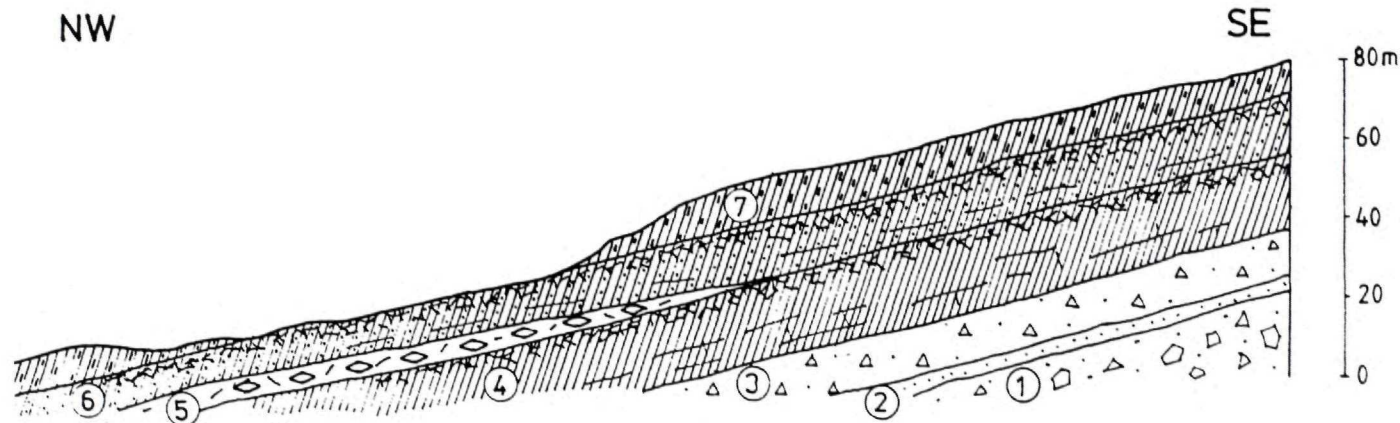
paleoúdolie od štátnej hranice na St. Koňuš – Hornianske vrchy – Choňkovce, 3 – paleoúdolie z.-v. smeru od kóty Taščiny na M. Ščob, ktoré sa na západ vejárovite rozširuje, 4 – paleoúdolie od štátnej hranice v smere na JZ na kótu Haseník, ďalej Petrovce – Krčava. Výplň posledného paleoúdolia, ktoré sa v oblasti prolúviálnej roviny rozširuje do širokého plochého vejára, tvorí sukcesia početných lávových prúdov hruboporfýrického leukokratného andezitu a strednoporfýrického pyroxenického andezitu, ktoré prekrývajú súvrstvie epiklastických pieskvcov až siltovcov. V dôsledku kontaktu s vodným prostredím dochádza v lávových prúdoch ku vzniku sklovitej základnej hmoty a v obmedzenej miere aj ku vzniku hyaloklastických brekcií (obr. 13).

Celkove má stratovulkán Popriečny výrazne asymetrickú stavbu: smerom na S sú jednotlivé zóny užšie, lávové prúdy rýchle nadobúdajú väčšiu hrúbku a subhorizontálne uloženie, svedčiacie o stúpajúcom reliéfe podložia v období vulkanickej aktivity. Naopak, smerom do poklesávajúcej nížiny má stratovulkán mohutný vývoj. Asymetria sklonov v oblasti vulkanického kužeľa indikuje aj postvulkanickú subsidenciu bloku na JZ od zlomového pásma sz.-jv. smerujúceho do centrálnej časti stratovulkánu (pozri časť o štruktúre podložia).

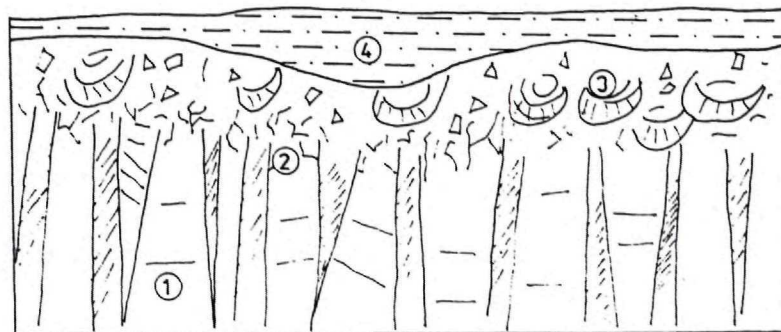
Litologicko-petrografické charakteristiky stratovulkánu Popriečny

Spodná štruktúrna etáž (komplex Popriečny) sa vyznačuje miernou prevahou explozívnych facií nad efuzívnymi. Pre oblasť kužeľa (hlavne jeho nižšie úrovne) sú charakteristické autochtónne pyroklastiká, v rámci ktorých sú bližšie špecifikované „hrubé vulkanické brekcie a aglomeráty“ (svahy doliny Suchého potoka pod Bačkejovským vrchom). Brekcie sú tvorené explozívnymi fragmentmi prevažne vo frakcii 5–25 cm (cca 70 %) so silne až extrémne napenenou stavbou, zanedbateľne sú prítomné bloky do 1,5 m. Obmedzenie je subsférické až sférické, podstatná časť má charakter vulkanických bômb, často so znakmi deformácie v poloplastickom stave (obr. 14). Ďalej sú prítomné bloky trieštené podľa fraktúr s nepravidelným až zhruba radiálnym priebehom. Matrix je troskovo-lapilový až tufový so znakmi zvýšenej konsolidácie až spekania. Lokálne možno pozorovať hrubú gradáciu materiálu. Polohy vulkanických brekcií sú oddelené nesúvislými vložkami až polohami (do 1,5–2 m) autochtónnych a redeponovaných tufov a pemzových tufov. Hlavný obsah tvoria úlomky svetlých sivobielych až okrových pemz do veľkosti 3–4 cm, ktoré tvoria cca 70–90 %. Matrix tvoria drobnejšie úlomky pemz a kryštaloklastov. V premenlivom množstve sú prítomné napenené andezitové fragmenty s veľkosťou do 5–8 cm. Lapilové a vitrokryštalové tufy tvoria samostatné vložky až polohy malých hrúbok. Čiastočná opracovanosť materiálu a hrubé zvrstvenie poukazuje na procesy redepozície na vulkanickom svahu. Úklony v oblasti kužeľa dosahujú 18–25°.

V smere do prechodnej vulkanickej zóny postupne prevládajú facié redeponovaných pyroklastik, ktoré sa vyznačujú výraznejším triedením, opracovanosťou materiálu, ako aj jeho menšími rozmermi (vo fragmentoch prevláda frakcia 5–15 cm). Matrix sa vyznačuje pomerne vysokým podielom pemz (50–70 %), zvyšujúca časť je piesčito-tufová. Okrem polôh hrubého redeponovaného pyroklastického materiálu sú v rámci komplexnej facié redeponovaných pyroklastik prítomné tiež samostatné polohy redeponovaných pemzových tufov, ktoré tvoria výraznejšie akumulácie v oblasti prechodu vulkanického svahu do prolúviálnej roviny (chrby Drienkov a Paškov vrch nad obcou



Obr. 12 Schéma stavby prechodnej vulkanickej zóny sv. od obce Koňuš
 Spodná štruktúrna etáž (komplex Popriečny): 1 – hruboúlomkovité až blokovité epiklastiká, 2 – epiklastické pieskovce, 3 – epiklastiká a redeponované pyroklastiká, 4 – lávové prúdy pyroxenického andezitu. Vrchná štruktúrna etáž (komplex Petrovce): 5 – redeponované pemzové tufy, 6 – lávové prúdy afanitického a riedko porfýrického pyroxenického andezitu, 7 – lávové prúdy hruboporfýrického pyroxenického andezitu

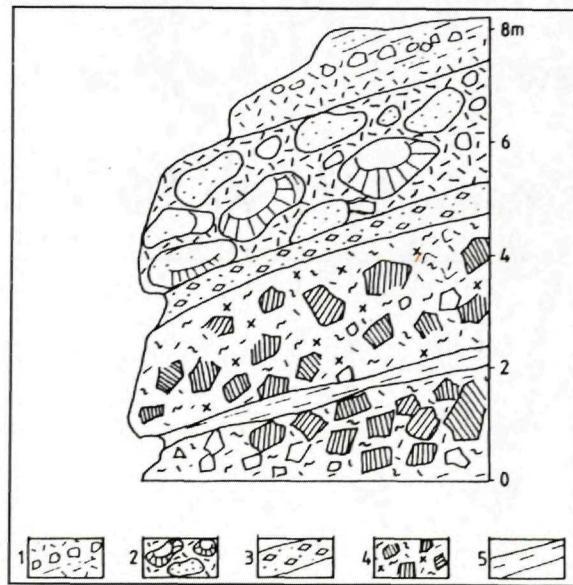


Obr. 13 Profil vrchnej časti lávového prúdu hruboporfýrického leukokratného pyroxenického andezitu – komplex Petrovce (lom pod kótou 191,1 Baňa v. od Kľačian)
 1 – andezit so stĺpcovitou odlučnosťou, 2 – pásmo iniciálnej brekciácie, 3 – pásmo hyaloklastitovej brekciácie so sféroidálnymi blokmi (pillow), 4 – jemnozrnné tufy a tufity

Porúbka). Prítomnosť pemzových polôh v bazálnych, ako aj vo vrchných úsekoch spodnej vulkanickej štruktúry svedčí o epizódach explozívnej aktivity počas celého vývoja spodnej štruktúrnej etáže.

Fácie epiklastických hornín, ktoré sú charakteristicky vyvinuté hlavne v oblasti periférnej vulkanickej zóny, sú zastúpené prevažne epiklastickými vulkanickými brekciami (východne od Porúbky). Brekcie sa vyznačujú variabilnou proporciou matrixu tufovo-piesčitého charakteru a fragmentov, ktoré náležia k niekoľkým typom pyroxenických andezitov (leukokratné porfýrické andezity, drobnoporfýrické až strednoporfýrické andezity) s priemernou veľkosťou 5–15 cm. Hrubo zrnny piesčity matrix obsahuje drobné fragmenty s pórovitou stavbou (približne 20 %), tmavé pyroxenické andezity (okolo 40 %), úlomky pemz (cca 20 %) a jemnejšiu tufovú substanciu (okolo 20 %). Epiklastické vulkanické konglomeráty sú v obmedzenom rozsahu a v malých hrúbkach vyvinuté juhozápadne od Porúbky a severne od Kolibaboviec, kde tvoria polohy hrubé 1,5 až 2 m v rámci súvrstvia epiklastických pieskovcov. Prevládajú opracované fragmenty vo frakcii 10–25 cm. V smere na Z dochádza k postupnému znižovaniu rozmerov a poklesu hrúbok konglomerátových vložíek (obr. 11).

Súvrstvia epiklastických pieskovcov charakteristické pre vzdialenejšie oblasti periférnej vulkanickej zóny sa vyznačujú laterálnymi zmenami litologického vývoja v smere do hlbších častí sedimentačného priestoru. V blízkosti Porúbky prevládajú hrubo zrnne



Obr. 14 Litologický profil pod kótou 958,5 Bačkajovský vrch (oblasť vulkanického kužeľa)
 1 – lapilové tufy a redeponované drobné pyroklastiká, 2 – vulkanická brekcia s bombami, 3 – redeponovaný pemzový tuf, 4 – aglomerát so znakmi aglutinovania, 5 – jemnozrnny tuf

epiklastické pieskovce s vložkami konglomerátov, prípadne drobných opracovaných klastíkov, v smere na Z dochádza k postupnému prevládaniu stredno- až jemnozrnných epiklastických pieskovcov s vložkami siltovcov a tufitické ílovce nadobúdajú väčšiu hrúbku (obr. 11).

Lávové prúdy predstavujú významnú zložku stratovulkanickej stavby. V rámci kužeľa sú hrúbky prúdov malé do 10–15 m, s periklinálnymi úklonmi 20–28°. Na báze je často zóna brekciácie a výraznej oxidácie s hrúbkou do 2 m. Vo vrchnej časti prúdov je opäť intenzívnejšie napenenie a oxidácia (litofýzy dosahujú 2–5 cm i viac) a sklovitejší charakter. V oblasti prechodnej vulkanickej zóny pri znížení úklonov nadobúdajú lávové prúdy väčšiu hrúbku (25–30 m) s obmedzenou hrúbkou bazálnej a vrchnej zóny brekciácie.

Z petrografického hľadiska sú pre spodnú štruktúrnú etáž typické jemno- až strednoporfýrické hyperstenicko-augitické andezity s výrastlicami plagioklasu okolo An₇₀ (veľkosť 1–3 mm, obsah 25–30 %) a pyroxénov (veľkosť 0,5–2 mm, obsah 6–12 %). Základná hmota je pilotaxitická až mikrolitická. BOHOVICOVÁ (1959) uvádza aj mikrodoleritický vývoj základnej hmoty. Ojedinele sú zastúpené tiež leukokratné variety s nižším obsahom výrastlíc pyroxénov. V severnej časti na báze vulkanického komplexu je prítomný jemnozrnný hyperstenický andezit.

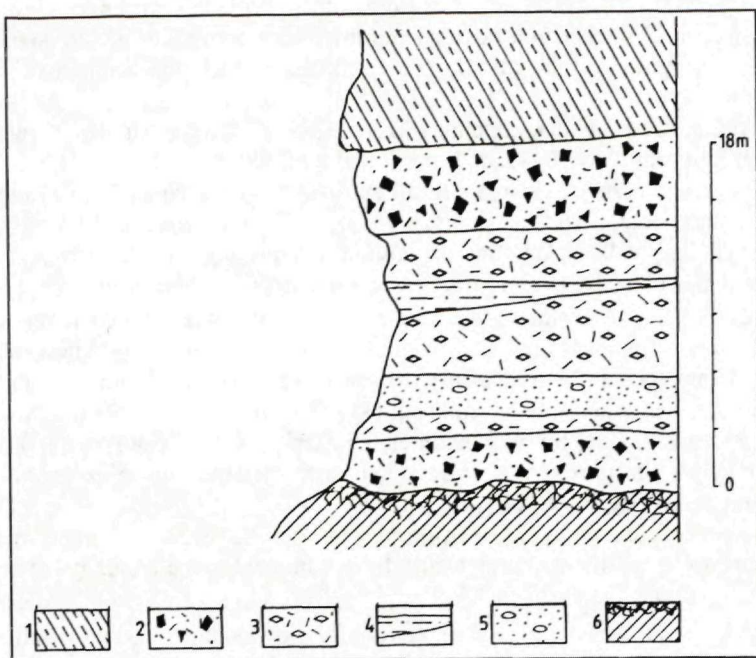
Na základe porfyrickosti pri makroskopickej charakteristike v teréne rozlišujeme: a) drobnoporfýrické až afanitické andezity, b) strednoporfýrické andezity, c) strednoporfýrické andezity bohaté na pyroxén.

Pre vrchnú štruktúrnú etáž je charakteristické prevládanie produktov efuzívnej aktivity. Pyroklastiká sú zastúpené len sporadicky ako redeponované pemzové tufy a drobné pyroklastiká v podloží niektorých lávových prúdov východne od obce Koňuš (obr. 15). Polohy pemzových tufov v mocnosti 30–40 cm, tvorené úlomkami opracovaných pemz do 3–4 cm (80–90 %) a tufovo-piesčitým matrixom, sa striedajú s polohami redeponovaných tufov, ktoré obsahujú pórovité andezitové fragmenty (do 5 až 8 cm), úlomky pemz a vložky epiklastických vulkanických siltovcov do 10–15 cm. Andezitové fragmenty sú silne pórovité, oxidované, sklovité a čiastočne opracované. Vo vrchnej časti uvedenej sekvencie je uložená redeponovaná pyroklastická brekcia s prevahou pórovitých oxidovaných fragmentov v tufovo-piesčitom matrixe.

Podobné charakteristiky majú uloženiny pemzových tufov z redeponovaných pyroklastík v podloží lávových prúdov v oblasti Choňkovce, Horňanské vrchy, Ščob a ojedinele tiež v južnej časti územia.

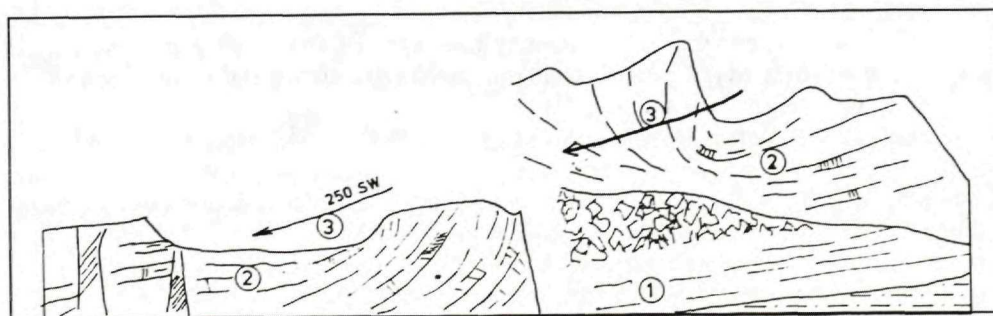
V pokračovaní paleoúdolia, ktorého výplň tvorí lávový prúd pod kótou M. Ščob, sú uložené hrubé epiklastické brekcie a konglomeráty tvorené polymiktným andezitovým materiálom, v ktorom okrem sklovitých leukokratných andezitov sú prítomné fragmenty drobnoporfýrického až afanitického pyroxenického andezitu. Polohy hrubého klastického materiálu s nižším stupňom opracovania sa striedajú s polohami konglomerátov a sú prevažne prevrstvené triedenými hrubozrnnými pieskovecami.

Lávové prúdy andezitov vrchnej štruktúrnej etáže, rozšírené v oblasti stratovulkanického svahu, tvoria jazykovité, v jednom smere orientované telesá s priemernou hrúbkou 15–20 m, ktorá v oblasti prechodu do proluviálnej roviny narastá na 25–30 m a viac. Lávové telesá v oblasti proluviálnej roviny nadobúdajú charakter plošne rozsiahlych telies, ktoré sa vyznačujú v bazálnej časti prítomnosťou pásma oxidácie a brekciácie v šírke 1–3 m. V niektorých lávových prúdoch pri styku s vodným prostredím dochádza k dezín-



Obr. 15 Litologický profil v. od obce Koňuš (chrbát s kótou 490 Medzi Koňuš)

1 – lávový prúd stredno- až hruboporfýrického leukokratného andezitu (komplex Petrovce), 2 – redeponované pyroklastické brekcie, 3 – redeponované pemzové tufy, 4 – redeponované tufy a epiklastické vulkanické pieskovce, 5 – jemnozrnné tufy a siltovce, 6 – lávový prúd pyroxenického andezitu vo vrchnej časti brekciovitý (komplex Popiečny)



Obr. 16 Textúry lávových prúdov vrchnej štruktúrnej etáže (komplex Petrovce) – kameňolomy pod kótou 196,3 v. od obce Orechová

1 – spodný lávový prúd (vo vrchnej časti brekciovitý, 2 – vrchný lávový prúd (korytovitý priebeh plôch fluidality), 3 – os komunikačného kanála

tegrácii a brekciácii za vzniku typických hyaloklastitových brekcií (obr. 13). Pri niektorých lávových prúdoch možno pozorovať charakteristické uzatváranie plôch fluidality, ktoré poukazuje na existenciu komunikačného kanála, ktorým prúdila v záverečnom štádiu konsolidácie lávového telesa fluidálnejšia porcia lávy (obr. 16).

Lávové prúdy vrchnej štruktúrnej etáže sú z petrografického hľadiska porfýrické až hruboporfýrické andezity chudobné na pyroxén alebo leukokratné až bazaltoidné andezity. Zastúpenie výrastlíc je značne variabilné (i v rámci jednotlivých prúdov) – prítomný je bázický plagioklas (An_{70-80} , veľkosť 2–5 mm, obsah 10–40 %), hypersten (veľkosť 1 až 3 mm, obsah 1–5 %), augit (veľkosť 1–3 mm, obsah 0–3 %). Základná hmota je mikroofitická a mikrointersertálna, menej pilotaxitická a hyalopilitická s podstatným zastúpením drobných lišt plagioklasu. Uvedené typy andezitov sú často na báze, ale najmä vo vrchnej časti komplexu sprevádzané jemnozrnnými až afanitickými varietami, ktoré majú v podstate charakter základnej hmoty opísaných porfýrických typov, niekedy so zjavne nehomogénnou distribúciou ojedinelých väčších výrastlíc. Genetickú spätosť porfýrických a afanitických variet potvrdzuje aj ich spoločné vystupovanie v rámci jednotlivých lávových prúdov, ako aj rad prechodných variet. Niektoré z prúdov vo vrchnej časti komplexu (Čertež, východne od Beňatiny) majú charakter jemnozrnných bazaltoidných andezitov.

Stratovulkán Diel

Stratovulkán Diel predstavuje pomerne dobre zachovanú vulkanickú štruktúru situovanú severozápadne od Popriečneho, v priestore medzi dolinou Beňatinská voda (na juhu) a dolinou potoka Barlahov (na severe). Ako vyplýva z vykonanej vulkanoštruktúrnej analýzy (príl. 1, 2, obr. 17), podstatná časť východného sektora stratovulkánu podľahla denudácii, ale podobne ako pri vulkáne Popriečny, už primárne mala menší rozsah a mocnosť v dôsledku synvulkanických pohybov na zlome sz.-jv. smeru pod centrom stratovulkánu.

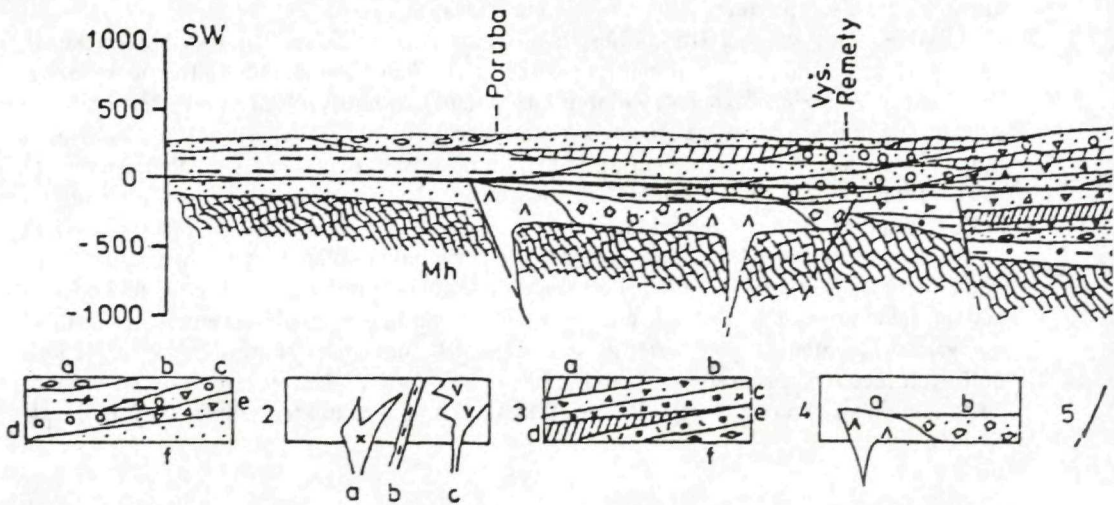
Na morfológické znaky individuálneho vulkánu poukázala analýza družicových snímok. Vulkanoštruktúrna a litofaciálna analýza dovolila vymedziť túto štruktúru ako samostatný stratovulkán definovaný centrálnou vulkanickou zónou, reliktnými vulkanického kužeľa, prechodnou vulkanickou zónou a periférnou vulkanickou zónou zachovanou v západnej až juhozápadnej časti.

Pri východnom okraji v podloží stratovulkánu vystupujú v smere od J na S sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, segment bradlového pásma a paleogén magurskej jednotky. V bezprostrednom podloží pri jv. okraji vystupujú ryodacitové tufy bádenu (severne a južné svahy pod kótou Boroľa západne od Beňatiny). Pri severnom okraji produkty stratovulkánu Diel prechádzajú do nadložia najstarších produktov stratovulkánu Morské oko (dolina Barlahovského potoka), pri juhovýchodnom okraji ich, naopak, prekrývajú lávové prúdy vrchnej štruktúrnej etáže stratovulkánu Popriečny.

Stratovulkán Diel predstavuje výrazný morfológický prvok v stavbe územia, ktorý tvorí rozhranie medzi Východoslovenskou nížinou a beskydským predhorím. Najvyššiu nadmorskú výšku, okolo 800 m, dosahujú chrbát Diel, Veľká Vavrová a Lazy.

Vulkán je členený hlbokými údoliami s radiálnou orientáciou vzhľadom na centrálnu vulkanickú zónu, ktorá je situovaná v kotlovej depresii v závere doliny Levková.

Stratovulkán Diel



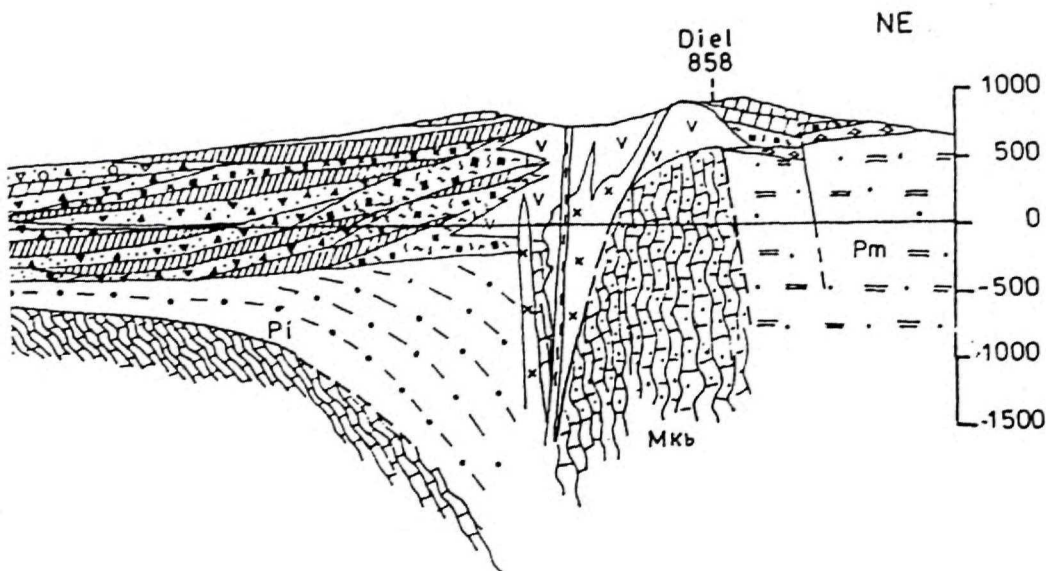
Obr. 17 Geologický rez stratovulkánom Diel

1. a – drobné epiklastické konglomeráty, b – jemnozrné tufitické sedimenty, c – epiklastické konglomeráty a brekcie, d – epiklastické konglomeráty, e – epiklastické brekcie, f – epiklastické pieskovce; 2. a – intrúzie dioritov a dioritových porfýrov, b – dajky amfibolicko-pyroxenických andezitov a andezitových porfýrov, c – propylitizované extrúzie a intrúzie andezitov a andezitových

Stratovulkán sa vyznačuje prevahou explozívnych produktov v spodnej časti stavby a dominanciou lávových prúdov v jej vrchnej časti.

Relikty stratovulkanického kužeľa charakterizované úklonmi lávových prúdov a pyroklastických uloženín 15–25° sú identifikované vo vrchných častiach svahov nad záverom doliny Levková, v závere doliny potoka Bystrá a v závere doliny Kadňanka na JV. Kužeľ sa vyznačuje stratovulkanickým typom stavby v sz. a jv. časti, vo zvyšujúcej prevládajú lávové prúdy (obr. 18).

Z východnej strany je stratovulkanický kužeľ narezaný denudáciou, čo umožňuje priame štúdium jeho nižších úrovní. Na báze vulkanického komplexu sú uložené prevažne redeponované pemzové tufy, vyššie nasledujú akumulácie vulkanických brekcií s bombami, ktoré vykazujú charakteristické deformácie v poloplastickom stave (obr. 19). V spodných úrovniach svahu sú ďalej prítomné hruboblokovité brekcie vulkanického typu s blokmi, ktoré dosahujú často až gigantické rozmery (bloky 7 x 12 m). Gigantické bloky pochádzajú hlavne z trieštenia starších lávových telies a ich akumulácia v nižších úrovniach kužeľa indikuje oblasť prechodu primárneho strmého svahu do menej ukloneného reliéfu, kde nastal náhly pokles transportujúcej gravitačnej energie. Ďalšou zložkou stavby spodných častí kužeľa sú brekciovité lávové prúdy malých hrúbok (2–4 m) s úklonmi 30–35° na JV.



porfýrov, nečlenené; 3. a – hruboporfýrické andezity bohaté na pyroxén, b – redeponované pyroklastiká, c – brekcie pyroklastických prúdov, d – drobnoporfýrické pyroxenické andezity, e – nečlenené autochtónne pyroklastiká (aglomeráty, vulkanické brekcie, tufy), f – redeponované tufy a pemzové tufy; 4. a–b viniansky komplex, a – extrúzie amfibolicko-hyperstenických andezitov, b – hruboúlomkovité vulkanoklastiká; 5 – zlom

Na západnom svahu stratovulkánu sú okrem vulkanických brekcií identifikované tiež uloženy pyroklastických prúdov v podobe chaotických aglomeratických pyroklastik s úklonmi 15–20° na JZ.

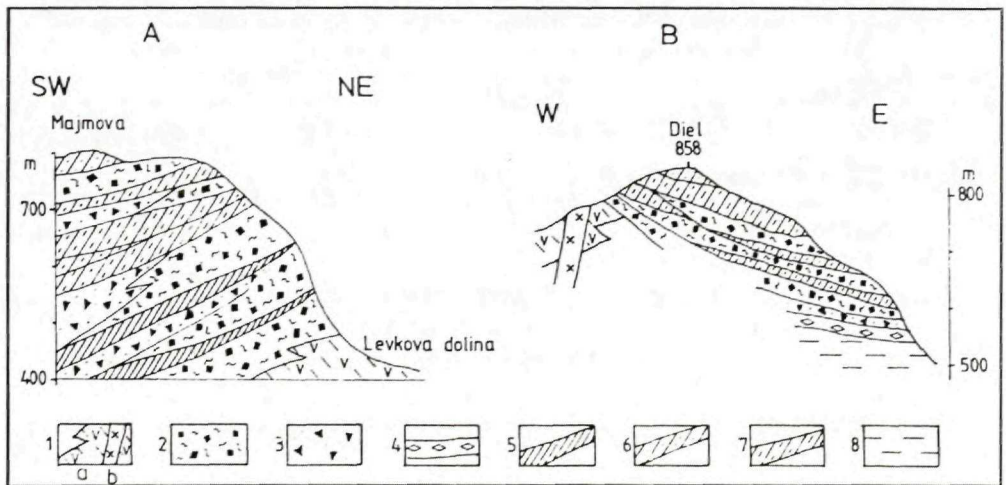
Vo vrchných častiach kužeľa sú najbežnejším stavebným elementom strmo uklonené lávové prúdy menšej hrúbky, najmä v severozápadnej, východnej a juhovýchodnej časti.

V oblasti centrálnej vulkanickej zóny, v oblasti kotlovitej depresie, ktorá predstavuje záver doliny Levková (obr. 20), vystupuje komplex hydrotermálne premenených hornín, ktorý zahŕňame pod „nečlenený propylitizovaný komplex centrálnej vulkanickej zóny”. Na základe textúr a litologicko-petrografických kritérií sa domnievame, že ide o plytké intravulkanické intrúzie pravdepodobne ložného typu, sily a lakolity, ktoré vnikali do spodnej časti vulkanickej stavby zachovanej v reliktoch. Komplexom ďalej prenikajú intrúzie dioritových porfýrov približne eliptického prierezu a dajky andezitových porfýrov. Malé prieniky dioritových porfýrov sú zistené aj v oblasti prechodnej zóny severne a juhozápadne od centrálnej zóny. Dajky andezitov a andezitových porfýrov vystupujú okrem propylitizovaného komplexu centrálnej zóny tiež v oblasti kužeľa a prechodnej zóny. Vyznačujú sa zväčša radiálnou orientáciou k centrálnej zóne, ojedinele sú identifikované tiež dajky koncentrického typu. Juhovýchodne od okraja stratovulkánu sú

v rámci podložných sedimentov vypreparované lávové neky situované na okrajových zlomoch bradlového pásma.

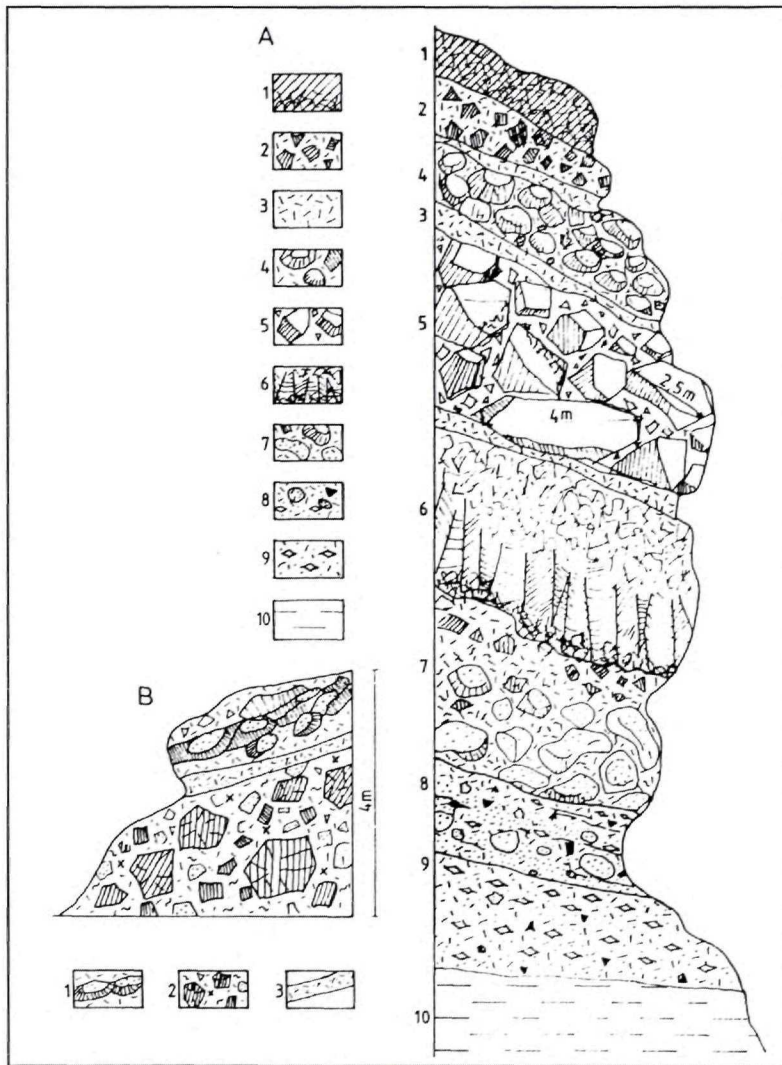
Prechodná vulkanická zóna (stratovulkanický plášť) je v sz. a j. časti budovaná prevahou lávových prúdov, zatiaľ čo v jz. a j. časti podstatný podiel majú prevažne hrubé redeponované pyroklastiká a epiklastiká (obr. 21). Faciálny komplex periférnej vulkanickej zóny, v ktorom dominujú epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty, je vyvinutý pri jz. okraji stratovulkánu. Jeho pravdepodobné pokračovanie v smere na JZ, t. j. do hlbších častí sedimentačného priestoru, je opäť prekryté panónsko-kvartérnymi sedimentmi Východoslovenskej nížiny. Vo vrte CHJ-1 pri Baškovciach (VASS et al., 1986) má charakter striedajúcich sa epiklastík konglomerátov a pieskovecov s polohami redeponovaných tufov a sedimentov (siltovcov, ílovcov). Úpätie vulkanického svahu, teda prechod do prolúviálnej roviny, indikuje pásmo hrubých až blokových konglomerátov v oblasti Vyšná Rybnica – Hlivišťa – Choňkovce.

V stavbe vulkánu Diel sa výrazne prejavuje synvulkanická subsidencia jeho jz. polovice – tu sa akumulovali jeho produkty vo veľkej mocnosti, z. od Podhorode na hrebeni Sokol – Lysá pozorujeme výrazné stáčanie lávových prúdov pozdĺž vtedy existujúceho zlomového svahu sz.-jv. smeru, na ktorom sa nižšie členy vyklíňujú.



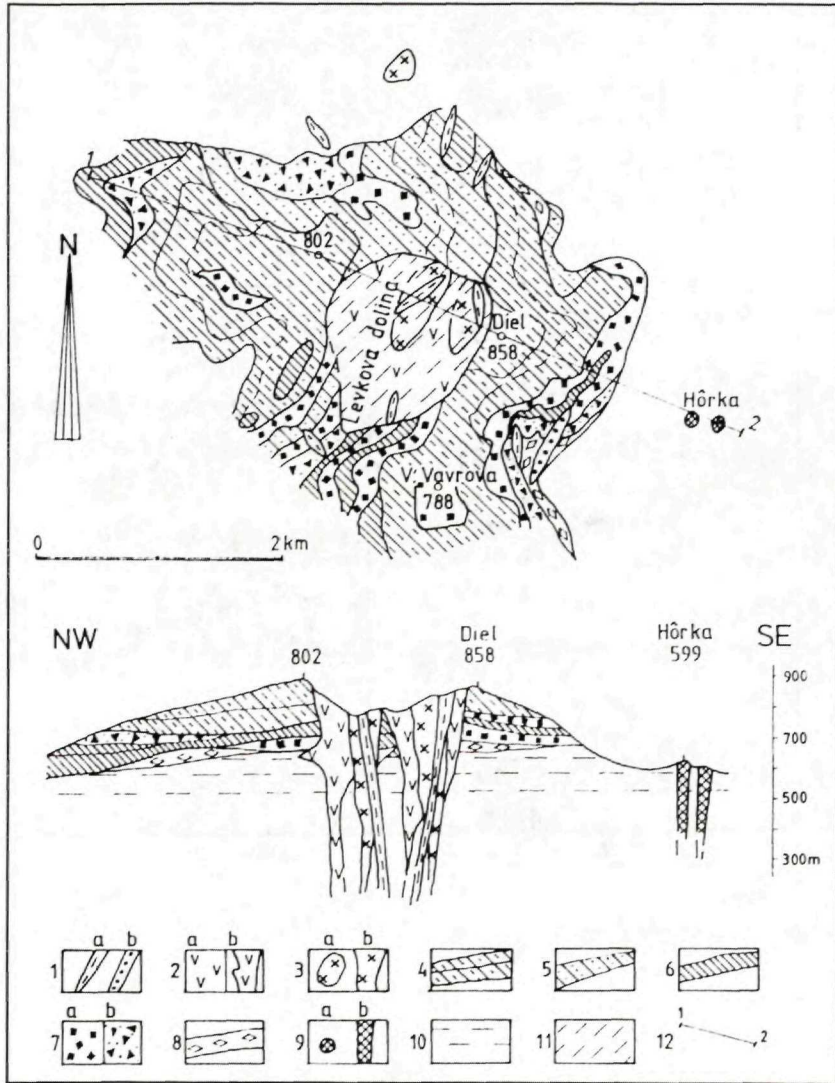
Obr. 18 Schéma stavby vulkanického kužľa vulkánu Diel, A – západný svah nad dolinou Levková; B – východný svah pod Dielom

1 – centrálna zóna; a – nečlenený propylitizovaný komplex centrálnej vulkanickej zóny (andezity a andezitové porfýry), b – intrúzia dioritového porfýru; 2 – autochtónne pyroklastiká (brekcie, konglomeráty); 3 – redeponované pyroklastiká; 4 – redeponované pemzové tufy; 5 – lávový prúd drobnoporfýrického pyroxenického andezitu; 6 – lávový prúd strednoporfýrického pyroxenického andezitu; 7 – lávový prúd hruboporfýrického pyroxenického andezitu; 8 – sedimenty paleogénu



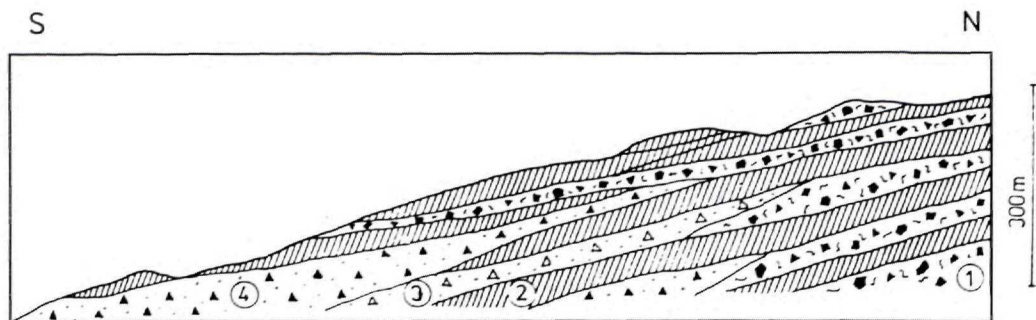
Obr. 19 Typy litofácií vulkanického kužľa

A – východný svah pod Veľkou Vavrovou: 1 – brekciovitý a silne porézny lávový prúd, 2 – chaotický aglomerát so znakmi spekania matrixu a fragmentov, prevažne angulárnych až subangulárnych blokov, 3 – lapilový tuf, 4 – vulkanická brekcia tvorená v prevažne vulkanickými bombami a troskovo-lapilovým matrixom, 5 – akumulácia angulárnych blokov pochádzajúcich z dezintegrovaného lávového prúdu, 6 – lávový prúd v spodnej časti so stĺpcovitou odlučnosťou a vo vrchnej časti brekciovitý a vezikulovaný, 7 – vulkanická brekcia s plasticky deformovanými bombami a so znakmi aglutinovania troskovo-lapilového matrixu, sporadicky angulárne fragmenty a bloky, 8 – redeponované zvrstvené pyroklastiká tvorené bombami, úlomkami poréznych andezitov a lapilovo-pemzovým matrixom, 9 – redeponované pemzové tufy, 10 – sedimenty paleogénu; B – západný svah pod Veľkou Vavrovou: 1 – vulkanická brekcia s aglutinovanými bombami a troskovo-lapilovým matrixom, 2 – chaotický aglomerát tvorený prevažne subangulárnych blokov a lapilovo-troskovým matrixom so znakmi spekania, 3 – lapilový tuf



Obr. 20 Schéma stavby centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Diel

1 – dajky, a – leukokrtný amfibolicko-pyroxenický andezit, b – hruboporfýrický pyroxenický andezit; 2 – nečlenený komplex andezitov a andezitových porfýrov (prevažne extrúzie a lakolity), a – schéma, b – rez; 3 – intrúzie dioritových porfýrov (štoky, prieniky), a – schéma, b – rez; 4 – lávové prúdy hruboporfýrického andezitu bohatého na pyroxén; 5 – lávové prúdy leukokrtného pyroxenického andezitu s amfibolom; 6 – lávové prúdy stredno- až drobnoporfýrického pyroxenického andezitu; 7 – pyroklastiká, a – aglomeráty a vulkanické breccie, b – redeponované pyroklastiká; 8 – redeponované pemzové tufy; 9 – lávový nek drobnoporfýrického amfibolicko-pyroxenického andezitu, a – schéma, b – rez; 10 – sedimenty paleogénu (nečlenené); 11 – propylitizácia; 12 – línia rezu



Obr. 21 Schéma stavby prechodnej vulkanickej zóny stratovulkánu Diel (južne od kóty Starý Četež)
 1 – vulkanické brekcie a aglomeráty, 2 – lávové prúdy pyroxenického andezitu, 3 – epiklastické brekcie, 4 – redeponované pyroklastiká (nečlenené)

Litologicko-petrografická charakteristika hornín

V stavbe nižších častí stratovulkanického kužeľa prevládajú akumulácie autochtónnych pyroklastík, v rámci ktorých sú identifikované uloženiny vulkanických brekcií (východné svahy pod kótou V. Vavrová). Hlavnú zložku tvoria fragmenty až bloky typu bômb s priemernou veľkosťou 15–25 cm, ojedinele do 0,5–0,8 m. Väčšina blokov má sférické až subsférické ohraničenie a príznaky deformácie v poloplastickom stave (obr. 19). Matrix, ktorý tvorí 20–30 %, je troskovo-lapilový, silne oxidovaný, medzerovitý, so znakmi aglutinovania. Ojedinele sú prítomné gigantické bloky napeneného a brekciovitého andezitu s rozmermi 6 x 7 a 6 x 4 m, ktoré predstavujú produkt trieštenia starších lávových telies v priebehu explozívnych erupcií. Súvislejšiu polohu tvoria gigantické bloky pri úpätí svahu, kde ich akumulácia bola podmienená náhlym poklesom gravitačnej energie.

V nižších úrovniach pyroklastického kužeľa sú prítomné relikty brekciovitých lávových prúdov malých mocností, s úklonmi 30–35° na juhovýchod.

Na juhozápadnom svahu kužeľa (chrbát západne od V. Vavrovej) sú v stredných úrovniach kužeľa okrem vulkanických brekcií identifikované aj uloženiny pyroklastických prúdov v podobe chaotických aglomeratických pyroklastík tvorených prevahou andezitových blokov s priemernou veľkosťou 25–35 cm až 0,5 m, často s radiálnou odlučnosťou. Matrix je lapilovo tufový, extrémne spekaný s fragmentmi v takmer kompaktnú masu. Uloženie je chaotické.

V závere doliny potoka Bystrá vystupujú hrubo zvrstvené pyroklastiká s podstatnejším zastúpením jemnejších polôh lapilových tufov, pemzových tufov a tufov. Materiál predstavujú úlomky sivých a tmavých andezitov, vulkanických bômb a prevládajúca žltá a hnedá pemza s tufovou substanciou.

Pre oblasť prechodnej vulkanickej zóny sú charakteristické fácie redeponovaných pyroklastických hornín. Redeponované pyroklastické brekcie sú tvorené v prevahe subangulárnymi až subsférickými fragmentmi andezitu s priemernou veľkosťou 5–15 cm (cca 40 %), ďalej sú prítomné fragmenty s pórovitou stavbou charakteru bômb (cca 20 %). Matrix je tufovo-piesčitý, hnedočierny, s vysokým obsahom pemz. Možno pozorovať hrubú až dobrú triedenosť a zvrstvenie materiálu. Polohy redeponovaných pyroklastických brekcií oddeľujú vložky až súvislejšie polohy redeponovaných tufov a pemzových tufov. Pre-

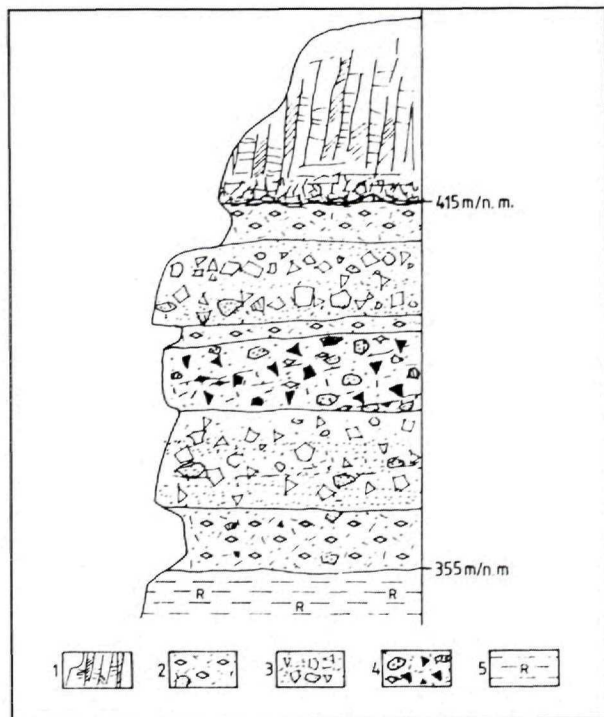
vládajú pemzy priemernej veľkosti 1–3 cm (do 80 %), ojedinele do 5 cm, výrazne zaoblené. V zanedbateľnom množstve je prítomný drobný klastický andezitový materiál priemernej veľkosti 2–5 cm, silne oxidovaný. Matrix je tufovo-piesčitý, strednozrný, s úlomkami drobných pemz a opracovaných andezitových fragmentov. Polohy redeponovaných pemzových tufov vystupujú v podobe súvislejšej polohy na báze vulkanického komplexu pri východnom okraji v hrúbke 5–10 m, ďalej na báze vulkanickej sekvencie a v rámci nej na svahoch pod Lysou a Boroľou jz. od obce Podhorod' (obr. 22). Pemzové tufy v tejto oblasti predstavujú produkt splachu do lokálnej depresie pri úpätí stratovulkánu, ktorú v nasledujúcom období dosiahol a vyplnil lávový prúd.

Pri vonkajšom okraji prechodnej vulkanickej zóny (východne od Vyšnej Rybnice) vulkanický svah budujú najmä uloženiny epiklastických vulkanických brekcií, tvorené prevažne hrubým až blokovým andezitovým materiálom (bloky priemerne 15–30 cm, ojedinele až 0,8 m), ktorý pochádza z deštrukcie stratovulkanickej stavby. Matrix je hrubozrný, piesčitý, s vyšším podielom drobných opracovaných andezitových fragmentov (do 1–3 cm). Polohy epiklastických brekcií oddeľujú nesúvislé vložky až polohy epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov.

V oblasti prechodu primárneho vulkanického svahu do proluviálnej roviny v oblasti periférnej vulkanickej zóny je vyvinuté súvislejšie pásmo epiklastických vulkanických konglomerátov s vložkami epiklastických pieskovcov (východne od spojnice Vyšná Rybnica – Hlivište – Choňkovce). Materiál je hrubobalvanovitý až hruboblokovitý (bloky prevažne 20–35 cm až 0,5 m), opracovaný a triedený. Vyskytuje sa tu niekoľko variet pyroxenických andezitov (čierny strednoporfýrický, drobnoporfýrický, sklovitý, hruboporfýrický andezit a bloky pórovitého silne oxidovaného andezitu). Matrix je hrubozrný, piesčitý a tvorí cca 80 %. Polohy hrubých konglomerátov sa striedajú s polohami drobných pieskovcov (obr. 23). Uloženie je horizontálne až subhorizontálne. V podloží konglomerátov sú odkryvy jemnozrných redeponovaných pemzových tufov (zárez starej cesty v Choňkovciach).

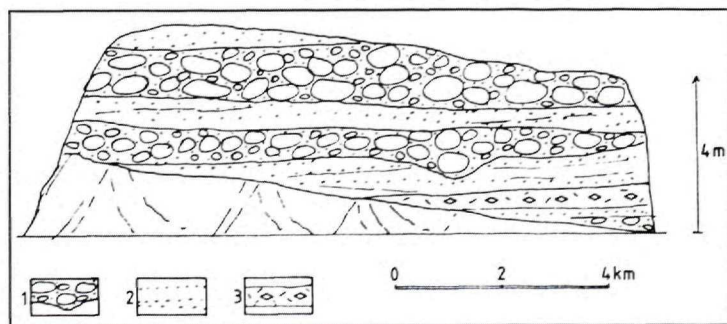
Lávové prúdy sa na stavbe kužeľa významnejšie uplatňujú len v jeho vyšších úrovniach. V spodných úrovniach na primárnom vulkanickom svahu, ktorý dosahoval úklony až 30°, podliehali lávové prúdy brekciácii a deštrukcii pri explozívnych erupciách. Vo vrchných častiach kužeľa, t. j. v neskorších etapách jeho vývoja, lávové prúdy pri nižších úklonoch (18–20°) dosahujú väčšiu hrúbku, cca 10–15 m a prechádzajú na svahy stratovulkanického plášt'a do súvislých, v jednom smere orientovaných telies, ktoré v terminálnych častiach dosahujú mocnosť 25–30 m a viac. Lávové prúdy, ktoré sa po opustení vulkanického svahu pohybovali a konsolidovali v lokálnych depresiách, nadobúdajú hrúbku cca 60 m a viac (prúd Boroľa južne od Podhorode). Zatiaľ čo prúdy v začiatočných štádiách vývoja kužeľa podliehali brekciácii, lávové prúdy neskorších štádií, predovšetkým tie, ktoré dosiahli väčšie vzdialenosti po opustení primárneho svahu v dôsledku výraznejšej straty plynnej fázy, sú masívnejšie (nepórovité) a brekciácia vo vrchnej a spodnej časti je len rudimentárna (prúd Boroľa).

Z petrografického hľadiska lávové prúdy stratovulkánu Diel nie sú uniformné. V severnej časti stratovulkánu vystupujú v spodnej časti komplexu prevažne drobnoporfýrické pyroxenické andezity s výrastlicami plagioklasu (An_{70} , veľkosť 0,5–1,5 mm, obsah 25 %), augitu (veľkosť 0,5–2 mm, obsah 3–5 %) a hyperstenu (veľkosť 0,5–1 mm, obsah 3–5 %) v jemnej pilotaxitickej základnej hmote. Väčšinu lávových prúdov kužeľa a plášt'a



Obr. 22 Bazálny komplex prechodnej vulkanickej zóny pri južnom okraji vulkánu Diel (svah pod kótou 481,3 Borola)

1 – lávový prúd porfýrického leukokratického pyroxenického andezitu s amfibolom, 2 – redeponované pemzové tufy, 3 – epiklastické vulkanické brekcie, 4 – redeponované pyroklastické brekcie tvorené subangulárnymi až subsférickými poréznymi fragmentmi a tufovo-piesčitým matrixom s pemzami, 5 – jemnozrnné ryolitové tufy bádenského veku



Obr. 23 Litologický profil v oblasti periférnej vulkanickej zóny pri južnom okraji stratovulkánu Diel (zárez cesty s. od obce Choňkovce)

1 – epiklastické vulkanické konglomeráty, 2 – epiklastické vulkanické pieskovce, 3 – redeponované pemzové tufy

reprezentujú normálne strednoporfýrické pyroxenické andezity s výrastlicami plagioklasu (veľkosť 1–3 mm, obsah 25–30 %), augitu (glomeroporfýrické výrastlice veľkosti 2–4 mm, obsah 5–7 %) a hyperstenu (veľkosť 1–3 mm, obsah 3–5 %) v hyalopilitickej až pilotaxitickej základnej hmote.

Vo vrchných častiach komplexu, najmä východne od centra, vystupujú hruboporfýrické pyroxenické andezity, ktoré sa od predchádzajúcich líšia najmä väčším zastúpením veľkých glomeroporfýrických zhlukov augitu. V najvrchnejších častiach komplexu na kóte Diel a Borofa možno pozorovať mierne diferencované porfýrické leukokratné pyroxenické andezity s akcesorickým amfibolom s pilotaxiticko-trachytickou až trachytickou základnou hmotou (podobnosť s najmladšími dajkami v centrálnej zóne).

Nečlenený propylitizovaný komplex centrálnej zóny (oblasť priľahlých svahov v závere doliny Levková) je budovaný komplexom hornín v rôznej miere postihnutých hydrotermálnymi premenami, čo do značnej miery sťažuje rekonštrukciu pôvodných foriem a petrografických typov. Horniny predstavujú prevažne drobnoporfýrické andezity až andezitové porfýry (plagioklas do 1–2 mm, tmavé výrastlice sú premenené). Makroskopicky sú masívne so zelenkastým až modrozeleným odtieňom, v puklinách limonitizované. Odlučnosť je doskovitá až nepravidelne blokovitá. Propylitizovaný komplex je nehomogénny, možno pozorovať aj variety afanitického andezitu a strednoporfýrického andezitu (plagioklas do 3–4 mm). Vcelku môžeme konštatovať, že drobnoporfýrická varieta prevláda v spodnej časti svahov, výraznejšie porfýrické variety sú bežné vo vyššej úrovni svahov (nad 700 m). Predpokladáme, že ide o plytké intravulkanické intrúzie, pravdepodobne ložného typu, ktoré vnikali do spodnej časti vulkanickej stavby zachovanej len v reliktoch (napr. odkryv tufov v spodnej časti doliny).

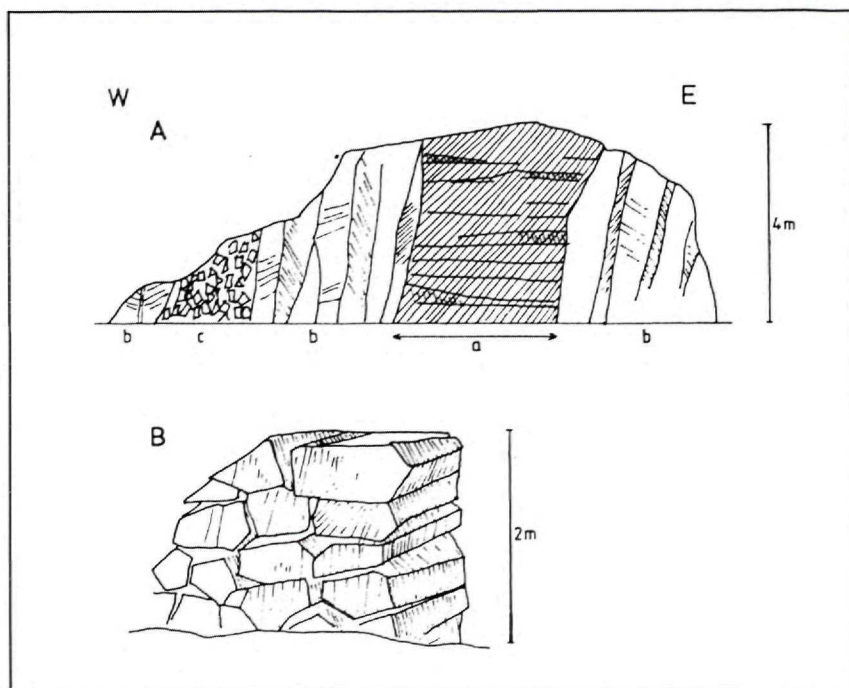
Petrografické štúdium charakterizuje horniny ako pomerne intenzívne premenené pyroxenické andezity až andezitové porfýry s výrastlicami plagioklasu (An_{70} , veľkosť 1 až 3 mm, obsah 25–30 %), augitu a hyperstenu (výrastlice sú limonitizované a sericitizované, do veľkosti 1–2 mm, obsah 8–12 %). Základná hmota je mikrolitická až zmitomikrolitická, s prejavmi rekryštalizácie a silicifikácie, s prítomnosťou chloritu, sericitu, karbonátu a pyritu.

Intrúzie dioritových porfýrov predstavujú telesá s eliptickým až nepravidelne eliptickým prierezom, ktoré vystupujú v prostredí hydrotermálne premenených hornín centrálnej zóny pod kótou 858 Diel a v sv. časti závere doliny Levková. Hornina je stredno- až hruboporfýrická, sivá so zelenkavým odtieňom. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{70} , veľkosť 1–4 mm, obsah 25–35 %), augit (veľkosť 2–3 mm, obsah 5–8 %), hypersten (veľkosť 2 až 3 mm, obsah 5–8 %). Základná hmota je mikrohypidiomorfnie zrnitá (zrno 0,05–0,15), tvorí ju plagioklas, biotitizovaný pyroxén a zanedbateľne kremeň.

Dioritový porfýr s mikrodioritovou základnou hmotou tvorí tiež prienik v rámci prechodnej zóny v oblasti Jasenovského vrchu na severnom svahu stratovulkánu.

Dajky vystupujú v oblasti centrálnej zóny, kužeľa, ako aj prechodnej vulkanickej zóny. Predstavujú smerovo orientované telesá s priemernou šírkou 5–12 m, so sledovanou dĺžkou 80–100 m, ojedinele 450 m. V niektorých dajkách možno pozorovať stĺpcovitú odlučnosť orientovanú kolmo na ich priebeh, napr. v dajke pod kótou Majmová, ktorá je vy-preparovaná nad terénom až do výšky 15 m (obr. 24). Dajku možno sledovať v celkovej dĺžke 450 m.

Podobným kolmým priebehom stĺpcovitej odlučnosti na okolité steny tvorené dioritovým porfýrom sa vyznačuje dajka na svahu pod kótou Diel. Pri okraji odkryvu je



Obr. 24 Dajky v oblasti centrálnej a prechodnej vulkanickej zóny

A – lom pri ceste na z. svahu kóty 858 Diel (centrálnej zóna): a – andezitová dajka, b – dioritový porfýr, c – intruzívna breccia. B – dajka pyroxenického dioritového porfýru pod kótou 633 Majmová (oblasť prechodnej vulkanickej zóny). Výrazná stĺpcovitá odlučnosť kolmá na dĺžkový priebeh dajky

teleso brekcií, ktoré preráža cez dioritový porfýr a tvoria ho úlomky propylitizovaného andezitu, dioritového porfýru a ojedinelé úlomky paleogénu.

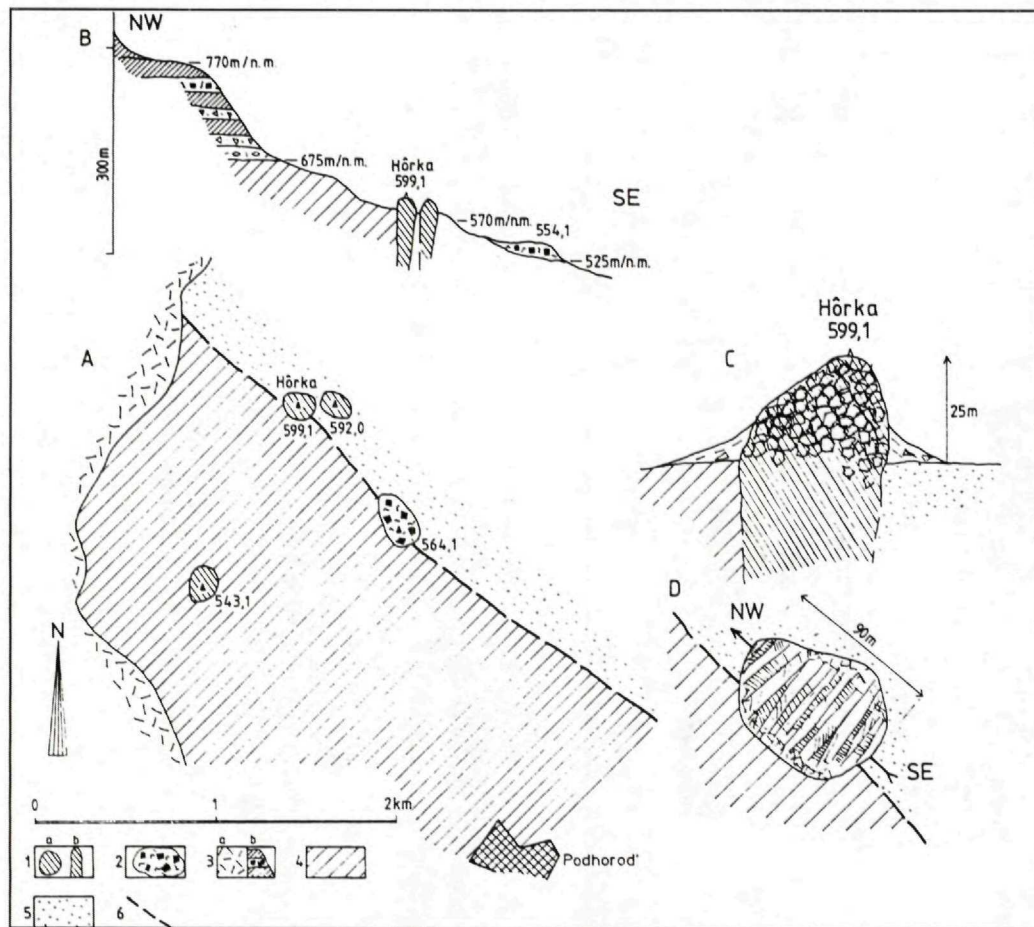
Z petrografického hľadiska dajky patria k trom typom hornín:

a) dajku pod kótou Majmová tvorí pyroxenický dioritový porfýr s mikrodioritovou štruktúrou základnej hmoty;

b) dajku jv. pod kótou Diel tvorí hruboporfýrický pyroxenický andezit s veľkými augitmi (podobný charakter majú lávové prúdy v tomto sektore vulkánu);

c) ostatné radiálne dajky tvorí leukokratný pyroxenický andezit a amfibol až hyperstenicko-amfibolický andezit s výrastlicami plagioklasu (An_{70-75} , veľkosť 1–3 mm, obsah 10–25 %), augitu (veľkosť 1–3 mm, obsah 0–4 %), hyperstenu (veľkosť do 2 mm, obsah 0–4 %). Základná hmota je pilotaxitická, pilotaxiticko-trachytická alebo trachytická.

Vulkanické neky – vystupujú južne od obce Ruská Bystrá, v prostredí hornín predneogénneho podložia. Dva neky sú situované v blízkosti styku paleogénnych sedimentov s bradlovým pásom (nek v oblasti kóty Hôrka a ďalší nek v bezprostrednej blízkosti v oblasti kóty 592 m). Tretí nek sa nachádza asi 3 km južne v rámci bradlového pásma.



Obr. 25 Andezitové neky s. od obce Podhorod'

A, B: 1 – nek (a – schéma, b – rez), 2 – pyroklastická breccia, 3 – produkty stratovulkánu Diel (a – schéma, b – rez), 4 – bradlové pásmo, 5 – magurský flyš, 6 – zlomová zóna

a) Neki v oblasti kót 599 Hôrka a 592 sú vypreparované uprostred paleogénnych sedimentov a prečnievajú nad svojim okolím asi 25–30 m. Prierezy oboch nekov sú zhruba eliptické, osi sú orientované v smere ZSZ–VJV. V oboch prípadoch je vyvinutá stĺpcovitá odlučnosť kolmo na priebeh osi neku (obr. 25). Teleso v oblasti kóty Hôrka je pri okraji čiastočne brekciovité a vezikulované.

Neki tvorí drobnoporfýrický andezit, nerovnomerne porfýrický, s prechodmi do afanitických a sklovitých variet pri okraji. Výrastlice sú zastúpené plagioklasom (veľkosť 0,5–1,5 mm, obsah 30 %), augitom (veľkosť 0,5–1,5 mm, obsah 1–2 %), hyperstenom (veľkosť do 2 mm, obsah 5 %) a opacitizovaným amfibolom (veľkosť do 2 mm, obsah 1 %). Základná hmota je mikrointersertálna až trachytická. Petrograficky sú podobné niektorým radiálnym dajkám stratovulkánu Diel.

Juhozápadne od uvedených nekov v oblasti kóty 564 m je relikť pyroklastických brekcií, tvorený blokmi so silne napenenou stavbou, veľkými 30–40 cm, ojedinele až 2 až 3 m, s nepravidelným drsným a roztrhaným povrchom, ktoré tvoria okolo 60 % horniny. Matrix je tufovo-lapilový, s vyšším obsahom pemzy. Andezit blokov je analogického charakteru ako neki kót 599 m a 592 m. Relikť pyroklastického materiálu sa nachádza v nižšej nadmorskej úrovni (nadmorská výška 520 m) ako je úroveň bázy vulkanického komplexu Diel (nadmorská výška 650 m). Pozícia tohto reliktu nie je zatiaľ spoľahlivo objasnená (skĺznutý blok?, prípadne uloženie v maarovej depresii).

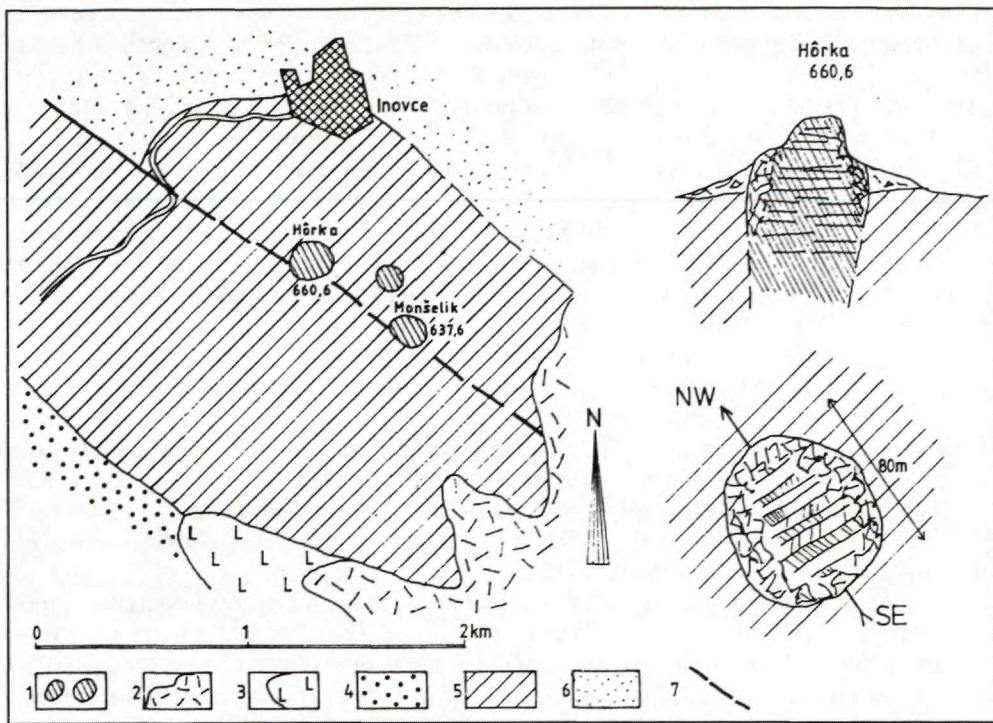
b) Nek je situovaný južne v oblasti kóty 543 m v prostredí bradlového pásma. Vypreparovaný je asi 25 m nad terénom. Prierez neku je približne eliptický s rozmermi 90–80 m. Vo vrcholovej časti neku je vyvinutá výrazná stĺpcovitá odlučnosť v smere 240/35° na JZ. Nek je tvorený tmavosivým strednoporfýrickým pyroxenickým andezitom s výrastlicami plagioklasu (veľkosť 1–3 mm, obsah okolo 30 %), augitu (veľkosť 1–2 mm, obsah 5 %) a hyperstenu (veľkosť 0,5–1 mm, obsah okolo 5 %). Základná hmota je hyalopilitická. Petrografickým charakterom sa podobá dajke na východnom svahu stratovulkánu Diel.

Intruzívny prienik bazaltoidného andezitu vystupuje na juhozápadnom svahu stratovulkánu Diel v rámci prechodnej vulkanickej zóny ako sčasti vypreparované teleso kupolovitého tvaru. Prierez je približne eliptický, s rozmermi 500 x 350 m. Priebeh textúr fluidality pri okraji telesa (obr. 27) indikuje vejárovité roztváranie a rozširovanie priestoru vo vrchnej časti telesa, čo zodpovedá extruzívnej forme domatického typu. Andezit je sivočierny, masívny, afanitický, pri okraji je doštičkovitá odlučnosť v smere plôch fluidality. Petrograficky zodpovedá afanitickému bazaltoidnému andezitu s ojedinelými výrastlicami augitu v mikrofitickej až doleritickej základnej hmote.

Stratovulkán Morské oko

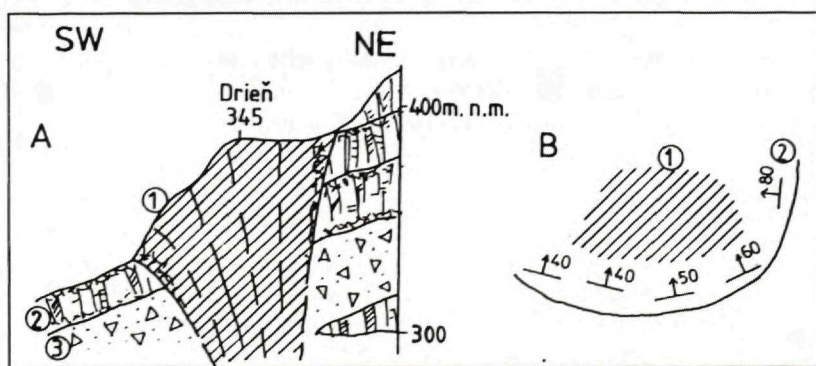
Stratovulkán je situovaný v centrálnej časti Vihorlatských vrchov v mieste spojenia východnej a západnej reťaze stratovulkánov a križovania sa zlomových systémov sz.-jv. a jz.-sv. smeru. Stratovulkán predstavuje jednu z najrozsiahlejších vulkanických štruktúr vo Vihorlatských vrchoch.

Na juhovýchode sa stratovulkán stretáva s vulkanickými jednotkami stratovulkánu Diel, a to na svahoch doliny potoka Barlahov, pričom tu možno pozorovať prekrytie starších členov vulkánu Morského oka mladšími lávovými prúdmi stratovulkánu Diel. V západnej časti, kde prebieha styk s produktmi stratovulkánu Vihorlat, sú vzájomné vzťahy



Obr. 26 Andezitové neky južne od obce Inovce

1 – lávový nek, 2 – produkty stratovulkánu Popriečny, 3 – ryodacitová extrúzia, 4 – vnútrokarpatský flyš, 5 – bradlové pásmo, 6 – magurský flyš, 7 – zlomová zóna



Obr. 27 Intruzívny prienik bazaltoidného andezitu na jz. svahu vulkánu Diel (kóta 345 Drieň)

A – rez: 1 – bazaltoidný andezit, 2 – lávové prúdy pyroxenického andezitu, 3 – epiklastické brekcie;
B – schéma: 1 – bazaltoidný andezit, 2 – smer a sklon odľučnosti podľa fluidality

zložitejšie. Styková zóna prebieha v doline západne od kóty Múr (843) a v doline Trestov pod kótou Veľká Trestia (951), kde dochádza k prekrytiu vulkanických facií prislúchajúcich k stratovulkánu Vihorlat mladšími lávovými prúdmi stratovulkánu Morské oko. V severnej časti sú staršie vulkanity stratovulkánu Morské oko prekryté lávovými prúdmi Vihorlatu.

Uvedené priestorové vzťahy odrážajú časovú spätosť vo vývoji oboch vulkanických štruktúr, pričom vývoj stratovulkánu Morské oko má dlhší časový diapazón.

Na severe a východe je hranica stratovulkánu erozívna. V podloží vulkanického komplexu tu vystupujú sedimenty paleogénu a v sz. časti (Modra n./Cirochou) aj sedimenty spodného miocénu. V južnej časti sú vulkanity stratovulkánu Morské oko čiastočne prekryté mladšími sedimentmi panónu a kvartéru Východoslovenskej nížiny.

Stratovulkán sa vyznačuje pomerne intenzívnym erozívnym zrezom a má asymetrickú stavbu. V oblasti centrálnej vulkanickej zóny chýba oblasť kužeľa a na jeho mieste je eróziou, sčasti tiež subsidenciou, sformovaná široká kotlovitá depresia amfiteátrového typu, otvorená smerom na J údolím potoka Okna. Pôvodný rozsah stratovulkánu je najmä vo východnej a severnej časti tiež značne redukovaný eróziou. Chýba periférna vulkanická zóna a prechodná vulkanická zóna je výrazne skrátaná (obr. 28). O pôvodnom rozsahu stratovulkánu si možno urobiť čiastočnú predstavu podľa prechodnej a periférnej zóny, ktorá pokračuje v podloží mladších vulkanických produktov smerom na Z do vzdialenosti až 10 km. Redukciu stratovulkánu v severnej a severovýchodnej časti však podmienil aj relatívny výzdvih tejto oblasti v priebehu vulkanickej aktivity.

V stavbe stratovulkánu vyčleňujeme centrálnu a prechodnú vulkanickú zónu.

Centrálna vulkanická zóna modifikovaná eróziou a subsidenciou zaberá podstatnú časť kotlovitej depresie v oblasti Morského oka (obr. 29). Na povrchu tu vystupuje komplex hydrotermálne premenených hornín prevažne intruzívneho a efuzívneho charakteru (andezitové porfýry, andezity). V subvulkanickej úrovni je intruzívny komplex tvorený štokovým telesom dioritu s apofýzami dioritových porfýrov, ktoré sú sprevádzané nepravidelnými, prevažne vertikálne orientovanými telesami magmaticko-hydrotermálnych a hydrotermálno-explozívnych brekcií. V apikálnych častiach telies dioritových porfýrov vystupujú miestami telesá sekundárnych kvarcitov.

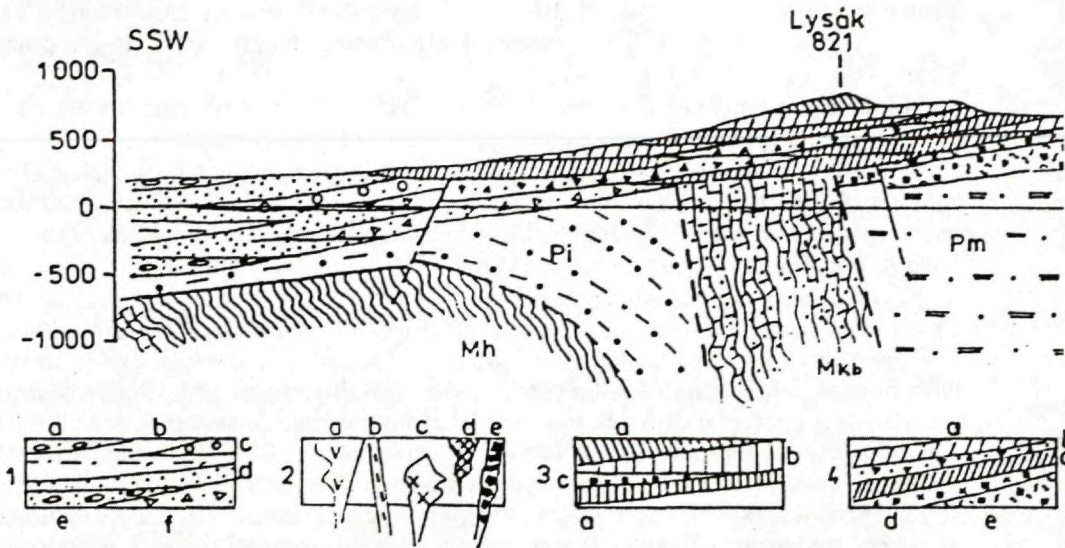
Prechodnú vulkanickú zónu tvoria prevažne komplexy lávových prúdov s podradným zastúpením vulkanoklastík. Hrubšie a rozsiahlejšie polohy vulkanoklastík na povrch nevystupujú, ich prítomnosť však nemožno vylúčiť v spodnejších úrovniach stavby.

Na základe vulkanicko-štruktúrnej analýzy v stavbe stratovulkánu Morské oko rozlišujeme tri štruktúrne etáže:

1. *Spodná štruktúrna etáž* (komplex Rohu) predstavuje relikty pomerne rozsiahleho stratovulkánu a tvorí fundamentálnu časť vulkanickej štruktúry.

V spodnej úrovni stavby v severovýchodnom sektore stratovulkánu na báze vystupujú redeponované pyroklastiká, čo nasvedča na explozívny charakter vulkanickej aktivity v počiatkoch vývoji stratovulkánu. Vyššie nasleduje stratovulkanický komplex tvorený striedaním redeponovaných pyroklastík a lávových prúdov drobno- až strednoporfýrického pyroxenického andezitu. V juhovýchodnom, južnom a západnom sektore stratovulkánu takmer úplne prevládajú lávové efúzie, ktoré západným smerom prechádzajú až do oblasti prolúviálnej roviny, kde prúdy dosahujú maximálnu hrúbku 80–100 m.

Stratovulkán Morské oko



Obr. 28 Geologický rez stratovulkánom Morské oko

1a – drobné epiklastické konglomeráty, b – jemnozrné tufy a tufity, c – epiklastické konglomeráty, d – epiklastické pieskovec, e – tufitické sedimenty s valúnmi ne vulkanických hornín, f – epiklastické brekcie; 2a – nečlenené extrúzie andezitov a andezitových porfýrov, b – andezitové dajky, c – intrúzie dioritov a dioritových porfýrov, d – sekundárne kvarcity, e – telesá explozívnych brekcií; 3a – komplex Sninského kameňa, lávové prúdy afanitických až drobnoporfýrických

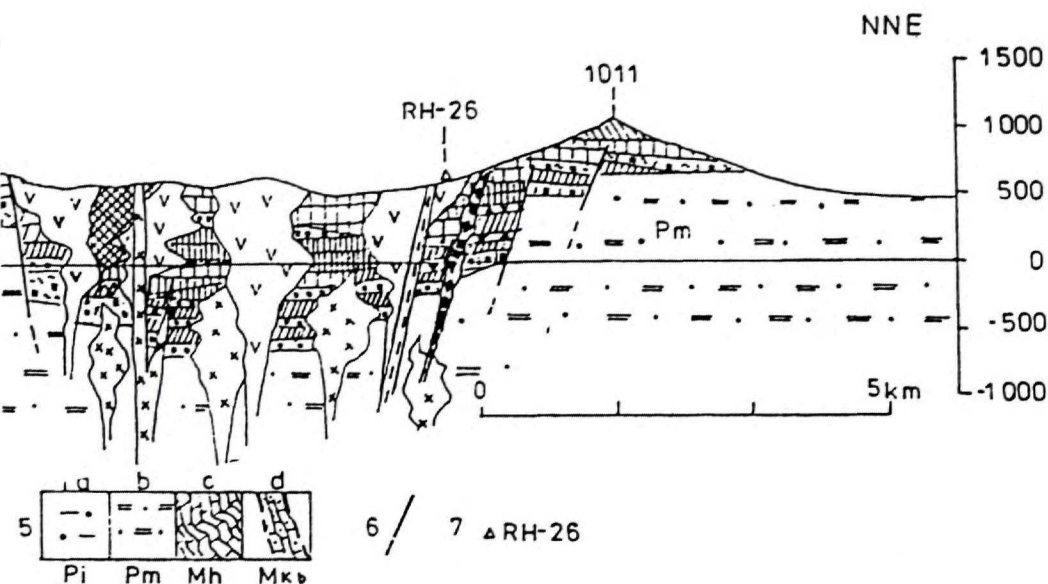
2. *Stredná štruktúrna etáž* (komplex Veľká Trestia) zahŕňa komplex lávových prúdov stredno- až hruboporfýrických andezitov, ktorý je rozšírený najmä v severnej časti stratovulkánu v nadloží vulkanitov spodnej štruktúrne etáže.

Komplex lávových efúzií tvorí v severnej časti vulkanickej štruktúry výplň širokej depresie, resp. paleodoliny v oblasti medzi Sninským kameňom a kótou Nežiabec (1 023), ktorá tu dosahuje až úroveň podložja. Ďalšie výrazné paleoúdolia orientované na SZ sleduje komplex lávových efúzií v smere na Ščobík a Trislak, kde prechádza do nadložja produktov stratovulkánu Vihorlat.

V severnej časti centrálnej depresie, severne od Morského oka je efuzívny komplex čiastočne postihnutý propylitizáciou a preniknutý intrúziami dioritových a andezitových porfýrov. Nesúvislé polohy pemzových tufov na báze komplexu v jeho severnej a západnej časti svedčia o skutočnosti, že efuzívnu aktivitu predchádzali explozívne erupcie.

Pôvodný rozsah efuzívneho komplexu v severnej časti stratovulkánu je výrazne redukovaný eróziou, podobne ako aj rozsah spodnej stratovulkanickej stavby.

3. *Vrchná štruktúrna etáž* (komplex Sninského kameňa) je reprezentovaná rozptýlenými reliktnými lávových prúdov drobnoporfýrických až afanitických andezitov roz-



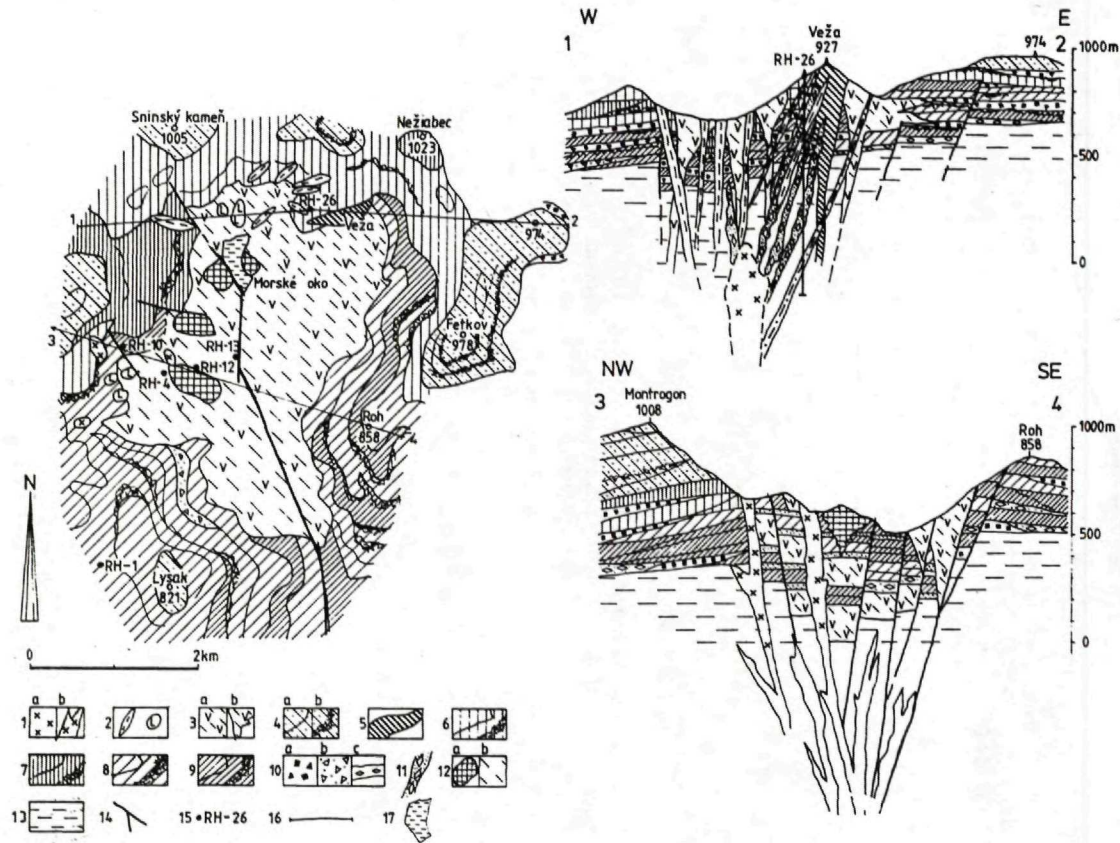
pyroxenických andezitov až bazaltoidných andezitov, b–d komplex Veľká Trestia: b – porfýrické andezity bohaté na plagioklas, c – brekcie pyroklastických prúdov, d – drobnoporfýrické pyroxenické andezity; 4a–c komplex Rohu: a – strednoporfýrické pyroxenické andezity, b – redeponované pyroklastiká, c – drobnoporfýrické pyroxenické andezity, d – brekcie pyroklastických prúdov, e – nečlenené autochtónne pyroklastické brekcie; 5a – vnútrokarpatský flyš, b – magurský flyš, c – humenské mezozoikum, d – bradlové pásmo; 6 – zlom; 7 – vrt

šírených v nadloží produktov spodnej a strednej štruktúrnej etáže. Relikty prúdov budujú vrcholy kót Múr (833), Lysák (821), Motrogon (1 018), Sninský kameň (1 005), vrchol kóty 1 011, oblasť kóty Strihovská poľana – Fetkov (978).

Litologicko-petrografická charakteristika hornín

Spodná štruktúrna etáž je na báze tvorená polohou redeponovaných pyroklastík (východný svah kóty Nežiabec – 1 023 m). Matrix pyroklastík je tufovo-piesčitý, oxidovaný a hnedočervený. Fragments pyroxenických andezitov so sklovitou základnou hmotou dosahujú veľkosť 30–40 cm, v priemere 5–15 cm. Ďalej sú prítomné bloky s napenenou stavbou (vulkanické bomby). Polohy redeponovaných pyroklastík vystupujú aj na východných svahoch kóty Strihovská poľana (974) a Fetkov vrch (978), kde oddeľujú jednotlivé lávové prúdy. Redeponované pyroklastiká v tejto oblasti charakterizuje vyšší obsah pemzovej zložky v tufovom matrice.

Dominantným prvkom v stavbe spodnej štruktúrnej etáže sú lávové prúdy. Zatiaľ čo v severovýchodnom a východnom segmente vulkanickej štruktúry sa striedajú s polohami



Obr. 29 Stavba centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Morské oko

1 - intrúzie dioritových porfýrov: a - schéma, b - rez; 2 - intruzívne telesá andezitových porfýrov: a - dajky, b - prieniky; 3 - extrúzie a plytké ložné intrúzie (lakolity, sily) propylitizovaných pyroxenických andezitov a andezitových porfýrov; 4 - a - lávové prúdy afanitických až drobnoporfýrických pyroxenických andezitov (komplex Sninského kameňa - vrchná štruktúrna etáž), b - lávové brekcie; 5 - intruzívny prienik bazaltoidného pyroxenického andezitu (teleso Veža); 6 - lávové prúdy porfýrického pyroxenického andezitu bohatého na plagioklas (komplex Veľká Trestia - stredná štruktúrna etáž); 7 - lávové prúdy drobnoporfýrického pyroxenického andezitu (komplex Veľká Trestia - stredná štruktúrna etáž); 8 - lávové prúdy strednoporfýrického pyroxenického andezitu (komplex Rohu - spodná štruktúrna etáž); 9 - lávové prúdy drobnoporfýrického pyroxenického andezitu (komplex Rohu - spodná štruktúrna etáž); 10 - vulkanoklastické horniny, a - autochtónne a redeponované pyroklastiká, b - epiklastické brekcie, c - redeponované pemzové tufy; 11 - hydrotermálne explozívne brekcie; 12 - hydrotermálne premeny, a - silicifikácia a sekundárne kvarcitty, b - propylitizácia; 13 - podložné sedimenty paleogénu; 14 - zlom; 15 - štruktúrny vrt; 16 - línia profilu; 17 - jazero

redeponovaných pyroklastík, južný a západný sektor stratovulkánu spodnej štruktúrnej etáže buduje sukcesia lávových prúdov. Lávové prúdy v južnej časti vulkánu tvoria doskovité telesá uklopené okolo 10° na juh, s priemernou hrúbkou 15–20 m. V nižších úrovniach svahu narastajú ich hrúbky na 60–80 m a ojedinele i viac. Podobne v západnej časti stratovulkánu hrúbky lávových prúdov postupne narastajú na 60–80 m. Lávové prúdy sú tvorené drobnou- až strednoporfýrickými pyroxenickými andezitmi. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{70-75} , priemerná veľkosť 1–2 mm, obsah 25–30 %), augit (veľkosť do 2 mm, obsah 3–5 %), hypersten (veľkosť do 2 mm, obsah 3–8 %), v pilotaxitickéj, mikroliticko-pilotaxitickéj až mikroliticko-mikropoikilitickej základnej hmote. Zrnitejší charakter základnej hmoty je vyvinutý v hrubších lávových prúdoch. Okrem variability v zrnitosti a porfýrickosti výrastlíc možno pozorovať aj variabilitu v zastúpení plagioklasov (od 15 až 35 %) a pyroxénov (od 6–12 %).

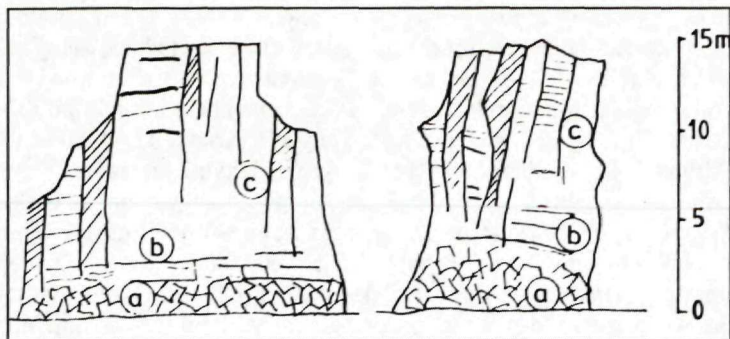
Stredná štruktúrna etáž je charakterizovaná efuzívnym komplexom stredno- až hruboporfýrických andezitov na báze s nesúvislou polohou redeponovaných pemzových tufov (na SZ od Sninského kameňa a v západnej časti pod kótou Ščobík). Hlavný obsah tvorí redeponovaný pemzový materiál (80–90 %), zanedbateľne sú prítomné drobné fragmenty andezitov s napenenou stavbou. Matrix je tufovo-piesčité až tufový. Pemzové tufy sú prevrstvené vložkami jemnozrnných tufov až siltovcov. Poloha pemzových tufov na báze komplexu strednej štruktúrnej etáže indikuje počiatočnú explozívnu aktivitu a súčasne tiež pozíciu paleoúdolí a depresí na svahu vulkánu, do ktorých bol pemzový materiál splavovaný.

Efuzívny komplex stredno- až hruboporfýrických andezitov predstavuje sukcesiu lávových prúdov oddelených zónami oxidácie a brekciácie (výraznejšie polohy pyroklastík medzi prúdmi zistené neboli). V bazálnej časti prúdov nad zónou brekciácie (1–3 m) je spravidla pásmo výrazne laminovaných andezitov, ktoré vyššie prechádza do stĺpcovitej až nepravidelne blokovitej odlučnosti.

Andezit je prevažne sivý až sivočierny, lokálne sklovitý, s výraznými výrastlicami plagioklasu do 3–5 mm, ktoré sú v základnej hmote nerovnomerne rozptýlené. Z petrografického hľadiska výrastlice tvorí plagioklas (An_{70-75} , veľkosť 1–3 mm, ojedinele 3 až 5 mm, obsah 25–30 %), augit (veľkosť 1–3 mm, obsah 8,12 %), hypersten (veľkosť 1 až 3 mm, obsah 6 až 10 %). Základná hmota je pilotaxitická. Zistené boli tiež variety so zníženým obsahom plagioklasu (15–20 %) s pilotaxitickou až trachytickou základnou hmotou. V efuzívnom komplexe boli zistené aj prúdy, resp. časti prúdov drobnoporfýrického až afanitického leukokratného andezitu s trachytickou základnou hmotou. Prítomnosť týchto andezitov poukazuje na diferenciačné procesy typu frakciovej kryštalizácie a genetickej spätosti s nadložnými lávovými prúdmi vrchnej štruktúrnej etáže.

Vrchná štruktúrna etáž je tvorená reliktnými lávovými prúdmi vo vrcholových častiach kót Fetkov (978), Strihovská poľana (974), kóta 1 011, Sninský kameň (1 005), Motrogon (1 018), Dzika (834), Čob (866), Múr (833), Lysák (821). Lávové prúdy dosahujú hrúbku bežne 15–21 m, ojedinele až 30 m. V bazálnej časti prúdov je zvyčajne vyvinutá zóna brekciácie a oxidácie s hrúbkou do 1–2 m. Vyššie nasleduje výrazná zóna laminácie, ktorá prechádza v smere nahor do nepravidelnej blokovitej až stĺpcovitej odlučnosti (obr. 30).

Z petrografického hľadiska sú prúdy reprezentované drobnou- až strednoporfýrickými andezitmi až bazaltoidnými andezitmi s výrastlicami plagioklasu (An_{75-80} , veľkosť 0,5 až 2 mm, obsah 15–30 %), augitu (veľkosť do 2 mm, obsah 1–10 %) a hyperstenu



Obr. 30 Relikty lávového prúdu vo vrcholovej časti kóty 833 Múr
 a – bazálna brekcia lávového prúdu, b – doskovitá odľučnosť paralelná s bázou prúdu (laminácia),
 c – stĺpcovitá odľučnosť

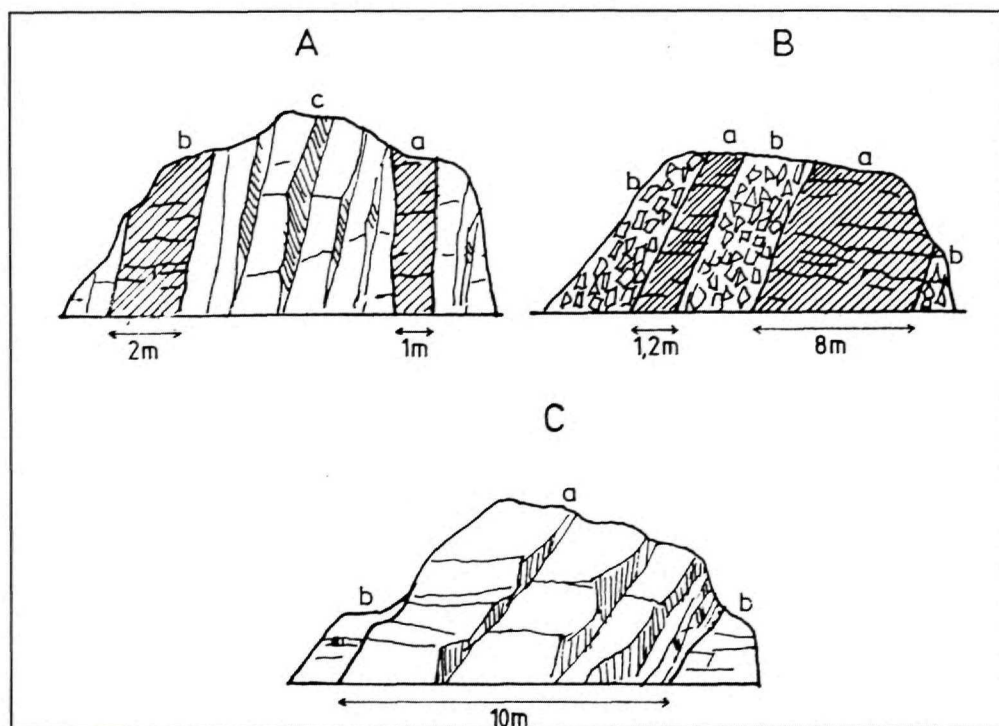
(veľkosť do 2 mm, obsah 3–8 %) v mikrolitickej až pilotaxitickej základnej hmote. Typická je značná variabilita v zastúpení výrastlíc a zanedbateľná prítomnosť afanitických variet.

Centrálna vulkanická zóna je tvorená nečleneným komplexom hydrotermálne premenených hornín intruzívneho charakteru (ložné intrúzie) a pravdepodobne reliktní efuzívneho komplexu. V dôsledku intenzívnej propylitizácie majú horniny masívny až homogénny charakter, čo sťažuje identifikáciu primárnych foriem telies a ich petrografického charakteru. Horniny sú v puklinách limonitizované s ojedinelými žilkami karbonátov a povlakmi pyritu. Tmavé minerály sú premenené a makroskopicky nerozlíšiteľné, plagioklasy sú výraznené, vybielené. Neprítomnosť textúr charakteristických pre lávové prúdy a naopak, blokovitá odľučnosť a masívny charakter hornín nasvedčujú najpravdepodobnejšie na prítomnosť plytkointruzívnych foriem ložného charakteru, umiestnených v spodnej časti vulkanického komplexu, resp. na jeho rozhraní s podloží. Petrograficky prevládajú strednoporfýrické andezity až andezitové porfýry s výrastlicami plagioklasu (An_{70} , veľkosť 1–3 mm, obsah 25–30 %), chloritizovaného a karbonatizovaného augitu a hyperstenu (veľkosť 1–2 mm, obsah 6–8 %). Základná hmota je mikrolitická, mikroliticko-zrnitá alebo zrnito-mikropoikilitická s prejavmi rekrystalizácie. Na západnom svahu kóty Veža (927) vystupuje dajka andezitu tvorená drobnoporfýrickým slabo propylitizovaným andezitom s textúrami fluidality v smere 226° a s úklonom 30° na SZ. Petrograficky patrí k bazaltoidnému andezitu s výrastlicami plagioklasu (An_{80} , veľkosť 1–2 mm, obsah do 20 %), augitu (veľkosť 1–2 mm, obsah 10–12 %) a hyperstenu (veľkosť 1–2 mm, obsah do 2–4 %) v mikroofitrickej základnej hmote. Pravdepodobne ide o intruzívny ekvivalent hornín vrchnej štruktúrnej etáže.

Na vnútorných svahoch centrálnej depresie s. od Morského oka, prevažne v záreze lesnej cesty a jv. od Morského oka v oblasti doliny Čeremošná a doliny Skalný potok, vystupujú na povrch intruzívne prieniky a dajky (obr. 31). Ich hrúbka kolíše od niekoľkých metrov do 15–20 m v dĺžke 50–80 m, ojedinele i viac.

V prevažnej väčšine dajok je vyvinutá stĺpcovitá až blokovitá odlučnosť s orientáciou plôch kolmo na okrajové kontakty. V okrajových častiach dajok je často zvýšená vezikulácia hornín, litofýzy sú orientované paralelne s kontaktom. Prostredie, v ktorom vystupujú dajky, je tvorené masívnym stredno- až hruboporfýrickým andezitom strednej štruktúrnej etáže, prípadne andezitmi a andezitovými porfýrmi nečleneného premeneného komplexu. V niektorých prípadoch dajky prenikajú cez zóny intenzívneho drvenia (obr. 31B).

Intruzívne prieniky a dajky petrograficky patria k pyroxenickým andezitovým porfýrom s pomerne vysokým obsahom pyroxénov (15–25 %). Výrastlice sú zastúpené plagioklasom (An_{70} , veľkosť 1–2 mm, obsah 20–25 %), augitom (náznaky premien, veľkosť do 3 mm, obsah 10–15 %) a hyperstenom (náznaky chloritizácie, veľkosť do 2 mm, obsah 5–10 %). Základná hmota je zrnitomikrolitická až doleritická. Tenké dajky majú jemnozrnnejšiu mikrolitickú štruktúru.



Obr. 31 Dajky v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Morské oko (zárez cesty sv. a s. nad Morským okom)

A – pod kótou 928 Veža; a – dajka leukokrátneho afanitického hyperstenického andezitu, b – dajka drobnoporfýrického hyperstenicko-augitického andezitu, c – efuzívny komplex hruboporfýrického pyroxenického andezitu. B – pod kótou 771; a – dajky hyperstenicko-augitického andezitu, b – brekcie drvenia tvorené úlomkovitým materiálom drobn- až strednoporfýrického pyroxenického andezitu. C – chrbát j.j.v. pod kótou 888; a – dajka hruboporfýrického andezitového porfýru augiticko-hyperstenického, b – efuzívny komplex porfýrického pyroxenického andezitu

V hlbších úrovniach stavby centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu vystupuje pomerne rozsiahly intruzívny komplex overený vrtmi (BACSÓ, 1986). Intruzívny komplex je v subvulkanickej úrovni tvorený štokom dioritu s apofýzami pyroxenických dioritových porfýrov vystupujúcich na povrch pri potoku Kapka a pri Skalnom potoku. Okrem toho, BACSÓ (l. c.) v rámci intruzívneho komplexu overeného vrtmi vyčlenil intruzívne telesá granodioritových porfýrov i leukokratných aplitických variet porfýrov.

Apofýzy dioritových porfýrov sú sprevádzané nepravidelnými, prevažne vertikálne orientovanými telesami magmaticko-hydrotermálnych a hydrotermálno-explozívnych brekcií. Brekcie majú polymiktný charakter a tvoria ich úlomky propylitizovaného andezitu, silicifikovaných andezitov až andezitových porfýrov, sekundárnych kvarcitov a argilitizovaných hornín. Hojné sú v nich úlomky paleogénnych pieskovcov. Okrem subangulárnych fragmentov hornín sú v nich prítomné aj výrazne zaoblené úlomky (najmä paleogénne sedimenty). Matrix brekcií je detritický s podstatným zastúpením rozrušených podložných sedimentov. Puklinami prenikajú drobné žilky karbonátov, sadrovca a pyritu.

Vznik týchto brekcií súvisí s uvoľňovaním fluíd v priebehu intruzívnej aktivity a kryštalizácie magmy, keď nastalo hydraulické štiepenie a frakturácia horninového prostredia vytvorením puklinového systému a k jeho následnému vyplneniu brekciami.

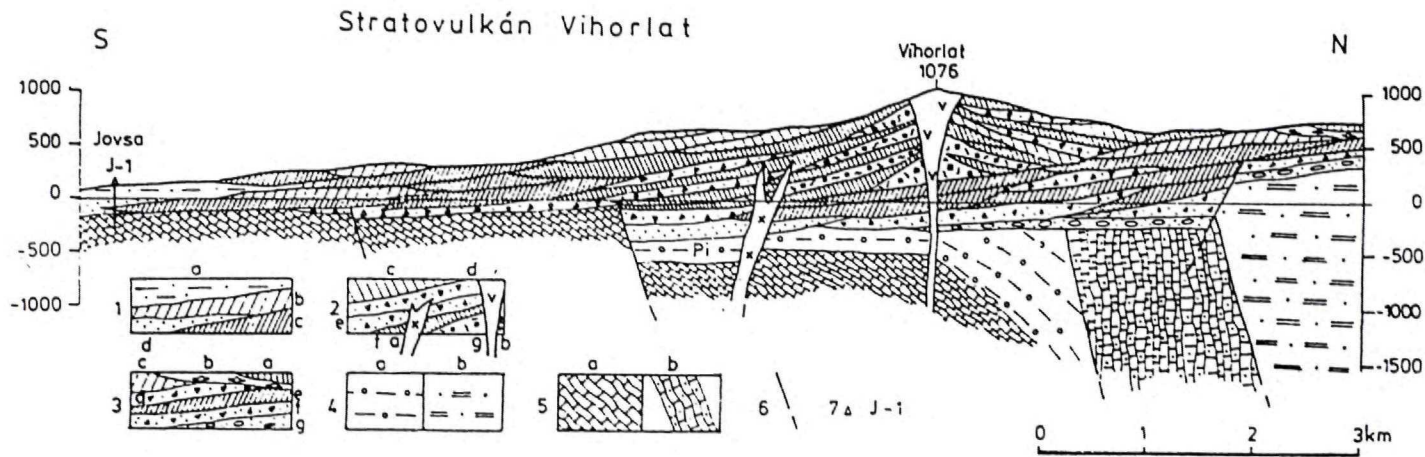
Špecifickou fáciou hornín centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu sú sekundárne kvarcity vystupujúce v apikálnych častiach dajkových, resp. pňovitých telies dioritových porfýrov. Pri okraji telies sekundárnych kvarcitov sú zóny silicifikovaných a argilitizovaných hornín, ktorých textúry a vzájomné vzťahy k intruzívnym telesám poukazujú na skutočnosť, že tieto horniny vznikli na úkor andezitových, resp. dioritových porfýrov. Podstatné zastúpenie v sekundárnych kvarcitoch majú minerály: topás, andaluzit, kremeň, tridymit, turmalín, diáspor, kaolínit a amónna hydrosľuďa (BACSÓ – ĐUĐA, 1988).

Stratovulkán Vihorlat

Stratovulkán je súčasťou západnej vetvy stratovulkánov a je situovaný západne až juhozápadne od stratovulkánu Morské oko. Definovaný je periklinálnym uložením rozsiahleho poľa lávových prúdov okolo centrálnej protrúzie v jeho vrcholovej časti, v oblasti kóty Vihorlat (1 076); (príloha 1, 2, obr. 32). Stratovulkán budujú prevažne lávové efúzie drobno- až strednoporfýrického andezitu. Pyroklastické horniny majú na jeho stavbe len zanedbateľný podiel.

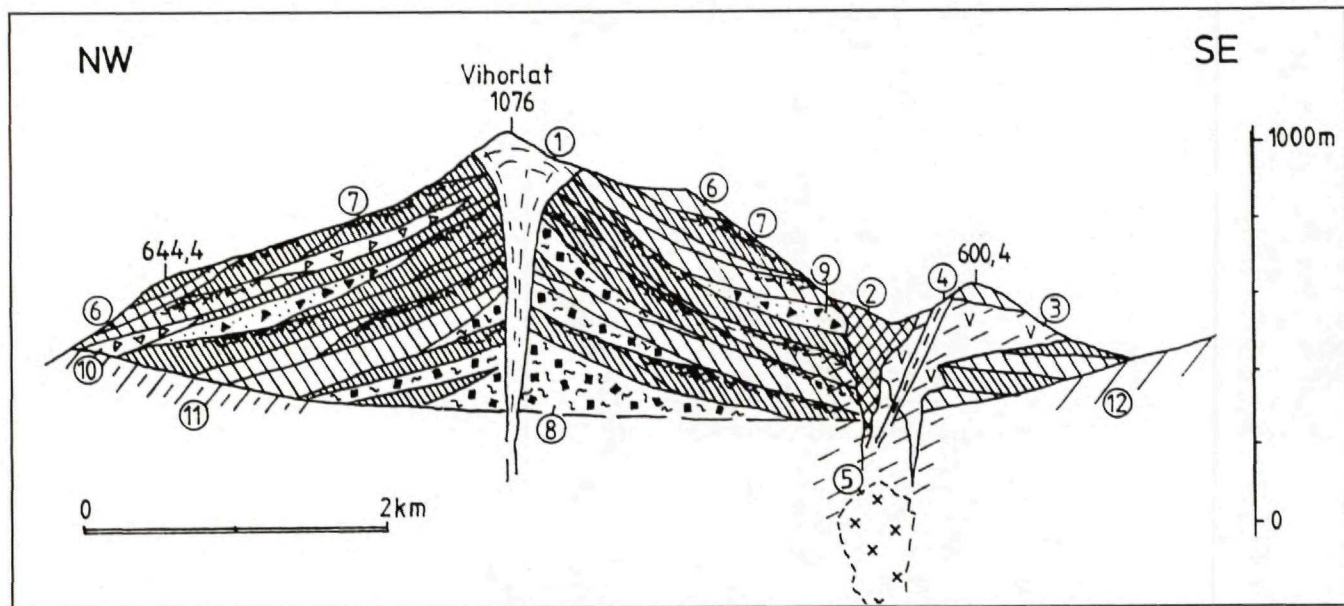
V severnej a východnej časti sa vulkanické produkty prislúchajúce k stratovulkánu Vihorlat stretajú so stratovulkánom Morské oko, pričom sa nachádzajú jednak v nadloží hornín jeho spodnej štruktúrnej etáže (dolina Kamenica), jednak ich prekrývajú jeho mladšie produkty strednej štruktúrnej etáže (oblasť Trislak). Na západnej strane pomerne zložité vzájomné vzťahy produktov stratovulkánu Vihorlat a stratovulkánu Sokolský potok indikujú ich súčasný vznik. Maximálne rozšírenie lávových prúdov je v smere na S až SZ, kde tieto prúdy zasahujú až k okraju denudačnej hranice. V južnom smere lávové prúdy dosahujú južný okraj pohoria a ich ďalšie pokračovanie je prekryté sedimentmi panónu a kvartéru Východoslovenskej nížiny.

Relikt kužela vo vrcholovej oblasti Vihorlatu tvoria prevažne lávové prúdy s periklinálnym uložením okolo centrálnej protrúzie. Úklony lávových prúdov sú prevažne 15 až 20°,



Obr. 32 Geologický rez stratovulkánom Vihorlat

1a – epiklastické pieskovec s vložkami siltovcov, b – lávový prúd strednoporfýrického pyroxenického andezitu (stratovulkán Sokolský potok), c – lávový prúd drobnoporfýrického pyroxenického andezitu (stratovulkán Sokolský potok), d – epiklastické pieskovec; 2a–g produkty stratovulkánu Vihorlat: a – intrúzia dioritu, b – centrálne intruzívne teleso pyroxenického andezitu, c – lávový prúd strednoporfýrického pyroxenického andezitu, d – epiklastické brekcie, e – redeponované pyroklastiká, f – lávový prúd drobnoporfýrického pyroxenického andezitu, g – autochtónne pyroklastiká (aglomeráty, vulkanické brekcie); 3 – a–g produkty stratovulkánu Morské oko: a – porfýrické andezity bohaté na plagioklas (komplex Veľká Trestia), b – redeponované pemzové tufy (komplex Veľká Trestia), c–g komplex Rohu, c – strednoporfýrický pyroxenický andezit, d – redeponované pyroklastiká, e – drobnoporfýrický pyroxenický andezit, f – epiklastické brekcie, g – bazálne epiklastické pieskovec a tufity s valúnmi nevulkanických hornín; 4a – vnútrokarpatský paleogén, b – paleogén magurskej jednotky; 5a – humenské mezozoikum, b – paleogén a mezozoikum bradlového pásma, 6 – zlom, 7 – vrt



Obr. 33 Stavba vulkanického kužeľa a jv. sektora prechodnej vulkanickej zóny (oblasť doliny Porubského potoka)

1 – centrálny prienik (protrúzia) pyroxenického andezitu, 2 – silicifikácia a sekundárne kvarcity, 3 – komplex propylitizovaných andezitov a andezitových porfýrov, 4 – dajka pyroxenického andezitu, 5 – predpokladaná intrúzia dioritového porfýru, 6 – lávový prúd strednoporfýrického pyroxenického andezitu, 7 – lávový prúd drobnoporfýrického pyroxenického andezitu so zónami lávových brekcií, 8 – autochtónne pyroklastiká (brekcie, aglomeráty), 9 – redeponované pyroklastiká, 10 – epiklastické brekcie, 11 – nečlenený komplex vulkánu Sokolský potok, 12 – nečlenený komplex vulkánu Morské oko

ojedinele až 25°. Pyroklastické horniny sú identifikované len sporadicky, a to najmä v nižších úrovniach kužeľa. Morfológia pôvodného kužeľa je do značnej miery zachovaná, prúdy sú uložené paralelne s povrchom.

Za pravdepodobnú príčinu dobrej zachovanosti kužeľa považujeme okrem prevahy lávových prúdov tiež prítomnosť vrcholovej protrúzie ako rezistentného elementu voči erózií. V rámci kužeľa, v jeho jz. časti, sú identifikované dve andezitové dajky radiálneho typu. Stavbu vulkanického kužeľa znázorňuje obr. 33.

Oblasť prechodnej vulkanickej zóny buduje efuzívny komplex. Pyroklastické horniny na povrchu neboli zistené, hoci ich prítomnosť v nižšej úrovni stavby nevyklúčujeme. V severnej časti vulkanickej štruktúry v oblasti periférnej vulkanickej zóny lávové prúdy po opustení vulkanického svahu prechádzajú do plošne rozsiahlych a hrubších pokryvov (hrúbka 50 m i viac). Lávové prúdy na južných svahoch sú všeobecne uklonené k juhu (10–15°) a pri tomto úklone sú vo svojej distálnej časti prekryté pliocénno-kvartérnymi uloženinami. Vo svojej bazálnej časti sú lávové prúdy spravidla brekciovité.

Na juhovýchodnom svahu v oblasti prechodnej vulkanickej zóny, v závere doliny Porubského potoka a priľahlých svahov chrbta Lomok vystupuje komplex hydrotermálne premenených hornín s ojedinelými andezitovými dajkami a sekundárnymi kvarciti (obr. 33). BACSÓ (1988) územie charakterizuje ako centrálnu vulkanickú zónu Porubský potok v západnej časti rozsiahlej vulkanikotektonickej depresie. Výsledky litofaciálnej a štruktúrnovulkanologickej analýzy okolitých vulkanických komplexov však nenasvedčajú na existenciu samostatnej vulkanickej štruktúry.

Litologicko-petrografická charakteristika hornín

Lávové prúdy v oblasti kužeľa sú pomerne tenké (okolo 8–15 m), v bazálnej časti pravidelne brekciovité (často až na 50 %), silne vezikulované a oxidované. Úklon lávových prúdov dosahuje 15–20°, ojedinele až 25°. V oblasti prechodnej vulkanickej zóny hrúbka lávových prúdov narastá na 20–25 m. Brekciácia je obmedzená len na úzke zóny v spodnej a vrchnej časti prúdov. Maximálnu hrúbku a plošný rozsah dosahujú lávové prúdy v oblasti prolúviálnej roviny v severnej časti vulkanickej štruktúry, kde ich hrúbka narastá pri úklonoch 5–10° na 50 m a viac.

Lávové prúdy majú značne uniformný charakter, tvoria ich drobno- až strednoporfýrické pyroxenické andezity so značne variabilným zastúpením pyroxénov. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{70–75}, veľkosť 1–2 mm, ojedinele až 3 mm, obsah 25 až 35 %), augit (veľkosť 0,5–3 mm, obsah 3–10 %) a hypersten (veľkosť 0,5–2,5 mm, obsah 2–10 %). Základná hmota je mikroliticko-mikropoikilitická až mikroliticko-pilotaxitická.

Pyroklastické horniny sú v oblasti kužeľa identifikované len sporadicky, v podloží lávových prúdov (pravdepodobne v dôsledku značných úklonov lávových prúdov, ktoré korešpondujú takmer s úklonmi svahu). Na prítomnosť polôh autochtónnych pyroklastík poukazujú fragmenty až bloky silne napeneného andezitu s drsným, oxidovaným povrchom, priemernej veľkosti 10–15 cm. Na severných svahoch v oblasti Mlynky sú rozvetrané argilitizované tufy a pemzové tufy, tvorené zväčša drobnými úlomkami pemz, zanedbateľne sú prítomné drobné úlomky andezitu. Pemzové tufy sú triedené a slabo zvetrané. Odkryvy triedených argilitizovaných tufov a pemzových tufov malých hrúbok sú aj na juhozápadom svahu Rakytovce.

Centrálne intruzívne andezitové teleso v oblasti vrcholu kóty Vihorlat (1 076) sa vyznačuje strmým priebehom plôch odlučnosti (východný okraj) a odlučnosťou s malým úklonom vo vrcholovej časti (0–5°). Uvedené zmeny úklonov poukazujú pravdepodobne na koncentrický priebeh plôch odlučnosti v povrchovej časti telesa. Masívny charakter telesa a priebeh odlučnosti indikujú, že teleso predstavuje výplň (protrúziu) v centre vulkanického kužeľa. Nevylučujeme možnosť, že pôvodne vyplňalo spodnú časť krátera. Teleso je tvorené tmavosivým drobnoporfýrickým pyroxenickým andezitom.

Andezitové dajky na jz. svahu kužeľa a ich orientácia poukazujú na radiálny systém fraktúr. Dajky petrograficky patria k pyroxenickému andezitu s amfibolom. Andezitová dajka nad Jovskanským potokom má šírku 3–4 m, dĺžku 150 m (smer laminácie 35°, úklon 85° na SZ), dajka v nižšej úrovni má šírku 10 m v dĺžke 300 m (smer laminácie 30°, úklon 85–90° na SZ).

V závere doliny Porubského potoka na jv. svahu vulkánu a na príľahlom svahu pod kótou Lomok vystupuje komplex hydrotermálne premenených hornín. Na svahu chrbta s kótou Lomok sú to propylitizované drobné- až strednoporfýrické andezity až andezitové porfýry masívneho charakteru. V rámci propylitizovaného komplexu hornín je na svahu sčasti vypreparovaná dajka leukokrátneho pyroxenického andezitu široká okolo 6 m a dlhá asi 30 m. Fluidalita zvýraznená doštičkovitou odlučnosťou má smer 60° s úklonom 30° na JV. Andezit je tmavý so zelenkavým odtieňom, drobnoporfýrický až afanitický. Výrastlice tvorí plagioklas (veľkosť 1–2 mm, obsah do 15–20 %) a pyroxény (veľkosť do 2 mm, obsah 5–6 %) v pilotaxitickej základnej hmote.

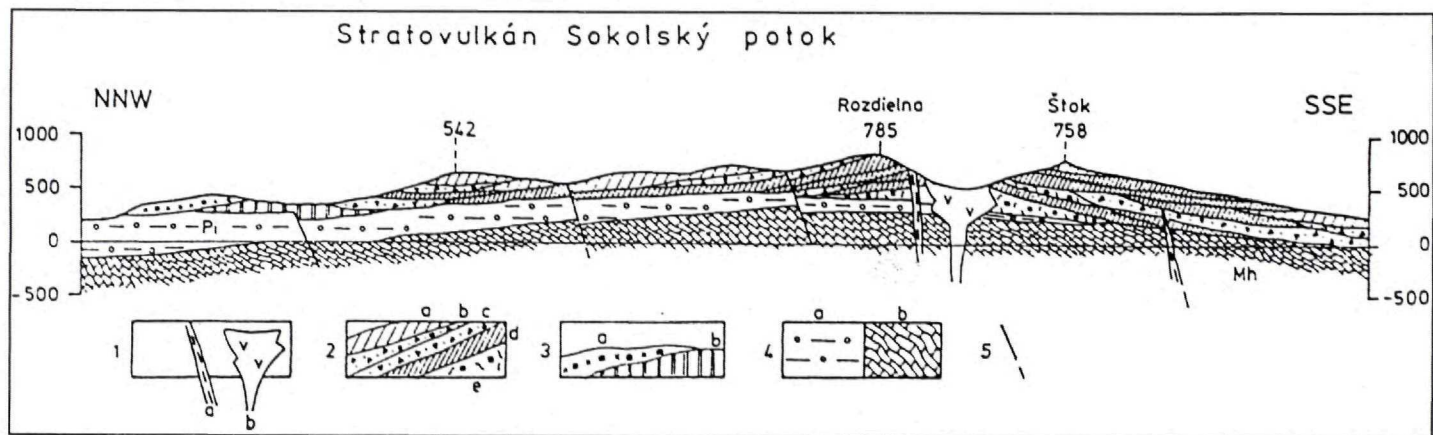
Vystupujú tu telesá sekundárnych kvarcítov s reliktnými porfýrickej štruktúry a brekciovitou textúrou, so zátekmi oxidov Fe po puklinách. Sekundárne kvarcity tvorí kremeň, tridymit, topás, andaluzit, diáspor, mulit, dickit, hydrosľuda atď. (BACSÓ – DUĎA, 1988).

Stratovulkán Sokolský potok

Stratovulkán predstavuje ďalšiu samostatnú vulkanickú štruktúru západnej vetvy vulkánov Vihorlatských vrchov. Má asymetrickú stavbu orientovanú v smere SZ–JV medzi stratovulkánom Vihorlat na SV a stratovulkánom Kyjov na JZ (príloha 1, 2, obr. 34). So stratovulkánom Vihorlat sa stretáva pozdĺž doliny Jovskanského potoka a ďalej na S pozdĺž doliny Meša. Vo vrcholovej oblasti hrebeňa medzi uvedenými dolinami možno pozorovať čiastočné prekrývanie stavby Vihorlatu lávovými prúdmi stratovulkánu Sokolský potok. Naproti tomu, v severnej časti stratovulkánu v oblasti periférnej vulkanickej zóny sú produkty stratovulkánu Sokolský potok v podloží lávových prúdov Vihorlatu (oblasť kóty Jedlinky a Sokolie skaly).

So stratovulkánom Kyjov na JZ sa stratovulkán stretáva pozdĺž potoka severne od Kusína a na severnej strane pozdĺž Suchého potoka. Vzájomné vzťahy lávových prúdov tu indikujú približne súčasný vznik stratovulkánov.

Relikt kužeľa, ktorý zahŕňa oblasť vrcholov okolo záveru Sokolského potoka (Rázdielna, Ostrý vrch, Štok) a ich vyššie svahy, je v západnej časti tvorený prevažne stratovulkanickým komplexom (na jeho stavbe sa okrem lávových prúdov v podstatnej miere podieľajú aj autochtónne pyroklastiká), východnú časť kužeľa naproti tomu tvorí zväčša efuzívny komplex. V závere doliny Sokolského potoka, ktorý pozíciou reprezentuje oblasť centrálnej vulkanickej zóny, vystupuje propylitizovaný komplex



Obr. 34 Geologický rez stratovulkánom Sokolský potok

1a – andezitová dajka, b – andezitová extrúzia; 2a – lávový prúd strednoporfýrického pyroxenického andezitu, b – epiklastické brekcie, c – redeponované pyroklastiká, d – lávový prúd drobnoporfýrického pyroxenického andezitu, e – autochtónne pyroklastiká (aglomeráty, vulkanické brekcie); 3a – brekcia pyroklastického prúdu, b – lávový prúd porfýrického sčasti leukokratného pyroxenického andezitu (viniansky komplex); 4a – vnútrokarpatský paleogén, b – humenské mezozoikum; 5 – zlom

andezitov a andezitových porfýrov s ojedinelými dajkami. Schematicky je stavba vulkanického kužeľa znázornená na obr. 35.

V oblasti prechodnej vulkanickej zóny dominujú lávové prúdy nad polhami redeponovaných pyroklastík tak na južnom, ako aj na severnom svahu (obr. 30). V podloží lávových prúdov, ktoré v smere na S pokračujú až do priestoru proluviálnej roviny (úklony 5–10°), sú rozšírené uloženiny redeponovaných autochtónnych pyroklastík. Vzhľadom na skutočnosť, že uvedený komplex pyroklastík nie je možné jednoznačne pričleniť len k jednej vulkanickej štruktúre (je rozšírený v podloží produktov Morského oka, Sokolského potoka a Vihorlatu), označujeme ho ako horizont pyroklastík bez jasnej príslušnosti.

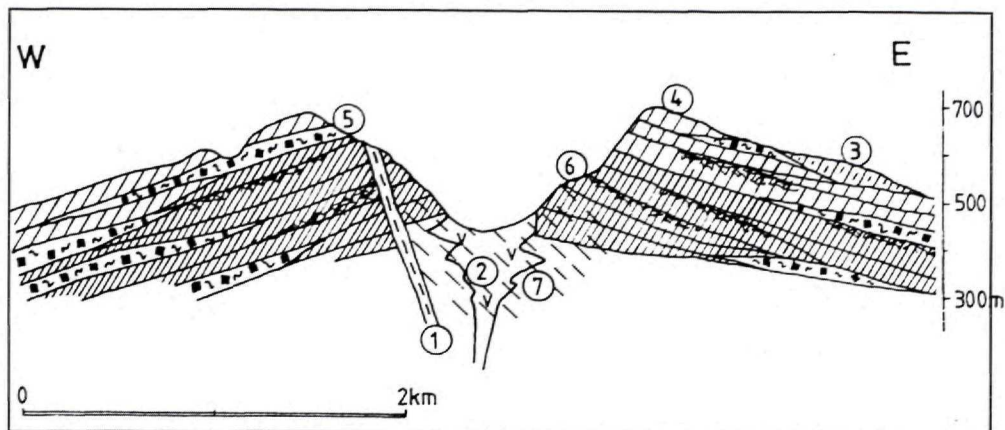
Litologicko-petrografická charakteristika hornín

V oblasti kužeľa, v jeho západnej časti, sú rozšírené autochtónne pyroklastiká, ktoré zodpovedajú vulkanickým brekciám a aglomeratickým pyroklastikám (chrbát medzi kótami Razdielna a Ostrý vrch). V rámci skalných odkryvov s výškou 10–15 m prevláda hrubý až blokový materiál s fragmentmi veľkosti 25–30 cm, ojedinele až 0,5 m, s napenenou stavbou. Prevládajú bloky typu bômb (okolo 60 %), ďalej subangulárne bloky, trieštené podľa radiálnych fraktúr (okolo 10 %). Matrix je lapilovo-troskový, so znakmi aglutinovania. Uloženiny sú netriedené, prípadne je naznačená hrubá gradácia s úklonmi 20–25° na JZ. Pyroklastiká v analogickom vývoji vystupujú aj na severných svahoch pod kótami Razdielna a Bykov grúň. Lávové prúdy v oblasti kužeľa sú málo mocné (8–15 m), sčasti brekciovité. V nižších úrovniach prevláda drobný- až strednoporfýrický andezit s úklonmi 25° na JZ (pod Ostrým vrchom). Vo vrchných úrovniach (vrchol Razdielna a Peňažník) sú relikty prúdov stredno- až hruboporfýrického andezitu bohatého na pyroxén (výrastlice do 3–4 mm). V oblasti prechodnej vulkanickej zóny dochádza k zmierneniu úklonu na 10 až 15° a narastaniu mocností lávových prúdov, ktoré v oblasti periférnej vulkanickej zóny dosahujú hrúbku 40–50 m.

Z petrografického štúdia vyplýva, že väčšinu prúdov vulkánu Sokolský potok tvoria drobný- až strednoporfýrické pyroxenické andezity s výrastlicami plagioklasu (An_{70-75} , veľkosť 0,5–0,2 mm, obsah 30 až 35 %), augitu (veľkosť do 2 mm, obsah 4–8 %) a hyperstenu (veľkosť do 2 mm, obsah 4–8 %). Základná hmota je pilotaxitická, s variabilnou zrnitosťou.

Najvrchnejšie lávové prúdy a dajkové telesá sú výraznejšie porfýrické, s výrastlicami do 0,4 mm. Základná hmota je mikropoikiliticko-pilotaxitická až mikroliticko-poikilitická. Okrem lávových prúdov, ktoré tvoria dominantnú zložku prechodnej vulkanickej zóny, sú na južných svahoch sporadicky identifikované polohy redeponovaných pyroklastík (svahy pod Rakovským kameňom a Dzilíkom). Prevláda drobnouložkový pyroklastický materiál priemernej veľkosti 5–8 cm, ojedinele bloky do 20–30 cm, subangulárne až subsférické, často s napenenou stavbou a drsným oxidovaným povrchom. Matrix je tufovo-piesčitý, triedený, s drobnými úlomkami pemzy. Lokálne možno pozorovať textúry zvrstvenia.

Na severnom svahu stratovulkánu, v podloží lávových prúdov, je horizont pyroklastík bez jasnej príslušnosti. Horizont je vertikálne diferencovaný. V spodnej časti prevládajú redeponované pyroklastiká s výraznými znakmi transportu, tvorené v prevahe materiálom



Obr. 35 Schéma stavby centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Sokolský potok

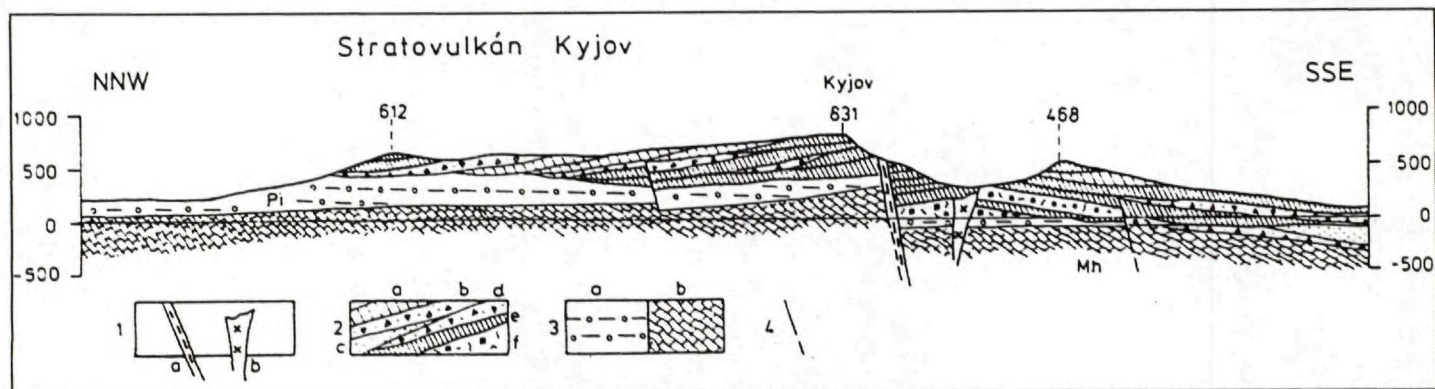
1 – andezitová dajka, 2 – andezitový porfýr, 3 – lávový prúd hruboporfýrického pyroxenického andezitu, 4 – lávový prúd strednoporfýrického pyroxenického andezitu, 5 – aglomeráty a brekcie (nečlenené), 6 – lávový prúd drobnoporfýrického pyroxenického andezitu, 7 – propylitizované andezity nečlenené

vo frakcii 5–15 cm, ktorý je triedený a zvrstvený. Matrix je piesčitý až tufový. Časté sú vložky piesčitých a pemzových tufov. Súvrstvie má znaky uloženia vo fluvialnom až fluvialno-terigénnom prostredí. Vo vrchnej časti uvedeného horizontu sú uložené hrubé pyroklastické brekcie tvorené hrubým až blokovitým materiálom priemernej veľkosti 15 až 40 cm, ojedinele s blokmi do 2,5 až 3 m. Bloky sú subsférické až sférické, sčasti majú charakter bômb. Časť veľkých blokov prejavuje znaky trieštenia na angulárne fragmenty podľa systému radiálnych a nepravidelných trhlín. Matrix je tufovo-troskový, často so znakmi aglutinovania. Miestami možno pozorovať hrubú gradáciu podľa zrnitosti. Brekcie uvedeného typu zodpovedajú vulkanickým brekciám. V obmedzenom meradle sa vyskytujú brekcie, ktoré sa vyznačujú chaotickým uložením materiálu a vyšším stupňom konsolidácie až spekania, ktoré zodpovedajú uloženiam pyroklastických prúdov. Petrograficky materiál pyroklastík patrí k strednoporfýrickému pyroxenickému andezitu.

Lokálne možno pozorovať aj časti a bloky brekciovitých lávových prúdov.

Uvedený horizont, ktorý je rozšírený v podloží produktov stratovulkánov Vihorlatu, Sokolského potoka a Morského oka, nie je možné jednoznačne priradiť len k jednému erupčivnému centru. Pravdepodobne ide o produkty ranej explozívnej fázy viacerých vulkánov, ktoré boli v priebehu ďalšej efuzívnej aktivity prekryté lávovými prúdmi, v dôsledku čoho je zastretý ich pôvodný priestorový vzťah v oblasti erupčívneho centra.

V závere doliny Sokolského potoka v rámci centrálnej vulkanickej zóny vystupuje komplex propylitizovaných andezitov a andezitových porfýrov. Okrem toho hydrotermálne premeny postihujú spodnú časť efuzívneho komplexu drobnoporfýrických andezitov na svahu pod kótami Ostrý vrch a Razdielna. Andezit je sivočierny, s modrozeleným odtieňom. Výrastlice tvorí plagioklas (veľkosť 0,5–1,5 mm, obsah 30–35 %) a chloriti-



Obr. 36 Geologický rez stratovulkánom Kyjov

1a – andezitová dajka, b – intrúzia dioritu; 2a – strednoporfýrický pyroxenický andezit, b – epiklastické brekcie, c – epiklastické pieskovce, d – redeponované pyroklastiká, e – drobnoporfýrický pyroxenický andezit, f – autochtónne pyroklastiká (aglomeráty, vulkanické brekcie); 3a – vnútrokarpatský paleogén, b – humenské mezozoikum; 4 – zlom

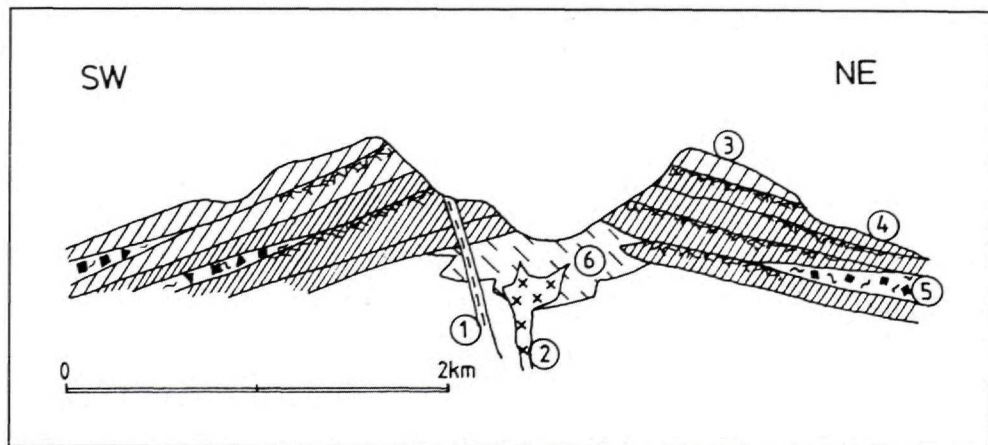
zované pyroxény (veľkosť do 1,5 mm, obsah okolo 10–14 %) v pilotaxiticko-mikrolitickej základnej hmote. V nadloží nasledujú strednoporfýrické a vo vrchnej časti hruboporfýrické andezity.

V oblasti vyšších svahov pod kótou 615 m vystupuje dajka so strmým priebehom fluidality (80–90°) v smere 90–110°. Šírka dajky je 25–30 m, dĺžka okolo 150 m. Andezit je drobnoporfýrický, propylitizovaný. Výrastlice tvorí plagioklas (veľkosť do 1–3 mm, obsah okolo 30 %), augit (veľkosť do 1–3 mm, obsah 5–6 %), hypersten (veľkosť 1 až 2 mm, obsah 4–5 %). Základná hmota je zrnito-mikropoikilitická. Ďalšie dajkové teleso je na svahu pri kóte 784 m. Vyznačuje sa výraznejším porfýrickým charakterom. Výrastlice tvorí plagioklas (An₇₅, veľkosť 1–3 mm, obsah 30–35 %), augit (veľkosť do 4 mm, obsah 7–8 %) a hypersten (veľkosť do 3 mm, obsah 6–7 %). Vývoj základnej hmoty je zrnitý, mikropoikilitický. Hornina zodpovedá andezitovému porfýru.

Horninový komplex v okolí dajok je postihnutý propylitizáciou, sčasti silicifikáciou a argilitizáciou. Na svahu v nadmorskej výške 650 m, v lesnej ceste, je pásmo drvenia, silicifikácie a limonitizácie. Brekcie predstavujú produkt drvenia, prípadne explozívnej dezintegrácie. Lokálne sa vyskytujú aj malé telesá sekundárnych kvarcitov, sčasti vzniknuté silicifikáciou pyroklastík.

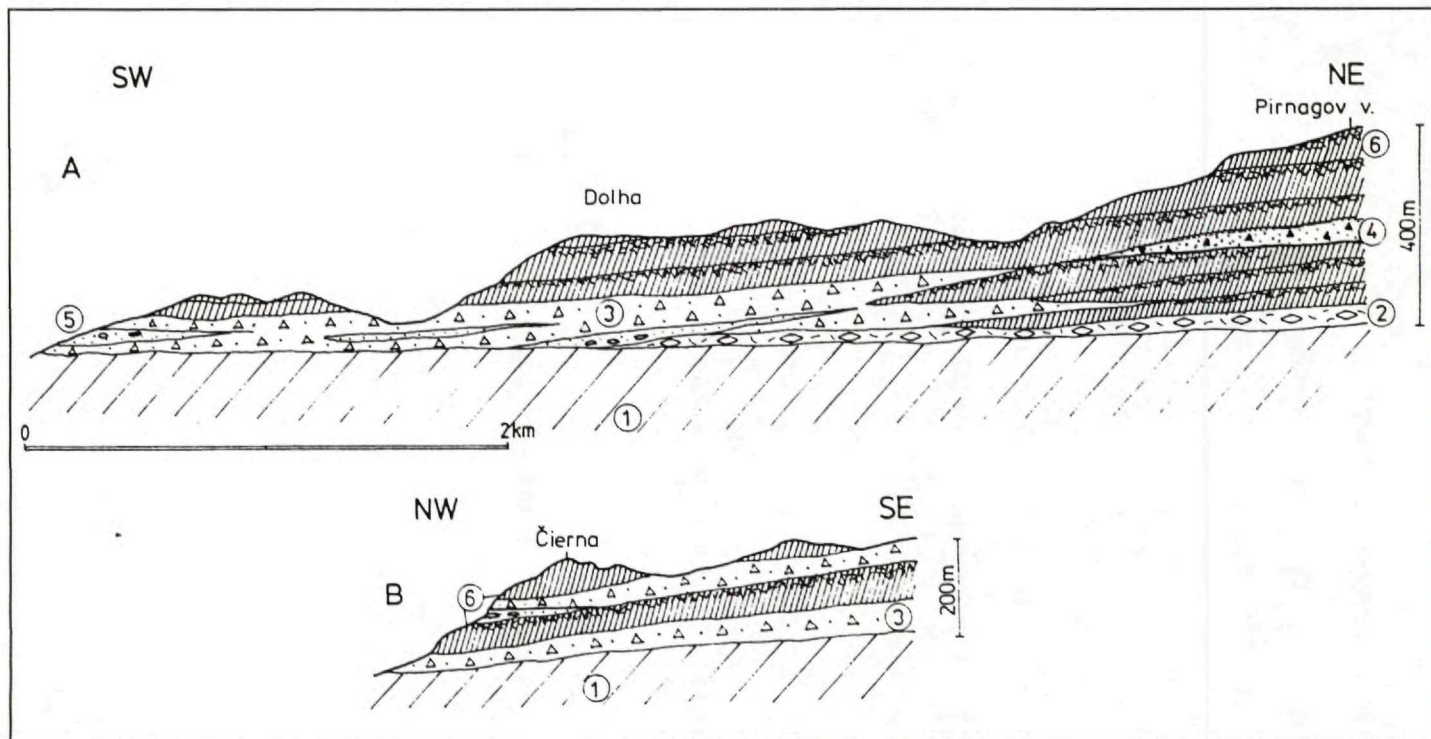
Stratovulkán Kyjov

Stratovulkán predstavuje najzápadnejšie situovanú vulkanickú štruktúru v rámci západnej vulkanickej reťaze (príloha 1, 2, obr. 36). Vulkan sa vyznačuje podstatným zastúpením až prevahou explozívnych produktov v spodnej časti vulkanickej stavby,



Obr. 37 Schéma stavby centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Kyjov

1 – andezitová dajka, 2 – intrúzia dioritového porfýru (predpokladaná), 3 – lávový prúd strednoporfýrického pyroxenického andezitu, 4 – lávový prúd drobnoporfýrického andezitu, 5 – aglomeráty (nečlenené), 6 – propylitizovaný komplex lávových prúdov a vulkanoklastík



Obr. 38 Schéma stavby prechodnej a periférnej vulkanickej zóny vulkánu Kyjov (A – jz. sektor, oblasť Dolha – Pirnagov vrch, B – sz. sektor, oblasť kóty Čierna)

1 – sedimenty bádenu až spodného sarmatu v podloží vulkanického komplexu, 2 – redeponované pemzové tufy, 3 – epiklastické brekcie, 4 – redeponované pyroklastiká, 5 – epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami epiklastických konglomerátov, 6 – lávové prúdy pyroxenického andezitu

zatiaľ čo vo vrchných úrovniach dochádza k postupnému až úplnému prevládnutiu lávových prúdov. Oblasť vulkanického kužeľa má zväčša efuzívny charakter – pyroklastické horniny zistené neboli, aj keď ich prítomnosť nevyklúčujeme. Výrazné je periklinálne uloženie prúdov so sklonmi 25 až 30° okolo centra v závere doliny Skalčanského potoka (obr. 37). Oblasť prechodnej vulkanickej zóny je tvorená striedaním lávových prúdov s polohami redeponovaných pyroklastík a v severnej časti s polohami epiklastík. V západnej časti stratovulkánu je vyvinutá periférna vulkanická zóna, ktorú tvorí zväčša komplex epiklastických hornín (epiklastické brekcie, epiklastické pieskovce a konglomeráty) a pemzových tufov.

Stavba prechodnej a periférnej zóny stratovulkánu Kyjov je schematicky znázornená na obr. 38.

Litologicko-petrografická charakteristika hornín

Oblasť vulkanického kužeľa tvoria málo mocné lávové prúdy (10–15 m) s periklinálnymi úklonmi. V spodnej a vrchnej časti sú lávové prúdy brekciovité, vesikulované a oxidované. V oblasti prechodnej vulkanickej zóny lávové prúdy prechádzajú do mocnejších telies (25 m) a maximálnu mocnosť (50 m a viac) nadobúdajú pri severných a západných okrajoch stratovulkánu.

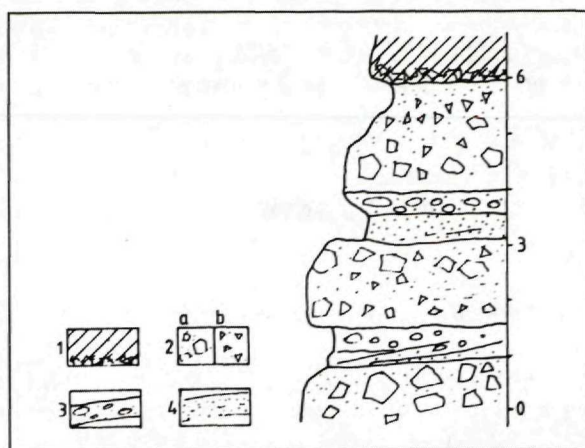
Pri terénnom výskume boli rozlíšené: a) drobnoporfýrické pyroxenické andezity a b) stredno- až hruboporfýrické andezity. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{70} , veľkosť 1 až 2 mm, ojedinele 3 mm, obsah 30–35 %), augit (veľkosť 0,5–2 mm, obsah 6–10 %), hypersten (veľkosť 0,5–2 mm, obsah 5–8 %). Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická, pilotaxitická alebo mikrointersertálna. Prevládajú typy bohaté na pyroxén (13–18 %). Ojedinele sú prítomné aj bazaltoidné andezity s mikrofitickou základnou hmotou.

Na severnom svahu v oblasti pri rozhraní kužeľa a prechodnej vulkanickej zóny sú ojedinelé bloky autochtónnych pyroklastík, tvorené hrubým pyroklastickým materiálom a troskovo-lapilovým až tufovým matrixom.

V oblasti prechodnej vulkanickej zóny sú na južných svahoch Kyjova odkryvy redeponovaných pyroklastík pod kótou Kovalov hrnok. V spodnej časti sú odkryvy redeponovaných tufov s drobným klastickým materiálom pyroklastického typu, vyššie sú uložené redeponované pyroklastické brekcie, tvorené vesikulovanými fragmentmi andezitu (s veľkosťou do 5 až 10 cm) v pemzovo-tufovom matrixe. Uloženíny podobného typu sú tiež na severných svahoch vulkánu (dolina potoka Motyčka).

Pri sz. okraji prechodnej vulkanickej zóny (svahu kót Skalka a Čierna) sú uložené epiklastické vulkanické brekcie, tvorené prevažne fragmentmi s veľkosťou 5–15 cm, ojedinele až 30 cm, v tufovo-piesčitom matrixe. Epiklastické vulkanické brekcie sa striedajú s vložkami epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov (obr. 39). Sporadicky sú prítomné tiež polohy redeponovaných pemzových tufov (severne od doliny Medvedí potok). Súvrstvia epiklastických brekcií sú charakteristické aj pre oblasť periférnej vulkanickej zóny pri západnom okraji stratovulkánu (oblasť kóty Malinová). Polohy triedených brekcií sa striedajú s vložkami epiklastických vulkanických pieskovcov a redeponovaných tufov. V oblasti záveru Skalného potoka, medzi kótami Kyjov, Jasenický vrch a Tomášov vrch (centrum stratovulkánu), sú v sutine identifikované úlomky pro-

pylitzovaných a argilitizovaných drobnoporfýrických andezitov. V oblasti chrbta Tomášov vrch vystupujú dajky drobnoporfýrického andezitu.



Obr. 39 Litologický profil pri sz. okraji prechodnej vulkanickej zóny (západ. svah pod k. Čierna - 612)
1 – lávový prúd; 2 – epiklastické vulkanické brekcie: a – hrubé, b – drobné; 3 – epiklastické vulkanické konglomeráty; 4 – epiklastické vulkanické pieskovce

Vzťah vulkanitov k morfoštruktúram podložja

Hlavné črty morfoštruktúr podložja v oblasti Vihorlatských vrchov sú znázornené na obr. 40 a v štruktúrno-vulkanologickej schéme (príloha 2).

Na stavbe podložja sa od SV na JZ zúčastňujú tieto jednotky:

- paleogén magurskej jednotky;
- bradlové pásmo v pruhu širokom okolo 2 km od Kamenice n./Cirochou po Beňatinu a Inovce. Kriedové sedimenty bradlového pásma boli overené vrtom RH-5 južne od Morského oka v hĺbke 903–1 114 m (SAMUEL in BACSÓ, 1986).

(Východne od Kamenice n./Cirochou je v nadloží hornín magurského flyšu a bradlového pásma relikty sedimentov spodného miocénu);

- južne od bradlového pásma vystupuje vnútrokarpatský paleogén (na povrch vystupuje sz. od Vihorlatských vrchov a vo východnej časti územia južne od Beňatiny);
- v západnej časti medzi Oreským a Chlmcom vystupuje mezozoikum Humenských vrchov, ktoré sa smerom na JV ponára pod sedimenty paleogénu, neogénu a vulkanitov, pravdepodobne až do priestoru Sobrance – Porúbka (overené vrtom J-2 pri Jovsi);
- južne od mezozoika Humenských vrchov v priestore Oreské – Trnava n./Laborcom vystupujú sedimenty bádenu vrátane horizontu ryodacitových tufov.

V morfológii podložja sa uplatňujú prevažne systémy zlomov sz.-jv. smeru. Vo východnej časti územia dominuje graben sz.-jv. smeru s pokračovaním na JV na Zakarpatskú Ukrajinu v smere vihorlatsko-gutinskej vulkanickej reťaze.

Na severozápade sa graben končí na systéme priečných zlomov (SV–JZ) vrbnického zlomového systému (BACSÓ, 1979). Tento systém zlomov člení podložie na rad blokov postupne poklesávajúcich k JV.

Tento graben vo východnej časti územia, ako aj priestory poklesnutých blokov podložia boli oblasťou zvýšenej akumulácie vulkanických produktov s hrúbkou 300–800 m, čo svedčí o synvulkanickej subsidencii. Najväčšie hrúbky vulkanických hornín sú práve v oblasti spomínaného grabenu (vrt RH-1 južne od Morského oka). Synvulkanická subsidencia grabenu, ako aj celej južnej časti územia, sa výrazne prejavuje v asymetrii jednotlivých stratovulkánov, čo sa týka najmä ich rozsahu, hrúbok a sklonov. Ďalším argumentom je vyklíňovanie spodných členov vulkanickej stavby na zlomoch, ktoré sú pochované pod mladšími produktmi vulkánov, pozorované pri stratovulkánoch Diel a Popriečny. V stratovulkáne Morského oka synvulkanická subsidencia uvedeného grabenu spôsobila výrazné dostredivé úklony, najmä spodných členov stavby na severnom a severovýchodnom okraji stratovulkánu.

Vo východnej časti územia sú jednotlivé vulkanické centrá stratovulkánov Popriečny, Diel, Morské oko zjavne situované na severovýchodnom okrajovom zlomovom systéme uvedeného grabenu sz.-jv. smeru, a to v miestach narušenia priečnymi zlomami (obr. 40).

Centrálna zóna stratovulkánu Diel je zjavne situovaná v oblasti križovania sa uvedených mladých zlomových systémov s priebehom bradlového pásma. Význam štruktúry bradlového pásma pre vznik vulkanického centra je zvýraznený prítomnosťou niekoľkých andezitových nekov východne od stratovulkánu Diel situovaných na severnom okrajovom zlome bradlového pásma.

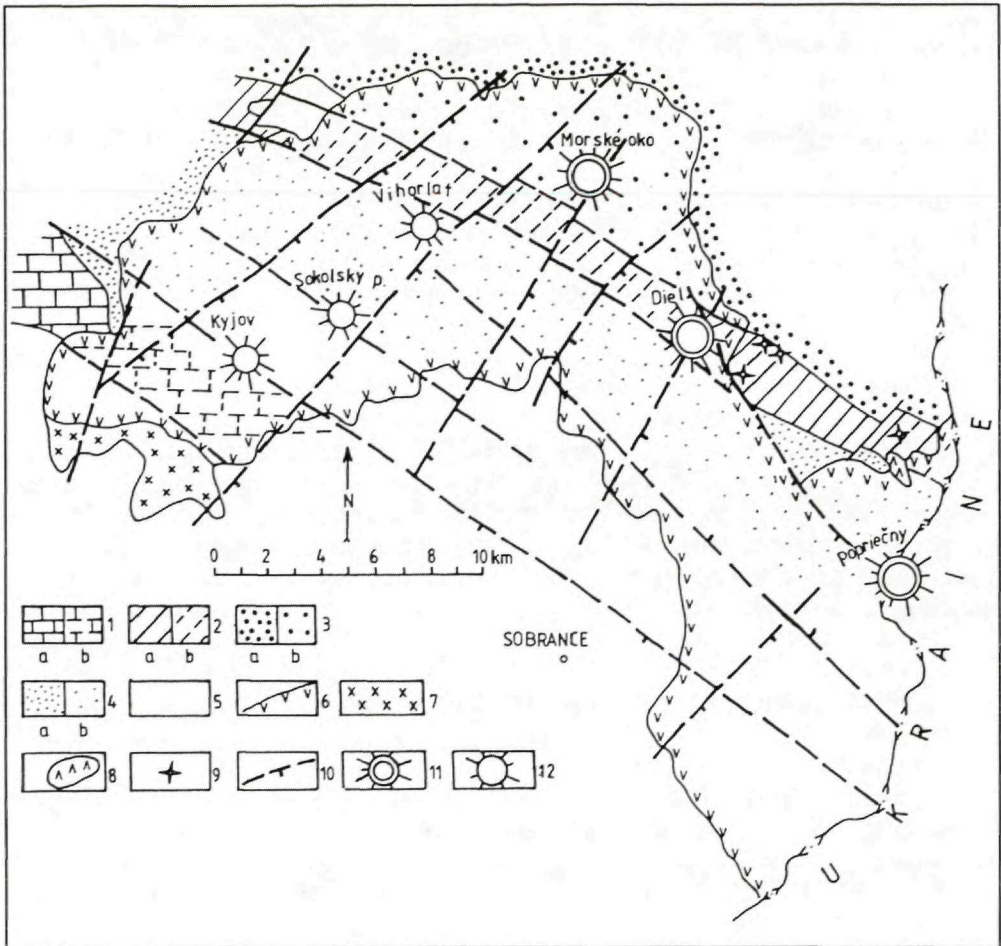
Centrálna vulkanická zóna stratovulkánu Morské oko je situovaná v sz. zakončení grabenovej štruktúry v zóne styku s výraznou vulkanotektonickou zónou vrbnického zlomového systému sv.-jz. smeru.

Priebeh okrajového zlomu grabenu je v týchto miestach zastretý anomáliami bradlového pásma a rozsiahleho intruzívneho komplexu.

Vulkanické centrá stratovulkánov Vihorlat, Sokolský potok, Kyjov, západnej vetvy stratovulkánov Vihorlatských vrchov, sú situované v oblasti križenia zlomov sv.-jz. smeru vrbnického zlomového systému so zlomami sz.-jv. smeru.

Tieto stratovulkány situované v smere vrbnického zlomového systému považujeme za parazitické, čo sa prejavuje v ich menšom rozsahu, priestorovej zblíženosti a takmer úplnej absencii diferencovaných hornín. Ich vznik bol pravdepodobne podmienený migráciou magmy v smere od hlavnej zóny vzniku stratovulkánov (vyššie uvedený graben) na JZ po zlomoch vrbnického zlomového systému, a to bez vzniku rozsiahlejších podpovrchových magmatických rezervoárov a významnejšej diferenciacie.

Vulkanity vinianskeho komplexu sú situované pri južnom okraji hrasti humenského mezozoika s pravdepodobným pokračovaním juhovýchodným smerom (indikované ako záporná magnetická anomália – príloha 2). Na severozápade je rozsah vinianskeho komplexu limitovaný zlomami sv.-jz. smeru v podloží zlomov neporušených produktov stratovulkánov Kyjov a Sokolský potok, čo indikuje etapu zlomových pohybov a denudácie v období medzi vznikom vinianskeho komplexu (stredný sarmat) a mladších stratovulkánov (vyšší sarmat – spodný panón). Podobným spôsobom je limitovaný rozsah bádenských sedimentov a ryodacitových tufov zlomami sz.-jv. smeru pod mladšími vulkanitmi stratovulkánov Diel a Popriečny.



Obr. 40 Schéma stavby predneogénneho podložia

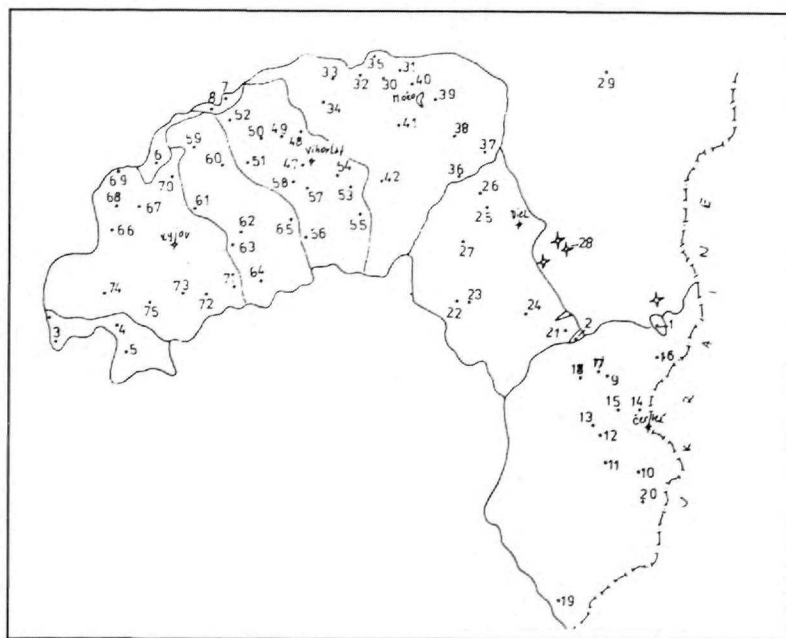
1 – mezozoikum Humenských vrchov: a – na povrchu, b – v podloží vulkanitov; 2 – karpatské bradlové pásmo: a – na povrchu, b – v podloží vulkanitov; 3 – paleogén magurského flyšu: a – na povrchu, b – v podloží vulkanitov; 4 – vnútrokarpatský paleogén: a – na povrchu, b – v podloží vulkanitov; 5 – sedimenty neogénu; 6 – rozsah andezitových stratovulkánov; 7 – viniansky komplex (extrúzie a vulkanoklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov); 8 – ryodacit; 9 – andezitové neky; 10 – zlomy; 11 – pozícia eruptívnych centier andezitových stratovulkánov východnej vetvy; 12 – pozícia eruptívnych centier andezitových stratovulkánov západnej vetvy

Začlenenie vulkanitov Vihorlatu podľa chemického zloženia

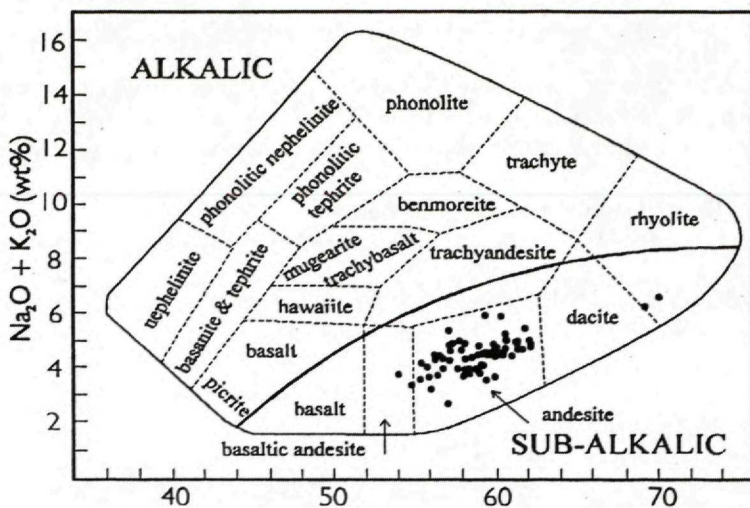
Reťaz vulkanických centier v pohorí Vihorlat je dominantne budovaná pyroxenickými andezitmi, s menšinovým podielom bazaltoidných andezitov a dioritových porfýrov. Pozícia analyzovaných vzoriek je zobrazená na obr. 41 a chemické analýzy v tab. 2. V klasifikačnom diagrame $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (obr. 42) všetky horninové typy majú subalkalickú povahu, pričom vyjadrujú postupný prechod od bazaltoidných andezitov (54 hmot. % SiO_2) ku kyslým andezitom (62,2 hmot. % SiO_2). Separátne postavenie má bádenská extrúzia ryodacitov s granátom.

V AFM diagrame (obr. 43) andezity Vihorlatu zodpovedajú Ca-alkalickému trendu, ale s relatívne vyšším obsahom Fe (presahovanie do poľa tholeiitu). Zvýšený obsah Fe však nie je dôsledkom obohacovania sa magmy o železo v priebehu frakčnej kryštalizácie a nemôže byť považovaný za indiciu tholeiitového charakteru hornín. GROVE – KINZLER (1986) uvedené fenomén dávajú do spojitosti s frakčnou kryštalizáciou za relatívne nižšieho tlaku a nižšieho obsahu vody.

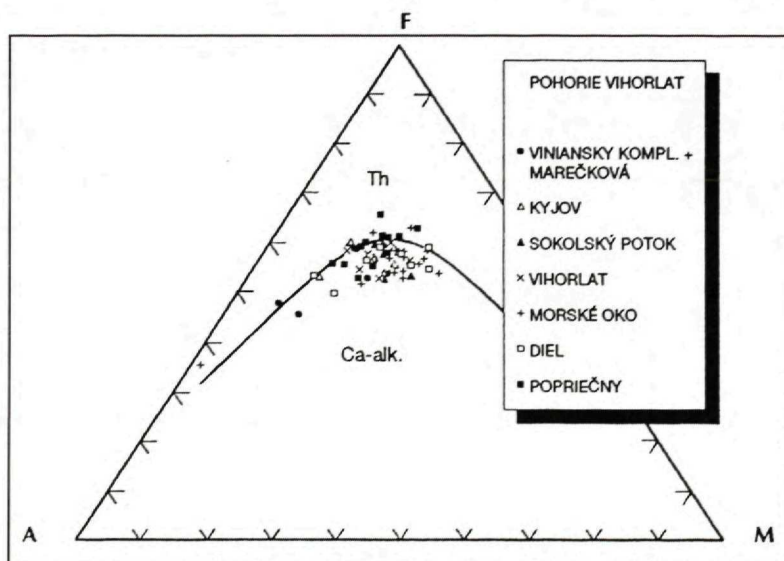
Orogénne andezity sú od neorogénnych odlišiteľné: vysokým obsahom Al, nízkym obsahom Ti, Zr, REE, Y, Nb, Ta, Ga a absenciou výraznej negatívnej Eu anomálie (BAILEY, 1981). Chemická charakteristika orogénnych andezitov je uvedená v tab. 3. Priemerné hodnoty pre Vihorlat spadajú do limitu pre orogénne andezity. Výnimkou je iba obsah FeO^* , ktorý sa mení v širokom diapazóne a prejavuje sa zvýšeným priemerným obsahom o 1,5 % oproti orogénym andezitom.



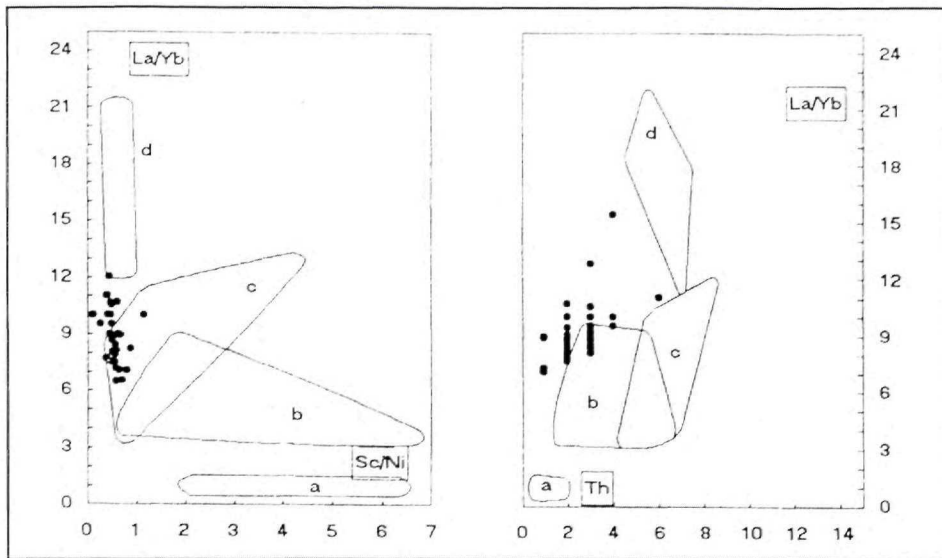
Obr. 41 Schéma odberu vzoriek



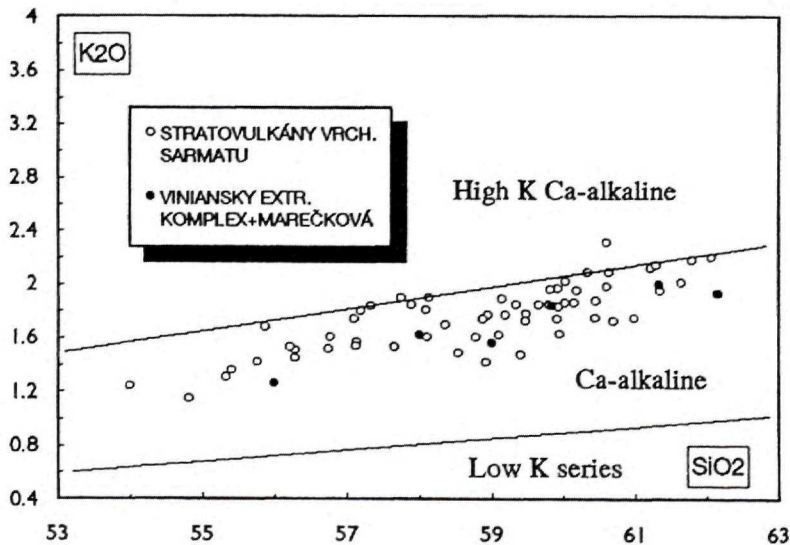
Obr. 42 Zaradenie andezitov podľa nomenklatúry COXA (1979) in: WILSON (1989)



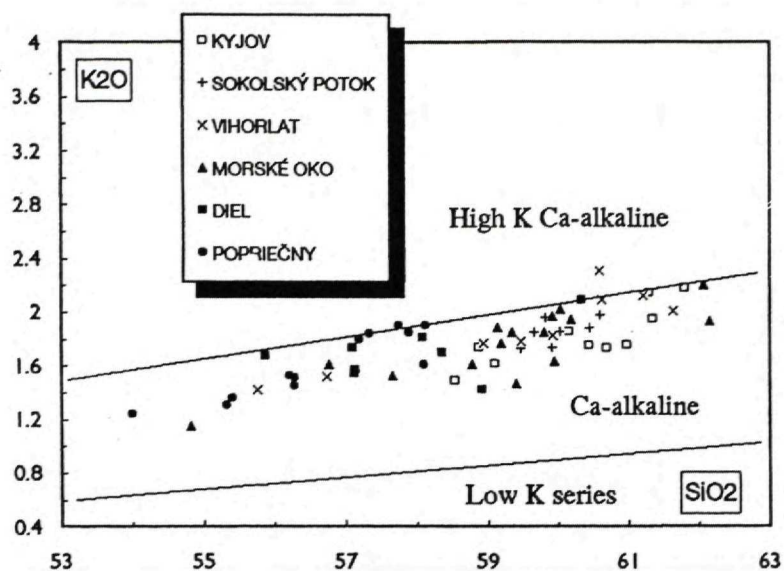
Obr. 43 Chemické zloženie andezitov premietnuté do AFM diagramu (A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F = $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, M = MgO)



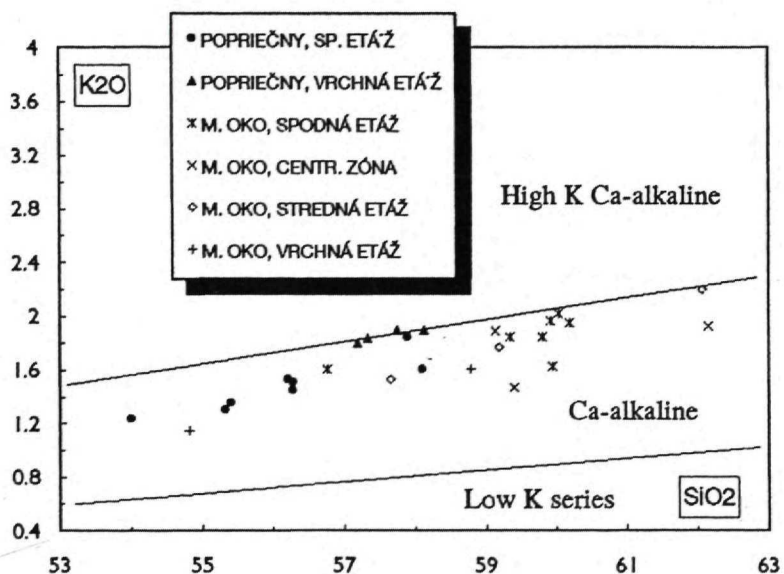
Obr. 44 a, b Rozčlenenie typov andezitov podľa geotektonického prostredia (BAILEY, 1981), a – nízkodraselné andezity ostrovných oblúkov, b – "ostatné" andezity ostrovných oblúkov, c – andezity kontinentálnych ostrovných oblúkov a tenké kontinentálne okraje, d – andezity andského typu (s hrubou kontinentálnou kôrou). Andezity z pohoria Vihorlat majú afinitu k andezitom kontinentálnych ostrovných oblúkov.



Obr. 45 Harkerov diagram typu K_2O vs SiO_2 vyjadrujúci pozitívny trend typický pre frakčnú kryštalizáciu a nízky stupeň ovplyvnenia kôrovým materiálom. Diagram ukazuje zhodu oboch trendov, pre staršie vulkanity (Vinné a Marečková) a pre vrchnosarmatské stratovulkány.



Obr. 46 Každý stratovulkán má osobitý diferenciačný trend na diagrame typu K_2O vs SiO_2 . Kyjov, Sokolský Potok a Vihorlat majú kyslejšiu povahu ako Popriečny a Diel. Morské oko zahŕňa široký diferenciačný trend od bazaltoidných andezitov po kyslé.



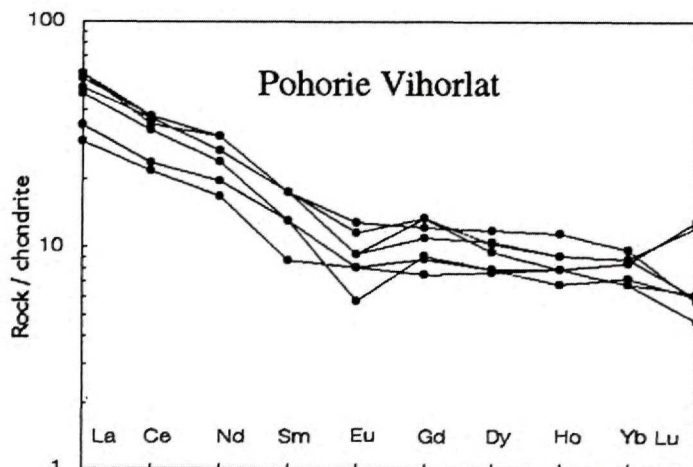
Obr. 47 Porovnanie chemického zloženia jednotlivých vulkanických etáží stratovulkánov Popriečny a Morské oko

BAILEY (1981) zosystematizoval geochemické kritériá klasifikácie orogénnych andezitov. V smere od andezitov oceánskych ostrovov po andezity andského typu (s hrubou kontinentálnou kôrou) sa zvyšuje obsah La, Ce, La/Yb, La/Y, Th, Th/U, Zr/Y, Hf/Yb, Ni/Co a znižuje sa obsah K/La, P/La, Sc/Cr, a Sc/Ni (tab. 4). Priemerný obsah prvkov alebo ich pomerov pre Vihorlat pripomína prostredie tenkých kontinentálnych okrajov (La, Ce, La/Yb, K/La, Hf/Yb, Ba, La, Ce, Sc/Ni). Priemerný obsah Th a K_2O je markantne nižší a je na prechode k andezitom oceánskych ostrovných oblúkov. Naopak, vysoké obsahy Zr, Hf a Nb i pomer Sc/Cr sa zhodujú s andskými andezitmi.

Variačné diagramy La/Yb vs. Sc/Ni a vs. Th BAILEY (1981) považuje za najcitlivejšie kritérium na odlíšenie andezitov z rôznych geotektonických prostredí (obr. 44a, b). Pomer La/Yb a Sc/Ni sú temer zhodné s údajmi andezitov oceánskych ostrovných oblúkov (tab. 3) a aj body premietnuté na obr. 44a spadajú do poľa (c) tenkých kontinentálnych okrajov alebo do ich tesnej blízkosti. Usporiadanie bodov naznačuje postupný prechod k andezitom andského typu. Nízky obsah Th spôsobuje posun bodov na obr. 44b mimo poľa c, usporiadanie bodov však vyjadruje tvar poľa c.

V procese frakčnej kryštalizácie sa K_2O v projekcii K_2O vs. SiO_2 správa inkompatibilne s jasným lineárnym trendom. Pozitívna korelácia je typická pre vulkanity ostrovných oblúkov, pre suity hornín aktívnych kontinentálnych okrajov je trend menej jasný, zastieraný kôrovou kontamináciou. Horniny z Vihorlatu sú komagmatické, čo naznačuje pozitívny trend, pričom ovplyvnenie kôrovým materiálom nedosiahlo významný stupeň (obr. 45). Reliktne výskyty predvrchnosarmatskej vulkanickej aktivity reprezentovanej komplexom Vinné a Marečková (tmavé body) majú zhodný trend so sarmatskými vulkánmi, čo poukazuje na analogické procesy frakčnej kryštalizácie.

Na obr. 46 sú vulkány Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat výrazne kyslejšie ako Diel a Popriečny. Morské oko zachytáva široký interval hodnôt obsahu SiO_2 a predstavuje prechod medzi kyslejšími a bázickejšími vulkánmi.



Obr. 48 REE krivky andezitov pohoria Vihorlat zodpovedajúce Ca-alkalickej suite hornín s typickým obohatením o ľahké REE a nevýraznou Eu anomáliou. Šesť kriviek predstavuje jednotlivé stratovulkány.

Popriečny a Morské oko boli rozdelené do štruktúrnych etáží. V prípade vulkánu Popriečny spočiatku erupovali prevažne bázickejšie andezity (spodná etáž) a vrchný pokryv tvoria relatívne kyslejšie andezity (obr. 47). Naopak, andezity spodnej stavby Morského oka sú kyslejšie ako andezity vrchnej stavby.

Zvýšený normalizovaný obsah ľahkých REE a nižší, vyrovnaný priebeh krivky REE je typický pre Ca-alkalickú suitu (obr. 48), čo vyjadruje obr. 44. Priebeh krivky naznačuje vyšší stupeň parciálneho tavenia s menším relatívnym zastúpením granátu medzi reziduálnymi fázami. Nevýrazná negatívna Eu anomália indikuje malý rozsah frakčnej kryštalizácie plagioklasu.

Vulkanity pohoria Vihorlatu sledujú Ca-alkalický trend a patria k typu vulkanizmu s relatívne nižším obsahom K_2O charakteristickým pre vyvinuté ostrovné oblúky alebo kontinentálne okraje s tenkou kôrou. Jasne definovaný lineárny trend K_2O vs. SiO_2 ukazuje na menšinovú kontamináciu kôrovým materiálom a na zviazanosť horninových typov prostredníctvom frakčnej kryštalizácie. Systematické obohatenie o Fe je spôsobené frakčnou kryštalizáciou pri nízkych tlakoch a nízkom pH_2O , čo podporuje aj priebeh REE. Nízky obsah vody korešponduje so skutočnosťou, že v kyslejších horninových typoch nie je stabilizovaný amfíbol, ale temer výlučne pyroxén. Vulkanická reťaz je členená zlomovou tektonikou na dva systémy. Prvý systém pozostáva z vulkánov Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat, ktoré majú rovnaký vývoj. Začiatočná explozívna aktivita mala za následok uloženie polôh klastického materiálu a v neskoršom štádiu sa uplatnila efuzívna aktivita pyroxenických andezitov. Druhú vetvu (vulkány Popriečny, Diel a Morské oko) tvoria komplikovanejšie a diferencovanejšie vulkanické štruktúry, v ktorých sa uplatňujú aj intruzívne formy andezitových a dioritových porfýrov i prieniky bazaltoidných andezitov. Z hľadiska chemického zloženia prvý systém tvoria výlučne kyslé andezity na rozdiel od druhej vetvy, ktorá má prevahu bázických andezitov.

Záver

Pri rekonštrukcii geologickej stavby vulkanického pohoria Vihorlatských vrchov sme uplatnili modernú metódu litofaciálnej a štruktúrno-vulkanologickej analýzy so zhodnotením širokej škály poznatkov zo starších geologických prác realizovaných v tejto oblasti.

Najzávažnejšie syntetizujúce poznatky v tomto príspevku možno zhrnúť takto:

- vyčlenenie troch základných geneticko-stratigrafických komplexov vulkanických hornín, ktoré sa navzájom odlišujú svojou geologickou pozíciou, vekom, litologicko-petrografickým zložením, formami vulkanických telies a ich vnútornou stavbou,
- vyčlenenie samostatných vulkanických štruktúr – andezitových stratovulkánov – s definovaním ich centrálnych, prechodných a periférnych vulkanických zón,
- podrobná litologická a petrografická charakteristika hornín andezitových stratovulkánov,
- štruktúrno-tektonické podmienky vzniku i vývoja vulkanitov Vihorlatských vrchov a ich vzťah k morfoštruktúram podložia,
- základné členenie vulkanitov Vihorlatských vrchov podľa chemického zloženia.

Tab. 2 Silikátové analýzy, REE a stopové prvky odobraných vzoriek z pohoria Vihorlat

Vzorka číslo	Ryodacity a tufy		Viniansky komplex			Lávové prúdy, extrúzie		
	VG-7	B-1	VG-87	VG-2	VG-3	VG-20	VG-29	VG-31
SiO ₂	71,40	70,04	59,00	56,00	58,00	59,84	61,34	62,16
TiO ₂	0,05	0,10	0,50	0,38	0,58	0,85	0,63	0,59
Al ₂ O ₃	14,46	11,85	15,64	18,42	18,59	17,87	19,80	18,87
Fe ₂ O ₃	1,23	0,86	5,62	5,47	2,55	6,57	4,76	4,57
FeO	0,86	0,75	2,66	1,72	4,37	3,80	0,60	0,66
MgO	0,88	0,51	1,97	2,86	2,44	2,19	0,84	1,35
CaO	3,15	1,41	6,32	5,36	5,92	6,59	3,75	4,15
Na ₂ O	2,58	2,17	2,24	1,98	2,08	3,02	2,97	2,96
K ₂ O	3,08	4,44	1,56	1,26	1,62	1,84	2,00	1,93
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,12	0,10	0,05	0,16	0,16	0,15
H ₂ O ⁺	1,22	1,24	0,00	0,00	0,00	0,24	0,77	0,63
H ₂ O ⁻	0,75	0,00	0,00	0,00	0,00	1,16	1,70	2,97
Suma	99,70	93,42	95,63	93,55	96,20	100,32	98,71	100,32
Cs						4	5	5
Rb						45	37	26
Ba						371	391	344
Sr						307	178	178
La						22	22	20
Ce						37	38	38
Nd						22	23	22
Sm						4	4	4
Eu						1,0	1,1	1,1
Gd						4,4	4,5	4,6
Dy						4,0	4,8	4,6
Ho						0,8	1,0	0,9
Tb						<1	<1	<1
Yb						2,2	2,6	2,6
Lu						0,5	0,4	0,4
Th						3	2	2
U						3	4	3
Zr						150	168	162
Be						1,3	1,7	1,6
Ta						1	<1	<1
As						3,9	0,9	0,9
Hf						4	5	5
Nb						13	15	15
Zn						29	40	37
Cu						15	15	14
Co						18	18	13
Ni						17	<5	<5
Sc						16,1	13,8	13,4
V						59	31	31
Cr						31	14	14
Au						<0,1	<0,1	<0,1
Ba						371	391	344
Sb						<20	<20	<20
Mo						0,5	<0,2	0,6
Pb						3	2	2
Ga						19	21	18

pokračovanie tab. 2

Vzorka číslo	Popriečný							
	VG-17	VG-43	VG-44	VG-46	VG-47	VG-48	VG-49	VG-18
SiO ₂	55,33	56,28	55,40	56,28	56,21	57,89	58,10	57,19
TiO ₂	0,79	1,34	1,09	1,03	1,00	0,94	0,89	0,74
Al ₂ O ₃	16,68	17,67	18,03	19,01	18,84	16,50	16,67	18,23
Fe ₂ O ₃	8,63	9,23	7,84	6,66	6,79	7,81	7,71	6,61
FeO	5,99	4,96	3,99	3,24	4,06	4,10	4,97	3,19
MgO	4,92	3,05	3,19	2,40	2,65	3,90	3,99	3,21
CaO	9,61	8,36	9,49	9,50	9,30	7,59	7,65	8,46
Na ₂ O	2,28	2,84	2,81	2,83	2,95	2,80	2,34	2,82
K ₂ O	1,31	1,45	1,36	1,51	1,53	1,85	1,61	1,80
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,13	0,12	0,13	0,14	0,10	0,13
H ₂ O ⁺	0,39	0,27	0,30	0,18	0,27	0,34	0,36	0,26
H ₂ O ⁻	0,33	0,43	0,44	0,53	0,49	0,40	0,69	0,43
Suma	100,36	101,05	100,08	100,05	100,17	100,15	100,11	99,88
Cs	4	6	5	4	4	5	6	6
Rb	31	44	41	46	41	58	41	48
Ba	254	286	288	569	304	351	302	388
Sr	258	250	280	276	302	257	231	291
La	12	15	15	15	18	21	17	16
Ce	24	28	26	25	31	37	29	29
Nd	12	17	17	16	20	23	18	17
Sm	3	3	3	3	3	4	3	3
Eu	0,7	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	0,7	0,6
Gd	4,1	3,6	3,3	3,1	2,7	4,1	3,1	3,8
Dy	3,1	4,2	3,7	3,7	2,8	4,7	3,6	3,3
Ho	0,5	0,8	0,7	0,8	0,6	0,9	0,7	0,7
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Yb	1,7	2,3	2,1	2,0	1,5	2,6	2,1	1,7
Lu	0,5	0,2	0,3	0,2	0,1	0,3	0,2	0,4
Th	1	<1	<1	<1	<1	3	<1	2
U	12	2	1	2	2	2	1	8
Zr	80	105	109	107	121	139	104	115
Be	0,6	0,9	0,8	0,8	1,2	1,3	1,0	0,9
Ta	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	0,2	1,5	0,8	0,7	0,3	1,3	0,5	0,8
Hf	<1	2	3	4	3	4	4	3
Nb	9	10	12	11	13	13	11	11
Zn	24	48	34	34	27	42	27	36
Cu	23	20	20	20	16	17	13	65
Co	26	21	21	17	18	21	20	24
Ni	23	<5	27	21	12	31	11	35
Sc	29,0	23,2	22,0	18,4	18,0	22,2	24,7	19,8
V	160	71	134	81	93	103	111	125
Cr	83	24	38	35	34	61	62	88
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ba	254	286	288	569	304	351	302	388
Sb	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Mo	1,4	0,9	1,2	0,6	0,8	1,0	1,1	<0,2
Pb	3	13	5	7	4	4	5	5
Ga	14	19	19	18	16	16	15	17

pokračovanie tab. 2

Vzorka číslo	Popriečný			Ladomirov		Diel		
	VG-19	VG-41	VG-42	VG-38	VG-40	VG-51	VG-52	VG-50
SiO ₂	57,33	58,13	57,75	59,35	57,09	57,13	60,34	58,36
TiO ₂	0,89	0,85	0,85	1,06	0,63	0,75	0,75	0,59
Al ₂ O ₃	19,20	19,55	18,48	17,27	20,28	17,00	17,88	16,11
Fe ₂ O ₃	6,37	4,75	6,18	6,92	5,20	8,19	6,09	6,93
FeO	2,17	2,96	2,99	3,76	2,45	4,11	2,60	3,94
MgO	1,80	2,51	2,25	2,10	2,31	3,61	1,64	4,69
CaO	8,41	5,66	8,56	5,99	7,88	7,61	6,07	8,21
Na ₂ O	3,05	2,43	3,08	3,78	3,63	3,24	3,79	2,26
K ₂ O	1,84	1,90	1,90	2,13	1,74	1,57	2,09	1,70
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,12	0,21	0,13	0,12	0,19	0,09
H ₂ O ⁺	0,36	1,39	0,35	0,31	0,39	0,33	0,60	0,39
H ₂ O ⁻	0,98	1,06	0,73	1,08	0,69	0,64	0,80	0,95
Suma	100,35	98,34	100,25	100,20	99,98	100,19	100,24	100,28
Cs	2	6	7	6	4	5	6	3
Rb	48	71	62	58	39	36	37	11
Ba	402	454	400	569	509	420	557	388
Sr	307	231	308	329	458	403	386	381
La	19	17	16	24	17	18	23	17
Ce	31	30	28	41	28	27	41	27
Nd	19	17	16	23	14	18	23	16
Sm	4	3	3	5	3	3	4	3
Eu	0,9	0,8	0,8	1,1	0,9	0,9	1,0	0,6
Gd	4,7	3,0	2,8	4,9	2,2	3,1	3,2	2,5
Dy	4,1	3,5	3,0	3,9	2,3	3,5	3,2	2,8
Ho	0,8	0,7	0,6	0,7	0,5	0,7	0,6	0,6
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Yb	2,2	1,9	1,6	2,1	1,3	1,9	1,8	1,6
Lu	0,5	0,2	0,2	0,5	0,2	0,2	0,3	0,2
Th	2	1	<1	<1	<1	<1	3	<1
U	3	3	2	3	2	1	2	2
Zr	118	120	114	163	107	94	143	106
Be	1,0	1,2	1,1	1,5	1,2	1,2	1,7	1,2
Ta	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	0,2	0,3	0,3	3,0	1,3	0,2	0,4	0,5
Hf	3	4	3	5	3	2	5	3
Nb	11	12	13	19	13	13	17	14
Zn	39	35	34	62	24	30	40	24
Cu	67	33	55	22	19	12	15	13
Co	22	19	19	18	18	23	15	23
Ni	24	32	29	11	15	13	12	33
Sc	18,5	20,7	16,5	13,6	10,7	20,8	9,2	20,3
V	119	142	110	110	91	161	61	120
Cr	37	48	50	18	26	24	21	166
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ba	402	454	400	569	509	420	557	388
Sb	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Mo	1,2	<0,2	<0,2	0,8	0,4	1,1	1,2	1,3
Pb	6	2	5	11	5	9	14	4
Ga	20	19	16	13	17	15	17	16

pokračovanie tab. 2

Vzorka číslo	Diel			Morské oko				
	VG-79	VG-86	VG-39	VG-32	VG-33	VG-34	VG-37	VG-78
SiO ₂	55,87	57,12	58,09	59,19	58,78	62,07	59,80	59,40
TiO ₂	0,73	0,68	0,84	0,81	0,58	0,68	0,85	0,58
Al ₂ O ₃	15,53	17,20	18,12	15,82	15,11	16,00	16,43	14,75
Fe ₂ O ₃	8,10	7,23	6,85	7,02	7,00	5,87	7,24	7,33
FeO	5,78	4,78	3,60	4,34	4,82	2,79	5,09	5,35
MgO	5,81	4,42	3,07	4,38	5,29	3,04	2,93	5,45
CaO	9,15	8,34	6,88	7,27	8,45	6,04	6,89	8,32
Na ₂ O	2,00	2,72	3,08	2,32	2,37	2,79	2,68	2,09
K ₂ O	1,68	1,54	1,81	1,77	1,61	2,20	1,85	1,47
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,16	0,09	0,07	0,08	0,12	0,07
H ₂ O ⁺	0,74	0,27	0,46	0,58	0,46	0,27	0,15	0,24
H ₂ O ⁻	0,33	0,49	0,59	1,22	0,61	1,33	0,91	0,42
Suma	100,04	100,10	99,94	100,47	100,34	100,37	90,85	100,13
Cs	6	8	5	6	6	8	7	7
Rb	25	36	31	56	45	71	60	24
Ba	319	368	426	292	297	361	318	278
Sr	365	432	358	224	345	215	305	260
La	13	16	21	17	15	19	19	14
Ce	26	26	36	29	27	34	36	23
Nd	15	15	19	15	15	18	19	14
Sm	2	3	4	4	4	4	4	3
Eu	0,6	0,7	1,0	0,7	0,7	0,6	0,8	0,5
Gd	2,8	2,8	4,6	3,9	4,9	4,2	4,4	2,7
Dy	2,9	2,9	3,3	3,3	3,5	3,3	3,7	3,1
Ho	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6
Tb	<1	<1	1	<1	<1	1	1	<1
Yb	1,6	1,5	1,7	1,9	1,8	1,9	2,1	1,7
Lu	0,2	0,2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,2
Th	2	2	<1	3	3	4	2	2
U	2	2	2	3	1	8	3	<1
Zr	93	97	142	101	99	118	134	91
Be	0,5	0,9	1,2	1,0	1,0	1,2	1,2	0,9
Ta	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1
As	0,1	0,5	1,3	1,0	0,2	0,2	<0,1	0,6
Hf	2	3	3	3	2	3	4	3
Nb	11	11	16	13	10	13	14	10
Zn	11	26	52	31	20	20	26	14
Cu	8	11	19	18	22	17	13	16
Co	23	21	20	21	24	18	18	21
Ni	35	30	18	12	26	23	25	32
Sc	26,6	21,8	15,2	23,6	23,2	18,6	18,4	25,1
V	158	109	110	128	115	81	89	120
Cr	116	90	<5	98	173	128	47	182
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ba	319	368	426	292	297	361	318	278
Sb	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Mo	1,9	1,6	<0,2	0,7	0,7	1,0	0,9	0,8
Pb	3	5	9	4	6	5	5	8
Ga	17	11	17	17	16	14	15	16

pokračovanie tab. 2

Vzorka číslo	Morské oko								
	VG-81	VG-82	VG-83	VG-84	VG-85	VG-91	VG-24	VG-25	VG-27
SiO ₂	59,95	56,76	59,14	57,65	62,15	60,18	60,03	59,92	59,34
TiO ₂	0,57	0,59	0,62	0,59	0,72	0,60	0,59	0,61	0,57
Al ₂ O ₃	14,78	17,55	15,48	14,10	16,14	15,02	15,27	15,01	15,16
Fe ₂ O ₃	6,95	6,98	7,06	7,39	6,07	6,48	6,54	7,48	6,90
FeO	4,94	4,62	3,91	5,33	4,24	3,93	4,32	3,64	4,39
MgO	5,27	4,28	4,42	6,85	2,95	4,72	4,45	3,88	4,83
CaO	7,82	8,15	7,51	8,46	5,99	7,69	7,50	7,43	7,68
Na ₂ O	2,04	2,36	2,62	2,44	2,82	2,53	2,72	2,48	2,70
K ₂ O	1,63	1,61	1,89	1,53	1,93	1,95	2,02	1,97	1,85
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,08	0,08	0,11	0,07	0,09	0,10	0,08
H ₂ O ⁺	0,35	0,99	0,41	0,32	0,39	0,33	0,41	0,50	0,31
H ₂ O ⁻	0,73	0,79	1,32	0,72	0,48	0,68	0,66	0,84	0,76
Suma	100,16	100,13	100,54	100,13	99,75	100,25	100,28	100,22	100,18
Cs	5	7	5	5	10	6	5	5	7
Rb	24	43	52	48	66	64	53	32	51
Ba	292	243	333	273	413	363	335	340	327
Sr	228	230	233	239	219	212	286	337	242
La	16	13	17	14	22	17	16	18	16
Ce	30	23	30	24	38	31	31	33	28
Nd	16	13	17	15	20	17	15	16	14
Sm	3	2	3	3	3	3	3	3	3
Eu	0,7	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7
Gd	3,1	2,7	3,0	3,3	3,3	3,0	3,8	4,1	4,2
Dy	3,4	3,1	3,3	3,1	3,6	3,4	3,1	3,2	3,4
Ho	0,7	0,7	0,7	0,6	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	1
Yb	1,9	1,8	1,8	1,7	2,0	2,0	1,8	1,8	1,9
Lu	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,5	0,5	0,5
Th	3	1	3	2	6	3	3	3	2
U	2	1	2	2	3	2	3	4	4
Zr	93	86	101	92	148	106	122	125	103
Be	1,0	0,8	1,3	0,8	1,0	1,0	1,2	1,3	1,0
Ta	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1
As	0,3	0,2	0,7	1,0	3,2	0,7	0,3	2,6	0,4
Hf	2	2	4	3	4	3	3	3	2
Nb	11	10	11	11	15	11	16	15	10
Zn	27	11	40	17	30	28	20	41	35
Cu	20	12	10	21	23	17	19	21	18
Co	22	20	20	25	18	22	24	22	24
Ni	27	35	14	34	37	28	36	57	30
Sc	25,5	24,4	23,0	29,0	16,6	23,5	19,2	17,9	23,4
V	127	106	110	156	103	120	100	87	122
Cr	218	104	81	380	90	175	156	173	120
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ba	292	243	333	273	413	363	335	340	327
Sb	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Mo	0,7	1,5	0,6	0,7	1,8	0,8	0,7	2,2	0,9
Pb	3	2	6	5	4	7	6	7	7
Ga	14	11	9	17	13	16	16	14	17

pokračovanie tab. 2

Vzorka číslo	Vihorlat								
	VG-22	VG-23	VG-30	VG-90	VG-92	VG-93	VG-94	VG-96	VG-97
SiO ₂	56,74	61,64	59,93	55,76	59,48	61,22	58,94	60,63	60,60
TiO ₂	0,99	0,74	0,55	0,66	0,56	0,62	0,93	0,62	0,61
Al ₂ O ₃	17,88	16,56	15,75	16,71	15,37	15,83	17,42	16,09	16,95
Fe ₂ O ₃	7,46	6,38	6,51	8,01	6,42	6,48	7,26	6,05	6,25
FeO	4,92	3,21	4,08	3,39	3,93	4,44	3,50	3,93	3,81
MgO	3,82	2,08	4,51	4,67	4,63	3,29	3,02	3,84	3,02
CaO	8,00	6,56	7,38	7,97	7,46	5,92	6,53	6,91	6,01
Na ₂ O	2,81	2,68	2,58	2,60	2,68	2,81	3,02	2,92	2,93
K ₂ O	1,52	2,01	1,83	1,42	1,78	2,12	1,77	2,09	2,31
P ₂ O ₅	0,16	0,12	0,08	0,08	0,08	0,08	0,15	0,09	0,08
H ₂ O ⁺	0,30	0,50	0,27	0,40	0,32	0,57	0,27	0,37	0,44
H ₂ O ⁻	0,30	1,05	0,90	1,75	1,72	0,96	0,87	0,63	1,23
Suma	99,98	100,31	100,29	100,03	100,50	99,90	100,18	100,23	100,43
Cs	3	3	7	5	6	6	6	6	8
Rb	33	59	44	34	59	69	47	63	72
Ba	291	314	338	364	315	365	387	335	379
Sr	282	406	279	311	251	250	258	303	252
La	16	20	16	12	18	20	20	18	20
Ce	28	36	31	20	33	36	32	32	35
Nd	16	20	14	13	17	20	21	17	18
Sm	4	3	4	2	3	3	3	3	3
Eu	0,9	0,9	0,6	0,6	0,6	0,8	1,0	0,7	0,8
Gd	4,0	4,2	3,8	2,6	3,0	3,2	3,6	2,9	3,0
Dy	3,2	3,6	3,1	2,9	3,4	3,7	4,0	3,1	3,5
Ho	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,8	0,8	0,6	0,7
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Yb	1,8	2,1	1,8	1,7	2,0	1,3	2,3	1,8	2,1
Lu	0,5	0,5	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Th	1	3	2	1	3	4	2	3	4
U	2	3	3	1	2	2	2	2	2
Zr	130	145	118	76	111	125	145	119	135
Be	1,0	1,2	0,9	1,0	1,0	1,4	1,2	1,3	1,3
Ta	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	0,6	<0,1	0,4	<0,1	0,5	1,6	0,9	0,5	0,7
Hf	3	3	3	2	4	4	5	4	5
Nb	12	13	13	10	13	13	15	13	14
Zn	17	38	18	54	35	48	41	23	29
Cu	15	11	17	19	16	12	10	16	16
Co	23	17	24	22	21	18	18	19	17
Ni	19	7	22	25	33	10	20	28	31
Sc	19,0	12,4	20,0	23,5	20,7	18,1	17,9	17,1	17,1
V	131	38	107	120	109	79	120	84	77
Cr	49	22	195	61	164	56	50	93	62
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ba	291	314	338	364	315	365	387	335	379
Sb	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Mo	1,3	1,3	0,5	0,4	0,5	0,7	0,9	0,5	0,4
Pb	3	5	5	4	4	19	5	5	5
Ga	16	16	15	17	19	14	20	11	9

pokračovanie tab. 2

Vzorka číslo	Sokolský potok							Kyjov VG-53
	VG-21	VG-28	VG-58	VG-60	VG-59	VG-61	VG-95	
SiO ₂	60,45	59,47	60,02	59,66	59,91	60,60	59,82	60,69
TiO ₂	0,65	0,56	0,93	0,68	0,63	0,67	0,61	0,85
Al ₂ O ₃	15,89	15,43	16,05	16,49	16,24	16,53	16,95	16,68
Fe ₂ O ₃	6,90	6,61	7,15	6,81	6,76	6,51	6,07	7,05
FeO	5,08	4,78	4,62	4,27	4,65	4,19	3,36	4,08
MgO	3,50	5,36	3,18	3,55	3,71	3,09	3,80	2,28
CaO	7,17	7,49	7,19	7,32	6,76	6,40	6,89	6,28
Na ₂ O	2,59	2,82	2,80	2,63	2,74	2,73	2,64	3,28
K ₂ O	1,88	1,73	1,86	1,85	1,74	1,98	1,96	1,73
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,14	0,08	0,08	0,08	0,08	0,16
H ₂ O ⁺	0,22	0,32	0,37	0,41	0,61	0,59	0,22	0,46
H ₂ O ⁻	0,78	0,43	0,79	1,14	0,91	0,86	0,76	0,86
Suma	100,11	100,29	100,48	100,62	100,09	100,04	99,80	100,32
Cs	4	7	6	5	5	7	9	8
Rb	53	53	61	56	58	63	57	48
Ba	297	275	310	288	308	331	322	371
Sr	196	202	233	253	228	219	238	258
La	17	16	21	18	15	20	18	22
Ce	31	26	37	34	28	36	28	37
Nd	17	14	22	19	15	20	17	22
Sm	3	3	4	3	3	3	3	4
Eu	0,6	0,6	1,1	0,7	0,6	0,8	0,7	1,0
Gd	4,2	3,6	4,0	3,2	2,9	3,2	3,1	3,7
Dy	3,4	3,2	4,6	3,6	3,3	3,7	3,3	4,5
Ho	0,7	0,6	1,0	0,8	0,7	0,8	0,7	1,0
Tb	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1
Yb	1,9	1,8	2,4	1,9	1,9	1,9	2,0	2,7
Lu	0,5	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
Th	3	2	3	3	2	3	3	<1
U	3	3	2	2	2	2	2	2
Zr	112	102	140	104	97	112	113	165
Be	1,0	0,9	1,3	1,1	1,1	1,4	1,1	1,7
Ta	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	0,4	0,4	1,0	1,2	0,5	<0,1	0,3	2,1
Hf	3	2	3	3	2	2	3	4
Nb	10	13	16	15	13	11	12	15
Zn	23	24	26	38	21	17	16	28
Cu	17	34	37	15	13	18	13	13
Co	21	25	20	20	20	18	19	19
Ni	17	67	12	21	<5	19	20	15
Sc	22,1	22,3	20,4	20,4	21,7	20,6	20,9	14,7
V	92	116	79	68	74	71	91	59
Cr	89	41	48	47	53	57	81	31
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ba	297	275	310	288	308	331	322	371
Sb	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Mo	0,8	0,6	1,0	1,5	0,9	<0,2	0,6	1,4
Pb	10	6	9	4	4	3	4	4
Ga	19	16	18	12	16	15	13	17

pokračovanie tab. 2

Vzorka číslo	Kyjov								
	VG-54	VG-55	VG-56	VG-57	VG-62	VG-63	VG-64	VG-88	VG-89
SiO ₂	58,88	60,44	58,54	61,30	61,35	59,10	60,98	60,15	61,80
TiO ₂	0,92	0,60	0,90	0,85	0,58	0,66	0,60	0,64	0,56
Al ₂ O ₃	15,97	15,12	16,45	15,42	15,42	16,04	15,28	17,68	18,32
Fe ₂ O ₃	7,52	6,59	7,54	6,73	6,40	7,18	6,60	6,39	5,24
FeO	4,98	4,54	4,65	4,39	3,71	4,39	4,30	3,96	2,96
MgO	4,10	4,52	3,50	3,42	3,83	4,06	4,13	3,15	1,69
CaO	7,59	7,43	7,73	6,48	6,73	7,97	7,10	6,29	5,98
Na ₂ O	2,72	2,76	2,89	2,74	2,74	2,50	2,69	2,71	3,27
K ₂ O	1,74	1,75	1,49	2,14	1,95	1,62	1,75	1,86	2,18
P ₂ O ₅	0,14	0,08	0,14	0,12	0,07	0,08	0,08	0,08	0,11
H ₂ O ⁺	0,21	0,41	0,40	0,39	0,36	0,49	0,33	0,25	0,27
H ₂ O ⁻	0,44	0,59	0,77	0,74	0,79	0,75	0,90	0,70	0,92
Suma	100,23	100,29	100,35	100,33	100,22	100,45	100,44	99,90	100,34
Cs	7	5	8	5	4	5	5	6	6
Rb	52	51	43	71	58	35	55	55	72
Ba	299	328	311	342	337	277	316	301	364
Sr	227	212	277	203	202	281	200	209	222
La	18	15	19	18	22	16	17	16	23
Ce	33	30	33	34	34	27	29	28	40
Nd	21	17	20	19	22	16	17	16	22
Sm	4	3	4	3	4	3	3	3	4
Eu	0,9	0,7	1,0	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	1,0
Gd	3,7	3,2	3,6	3,1	3,6	3,0	3,4	3,0	3,8
Dy	3,8	3,5	4,2	3,4	4,1	3,6	3,9	3,4	4,3
Ho	0,8	0,7	0,9	0,6	0,8	0,8	0,8	0,7	0,9
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Yb	2,3	2,0	2,2	2,0	2,2	2,0	2,1	2,0	2,5
Lu	0,4	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
Th	<1	<1	<1	3	2	2	3	2	3
U	2	2	2	2	3	2	16	2	3
Zr	136	108	128	132	114	97	107	108	159
Be	1,1	1,2	1,2	1,3	1,4	1,3	1,3	1,3	1,6
Ta	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1
As	0,7	0,3	<0,1	0,6	1,4	0,7	3,4	0,8	0,3
Hf	4	2	3	4	3	2	3	3	5
Nb	13	13	15	17	14	13	14	12	14
Zn	17	19	24	22	22	21	20	18	19
Cu	19	19	13	13	24	18	18	9	14
Co	23	22	20	20	20	20	20	18	14
Ni	20	38	19	33	46	26	46	<5	10
Sc	21,3	22,2	20,4	20,7	20,8	20,4	22,4	19,2	13,6
V	114	105	93	95	94	74	101	73	47
Cr	82	201	56	15	169	122	214	29	32
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ba	299	328	311	342	337	277	316	301	364
Sb	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Mo	1,1	2,1	1,1	1,6	1,0	0,4	1,9	1,0	0,8
Pb	5	5	5	4	8	6	4	3	5
Ga	18	11	16	9	16	14	14	15	19

Tab. 3 Porovnanie geochemických kritérií pre orogénne andezity (BAILEY, 1981) a andezity z pohoria Vihorlat

Orogénne andezity		Pohorie Vihorlat		
		PR	MIN	MAX
Al ₂ O ₃	>15,5	16,7	14,1	20,3
FeO	5 – 8,5	10,0	4,8	13,8
TiO ₂	0,5– 1,3	0,7	0,4	1,3
Zr	35 – 250	117	76	168
Nb	0,3–21	13	9	19
Ce	<75	31	20	41
Zr/TiO ₂	<0,3	0,04	0,02	0,17
oxidy (wt %), ostatné prvky (ppm)				

Tab. 4 Porovnanie priemerných hodnôt obsahu vybraných stopových prvkov alebo ich pomeru z andezitov z pohoria Vihorlat, vulkánu Bogota (Slanské vrchy) a štíavnického stratovulkánu so štandardnými asociáciami prevzatými od BAILEYHO (1981)

	Andez. ostr. oblúkov		Kont. ostr. oblúky	Kont. okraje	Pohorie Vihorlat	Štiav. stratov.	Vulkán Bogota
	nízko-K	ostatné					
La	3,00	11,70	17,00	28,50	17,62		
Ce	6,90	23,50	37,00	60,70	30,95		
La/Yb	1,2	6,4	8,9	16,5	9,2		
K/La	1950	1150	814	715	854		
Th	0,72	1,95	5,36	6,00	2,54		
Hf/Yb	0,61	1,30	1,70	3,40	1,66		
Sc/Cr	3,80	0,80	0,61	0,36	0,37		
Rb	8,30	28,00	44,00	66,00	72,00	78,30	93,30
K (%)	0,51	1,20	1,37	1,95	0,89	1,81	1,61
Ba	152	318	395	605	364	382	390
La	3	12	17	29	18	28	39
Ce	6,9	23,5	37,0	60,7	31,0	46,1	61,5
Th	0,72	1,95	5,36	6,00	2,65	8,10	11,20
Zr	63	111	117	181	159	135	104
Hf	1,55	2,43	3,44	5,75	5,00	4,60	6,00
Nb	0,81	5,00	9,40	10,00	14,00	17,50	13,60
Ni/Co	0,29	0,52	0,95	1,40	1,24	1,30	0,63
Sc/Ni	3,4	2,0	1,1	0,6	0,9	0,6	3,6

Literatúra

- BACSÓ, Z., 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mine realizácii. *Miner. slov. (Bratislava)*, 11, 1, 21–53.
- BACSÓ, Z., 1986: Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov. *Miner. slov. (Bratislava)*, 19, 97–120.
- BACSÓ, Z. – ĎUĎA, R., 1988: Metalogenéza a rudné formácie rudného poľa Remetské Hámre. *Miner. slov. (Bratislava)*, 20, 193–220.
- BAGDASARJAN, G. P. – SLÁVIK, J. – VASS, D., 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných vulkanitov východného Slovenska. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 55, 87–96.
- BAILEY, J. C., 1981: Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol. (Amsterdam)*, 32, 139–154.
- BALLA, Z., 1981: Neogene volcanism of the Carpatho-Pannonian region. *Earth evol. Sci.* 3–4, 240–248.
- BRODŇAN, M. – DOBRA, E. – POLÁŠEK, S. – PROKŠOVÁ, D. – RAČICKÝ, M. – SLÁVIK, J. – SÝKOROVÁ, V., 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 52, 6–69.
- ĎURICA, D. – KALIČIAK, M. – KREUZER, H. – MÜLLER, P. – SLÁVIK, J. – TÖZSÉR, J. – VASS, D., 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the Light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 53, 75–88.
- GAŠPARIKOVÁ, V. – SLÁVIK, J., 1967: Spodný tortón s. l. v sv. časti Vihorlatu. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 43, 119–124.
- GNOJEK, I. – KALIČIAK, M., 1990: Časový vývoj neogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku na základe magnetostratigrafickej stupnice. *Miner. slov. (Bratislava)*, 22, 499–506.
- GROVE, T. L. – KINZLER, R. J., 1986: Petrogenesis of andesites. *Ann Rev. Earth Planet Sci.* 14, 417–454.
- HANO, V. – SENEŠ, J., 1953: Predbežná správa o geologickom mapovaní pohoria Popriečny a východnej časti pohoria Vihorlat. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 3, 3–4, 77–86.
- JENDREJÁKOVÁ, O. – SENEŠ, J., 1957: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn-14 v Podvihorlatskej lignitovej panve. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 11, 121–128.
- KALIČIAK, M. – KONEČNÝ, V. – LEXA, J., 1984: Štruktúrno-vulkanologická schéma Vihorlatu a Popriečného v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. – LEXA, J., 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov 1 : 100 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEŠKO, B. et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXIX, Snina.
- LEXA, J. – KONEČNÝ, V. – KALIČIAK, M. – HOJSTRIČOVÁ, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 57–69.
- ORLICKÝ, O. – PAGÁČ, P. – SLÁVIK, J., 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. *Geol. zbor., Geol. carpath. (Bratislava)*, 21, 1, 153–166.
- PÓKA, T., 1988: Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. In: ROYDEN, I. – HORVÁTH, F. editors.: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution. Memoir (Amer. Assoc. Petrol. Geol.)*, Tulsa, 45, 257–276.
- REPČOK, I. – KALIČIAK, M. – BACSÓ, Z., 1988: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska určený metódou stôp po štiepení uránu. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava)*, 11, 75–88.

- SANDULESCU, M., 1988: Cenozoic tectonic history of the Carpathian. In: ROYDEN, I. – HORVÁTH, F. editors: The Pannonian Basin. A study in basin evolution. Memoir (Amer. Assoc. Petrol. Geol.), Tulsa, 45, 17–26.
- SLÁVIK, J., 1964: Ryolitový tuf z lokality Oreské. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 33, 125–130.
- SLÁVIK, J., 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in Eastern Slovakia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 44–45, 199–214.
- SLÁVIK, J. – ČVERČKO, J. – RUDINEC, R., 1968: Geology of Neogene volcanism in East Slovakia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 44–45, 215–239.
- SLÁVIK, J. et al., 1969: Záverečná správa z vyhľadávacieho prieskumu Vihorlat – Popriečny – polymet. rudy so stavom k 1. 1. 1969. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- SLÁVIK, J. – BAGDASARJAN, G. P. – KALIČIAK, M. – ORLICKÝ, O. – TÖZSÉR, J. – VASS, D., 1976: Radiometrické voztasy vulkanických porod Vígorlata i Slanských gor. Miner. slov. (Bratislava), 8, 4, 319–339.
- VASS, D. – TÖZSÉR, J. – BAGDASARJAN, G. P. – KALIČIAK, M. – ORLICKÝ, O. – ĎURICA, D., 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 71, 77–88.
- VASS, D. et al., 1986: Prognózný ložiskový výskum lignitov vrchného sarmatu a panónu v Choňkovej depresii. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. – REPČOK, I. – HALMA, 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 stratigraphy 15–22 sept. 1985, Budapest.
- WILSON, M., 1989: Igneous petrogenesis. Harper Collins Academic, London, UK, 1–466.
- ŽÚREK, V., 1954: Geologická stavba západné časti pohorí Vihorlat. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 5, 1–4, 404–412.

MICHAL KALIČIAK – VLASTIMIL KONEČNÝ – JAROSLAV LEXA – PATRIK KONEČNÝ

GEOLOGIC STRUCTURE OF THE VIHORLAT MTS.

Summary

Introduction

In the paleovolcanic reconstruction of the geologic structure of the Vihorlat Mts. we applied structural-volcanologic and lithofacies analyses including the compilation of a structural-geologic map and a structural-volcanologic scheme at scale 1:50 000 (KALIČIAK – KONEČNÝ – LEXA, 1984). Three basic lithostratigraphic units of volcanic rocks were distinguished in the geologic structure of this volcanic range. The most widespread of them are andesite stratovolcanoes Popriečny, Diel, Morské oko, Vihorlat, Sokolský potok and Kyjov whose central, proximal and distal volcanic zones were defined.

Views on volcanic structure and evolution

In the past, virtually no attention was paid to the analysis of geologic structure and volcanic evolution of the Vihorlat. The first major piece of information on the geologic structure of this mountain range was gathered in the 1950s when its eastern tract was mapped by HANO – SENEŠ

(1953). In addition to other facts, they identified hydrothermally altered rocks and an extensive sunken structure in the Morské oko area which they regarded as a caldera.

Synthesized data on the geologic structure of the mountains and the evolution of volcanism there were put forward by KUTHAN (in LEŠKO et al. 1964). The author identified Lower Sarmatian rhyolite tuffs, and Sarmatian andesite volcanics which he assigned into two andesite volcanic stages. SLÁVIK'S works in the second half of the 1960s also provided much new information on the geologic structure and volcanism evolution in the territory concerned. That author distinguished Lower Badenian rhyolite tuffs, Upper Sarmatian Vinné-Závadka andesite complex, assigned the bulk of andesitic volcanics into the Pliocene, and divided them into two volcanic floors separated by a volcanic-sedimentary complex.

A new conception of the geologic structure and volcanic evolution was submitted by BACSÓ (1979). Accepting the division into formations, he distinguished an initial acid formation (Upper Badenian) and four intermediate formations (Upper Badenian to Lower Pannonian). In 1986 he abandoned this division into formations without direct relationship to eruptive centres, and distinguished stratovolcanoes Kyjov and Morské oko with partial volcanic cones Múr-Lysák and Vihorlat as well as parasitic volcanic centres Sokolský potok and Levková.

As regards their geotectonic position, the Vihorlat Mts. were assigned by LEXA et al. (1993) into a basalt-andesite to andesite island-arc-type volcanism dominated by andesite stratovolcanoes with the minor presence of differentiated rocks and near-surface intrusions.

A characteristic feature of this kind of andesite volcanism is that the volcanoes are aligned in well-defined segments of an arc parallel to the course of the Carpathians.

Stratigraphic position of Vihorlat volcanics

The Vihorlat Mts. make up a morphologically conspicuous volcanic massif on the NE edge of the Eastern Slovakian Neogene Basin (Fig. 1). The massif owes its origin to Neogene volcanism.

The views on the structure and volcanism evolution in the Vihorlat Mts. are different. SLÁVIK (1968, 1969) and ORLICKÝ et al. (1970) assumed that the andesite volcanism in the area concerned is young, largely Pliocene in age. However, radiometric dating in the early 1970s proved that the intermediate andesite volcanism in eastern Slovakia had pulsated from the Upper Badenian to Lower Pannonian. The relevant results were summarized and published by Bagdasaryan et al. (1971), SLÁVIK et al. (1976), ĎURICA et al. (1978), VASS et al. (1978), REPČOK et al. (1988), and their overview concerning the Vihorlat is given in Tab. 1 and Fig. 2.

The beginning of the volcanism here is known fairly well and is indicated mainly by biostratigraphic data. On the other hand, we do not know accurately when the volcanism ended.

To determine the volcanic succession in the mountain range in question and stratigraphic position of its volcanic complexes, we applied not only biostratigraphic and radiometric data but also information resulting from our field research regarding mainly the position of the individual volcanic complexes and their relationship to one another.

Three essential genetic-stratigraphic complexes of volcanic rocks were distinguished in the geologic structure of the mountains (Fig. 2):

- rhyodacites and related tuffs (Upper Badenian),
- extrusions and volcanoclastics of amphibole-pyroxene andesite (Middle Sarmatian),
- andesite stratovolcanoes (Upper Sarmatian - Lower Pannonian).

Geologic structure and lithologic-petrographic characteristics of Vihorlat volcanics

Rhyodacites and related tuffs (Upper Badenian)

Badenian rhyodacite volcanics in the investigated territory are represented by an extrusive rhyodacite body and a layer of redeposited rhyodacite tuffs.

The rhyodacite extrusion is exposed on the surface SE of the village Beňatina at the boundary between the Inner-Carpathian Paleogene and the Klippen Belt. It consists of light-coloured autometamorphosed rhyodacite with accessory garnet. The approximately 5-m-thick rim of the extrusion is composed of dark glassy fluidal-structured rhyodacite, and pepperite breccia with glassy rhyodacite fragments in clayey-sandy groundmass occurs at the rhyodacite/Paleogene-sediment contact. The schematized structure of the rhyodacite body is illustrated in Fig. 3.

Rhyodacite tuffs crop out SW of the village Podhorod' in a block confined by NW–SE faults in the substratum of redeposited andesite pyroclastics of stratovolcano Diel. Analogous tuffs were described by SLÁVIK (1964) on the western edge of Vihorlat near Oreské. The redeposited rhyodacite tuffs are fine-grained, aleuritic-pelitic, well sorted. They are bentonitized and zeolitized.

Extrusions and volcanoclastics of amphibole-pyroxene andesites of the Vinné Complex (Middle Sarmatian)

The complex comprises extrusive bodies of amphibole-pyroxene andesites including related extrusive breccias, volcanoclastics of amphibole-pyroxene andesites intersected by drilling in the Subvihorlat area and lava flows of porphyric leucocratic pyroxene andesites on elevation point Marečková north of Vinianske jazero lake and south of the village Kamenica nad Cirochou.

The extrusive bodies and related breccias are exposed near Trnava pri L., Vinné and Kaluža, where they form morphologically conspicuous hills (elevation points Viniansky hrad, Šutová, Malý and Veľký Senderov, Horka). The bodies are isometrically to irregularly elliptic in cross-section, and consist of massive gray to brownish porphyric andesite bearing signs of slight autometamorphism. Their steep and often fan-like fluidal structure and jointing confirm the domal shape of the bodies. The schematized structure of the complex is illustrated in Fig. 4.

Broad zones of extrusive breccias occur in the marginal parts of the bodies. The extrusive bodies are made up of amphibole-hypersthene andesite with plagioclase, hypersthene and opacitized amphibole phenocrysts. The groundmass is hyalopilitic to pilotaxitic.

Lava flows of porphyric leucocratic andesite with transitions into blocky lava breccias. Their phenocrysts consist of plagioclase, hypersthene and augite set amidst micropoikilitic to microlitic-pilotaxitic groundmass.

Andesite stratovolcanoes (Upper Sarmatian – Lower Pannonian)

The explosive-effusive activity lasting from the Upper Sarmatian to Lower Pannonian gave rise to two major chains of andesite stratovolcanoes:

- the eastern chain running NW–SE comprises morphologically isolated stratovolcanoes Popriečny, Diel and Morské oko.

- the western chain trending SW–NE is made up of stratovolcanoes Kyjov, Sokolský potok, Vihorlat and Morské oko which together form a single morphological unit. The two chains join one another in the Morské oko area.

The andesite stratovolcanoes of the eastern chain are a direct extension of the major Vihorlat-Gutin volcanic system which stretches from eastern Slovakia through Transcarpathian Ukraine as far as Romania.

The conspicuous NW–SE alignment of the stratovolcanoes suggests that they are bound to a fault system of the same direction which decisively controlled the distribution of the ruptive centres and further evolution of the volcanic structures.

In contrast, the western chain stratovolcanoes seem to be parasitic relative to the NW–SE volcanic chain. The former represent volcanism bound to a system of SW–NE-trending faults and fading away towards the flanks. As a result the western volcanoes are smaller and their magmatic differentiation spectrum is narrower.

Stratovolcano Popriečny

This stratovolcano is the easternmost volcanic structure in the Slovak territory. The major part of the stratovolcano including its central volcanic zone lies beyond the state boundary in the Ukraine. The Slovak section contains part of the proximal and distal zone in the western part of the stratovolcano (Fig. 5).

Structural-volcanic and lithofacial analyses allowed us to distinguish a lower and upper structural level in the stratovolcano structure.

1. *Lower structural level* (Popriečny Complex) makes up the fundamental level of the stratovolcano including a relict stratovolcanic-type cone, part of a proximal stratovolcano-styled volcanic zone and a distal volcanic zone composed largely of redeposited facies of volcanoclastic rocks.

A relict of the stratovolcanic cone is preserved near the state boundary in the summit area of the Popriečny massif. The lower levels of the cone are dominated by autochthonous pyroclastic deposits – coarse agglomerates, volcanic breccias and pyroclastic flows whose primary dip angles were about 25°. The upper levels of the cone consist mostly of thin, frequently brecciated lava flows of marked periclinal deposition, dipping at 20–25° and alternating with pyroclastic layers (Fig. 6). The uppermost levels of the cone are dominated by lava flows of fine-porphyrific to aphanitic pyroxene andesite.

Proximal volcanic zone (stratovolcanic mantle) as far as the distal volcanic zone consists mostly of redeposited pyroclastic rocks and epiclastic breccias at the lower levels while the upper levels contain also lava flows (Fig. 8). Thanks to erosion the basal formation of the volcanic complex is well exposed near the stratovolcano's northern edge, east of the village Beňatina, where the transient zone was eroded away to a large extent and the peripheral zone is completely missing (Fig. 9).

The strongly brecciated lava flows are usually several metres thick but become much thicker as they approach the proximal zone, and near the peripheral volcanic zone their thickness attains as much as 15–30 m or more.

The schematized structure of the proximal volcanic zone in stratovolcano Popriečny is shown in Fig. 10.

Rocks of the distal volcanic zone fringing the stratovolcano along its western edge were deposited largely in a fluvial-lacustrine environment. From the boundary with the proximal volcanic zone towards the periphery, coarse facies gradually pass into medium- to fine-grained ones, the transition being documented on numerous lithologic profiles in the area between Porúbka and Vojnatina (Fig. 11).

2. *Upper volcanic level* (Petrovce Complex) consists almost exclusively of lava flows of medium- to coarse-porphyrific pyroxene andesite, sometimes of leucocratic character. Some flows are underlain by preserved pyroclastic beds composed of pumice tuffs intercalated with epiclastic sandstones to siltstones with redeposited pyroclastic breccias (Fig. 12), the latter attesting to the explosive character of the initial stage in the evolution of the upper structural level. When contacted by water, the lava flows solidified in the form of glassy groundmass and hyaloclastite breccias (Fig. 13).

In general, the stratovolcano Popriečny clearly has an asymmetric structure. In the northern section, the individual zones are narrower, lava flows quickly swell and are nearly horizontal, which suggests that the substratum was uplifted in the area subjected to volcanic activity. In contrast, the stratovolcano is huge towards the sunken lowland.

The asymmetric dip angles in the area of the volcanic cone suggest postvolcanic subsidence of the block lying SW of the NW-SE-trending fault system.

Lithologic-Petrographic Characteristics of Rocks

The lower structural level (Popriečny Complex) is characterized by a slight predominance of explosive facies over effusive ones. Typical rocks in the cone area are autochthonous pyroclastics – coarse volcanic breccias and agglomerates. The breccias consist of explosive fragments 5–25 cm large of strongly to extremely foamy structure. Most fragments have the character of volcanic bombs often bearing signs of deformation in a semiplastic state (Fig. 14). Some blocks were broken along radial fractures. The groundmass is cinder-lapilli to tuffaceous. Lapilli and vitrocrystalline tuffs make up separate intercalations.

Towards the proximal volcanic zone, redeposited pyroclastic facies gradually prevail. They are better sorted, and have smaller and more rounded fragments.

Epiclastic breccias, which typically occur mostly in the distal volcanic zone, include largely epiclastic volcanic breccias with variable percentages of tuffaceous-sandy groundmass and fragments, the latter being composed of andesites of several petrographic types, epiclastic volcanic conglomerates and epiclastic sandstones.

Lava flows of the lower volcanic level consist of pyroxene andesites with plagioclase and pyroxene phenocrysts in pilotaxitic to microlithic groundmass. Fine-porphyric to aphanitic andesites, medium-porphyric andesites and pyroxene-rich medium-porphyric andesites have been identified.

The upper structural level is characterized by the predominance of effusive rocks and minor occurrences of redeposited tuffs and fine pyroclastics. Andesite lava flows of the upper structural level are distributed on the stratovolcano slopes and form tongue-shaped, elongated bodies whose average thickness is 15–20 m and in transition to a proluvial plain it exceeds 25–30 m. Some lava flows display characteristic closing of fluidality planes which suggests the existence of a communication channel (Fig. 16).

Petrographically, the rocks are porphyric to coarse-porphyric pyroxene-poor, leucocrate or basaltoid andesitic. The percentage of phenocrysts (plagioclase, hypersthene, augite) in microphitic, microinterstitial, pilotaxitic and hyalopilitic groundmass is highly variable.

Stratovolcano Diel

Stratovolcano Diel is a fairly well preserved volcanic structure situated northwest of Popriečny between valley Beňatinská voda (in the south) and valley of the brook Barlahov (in the north). Volcanostructural analysis (Appendices 1 and 2, Fig. 17) has revealed that a substantial part of the stratovolcano eastern sector was eroded away but, like in the case of the stratovolcano Popriečny, this sector had already primarily been less extensive as a result of coeval displacements along a NW–SE fault running below the stratovolcano central part.

The stratovolcano consists of a central volcanic zone – relics of the volcanic cone as well as proximal and distal volcanic zones preserved in the western and southern sections. The stratovolcano lower level is dominated by explosive products and the upper one by lava flows.

The relic of the stratovolcanic cone has a stratovolcanic-type structure whose characteristic periclinal dips of lava flows and pyroclastic deposits are 15–25° (Fig. 18).

On the eastern flank, the stratovolcano cone had been subjected to erosion which allowed us to study its lower levels directly (Fig. 19).

Rocks identified on the stratovolcano western slope include volcanic breccias and agglomerates dipping SW at 15–20° deposited by pyroclastic flows.

The central volcanic zone includes also a basal depression at the upper end of valley Levková where a hydrothermally altered rock complex is exposed on the surface (Fig. 20). It consists of shallow intravolcanic, probably conformable (intrusions, sills and laccoliths) which intruded the lower level of the volcanic structure. The complex is also interspersed with diorite-porphyry intrusions and andesite porphyry dykes. Andesite and andesite-porphyry dykes occur in the cone area and proximal zone as well. They strike radially around the central zone.

Southeast of the stratovolcano edge, lava necks bound to marginal faults of the Klippen Belt were eroded out of the sedimentary bedrock.

The proximal volcanic zone (stratovolcanic mantle) in the NW consists mostly of lava flows while the SW and S tracts are dominated by coarse redeposited pyroclastic and epiclastic rocks (Fig. 21).

The distal volcanic zone composed largely of epiclastic breccias to conglomerates lies near the SW edge of the stratovolcano.

Lithologic-Petrographic Characteristics of Rocks

The lower level of the stratovolcanic cone is dominated by autochthonous pyroclastics, mainly volcanic breccias. They are composed of fragments to bomb-type blocks whose average size is 15–25 cm, exceptionally even 0.5–0.8 m. The majority of them are spherical or nearly spherical bearing signs of semiplastic deformations (Fig. 19). The cinder-lapilli, strongly oxidized groundmass accounts for 20–30 % of the whole rock volume. Rare gigantic blocks of foamy brecciated andesite 6 x 7 and 6 x 4 m in size resulted from breaking of earlier lava bodies during explosive eruptions.

Chaotic agglomeratic pyroclastics deposited by pyroclastic flows are made up mainly of andesite blocks averaging 25–35 to 50 cm set in lapilli-tuffaceous groundmass. They crop out in medium altitudes on the SW slope of the cone.

Facies typical of the proximal volcanic zone are redeposited pyroclastic rocks. Redeposited pyroclastic breccias consist of nearly angular to nearly spherical andesite fragments (5–15 cm), bomb-type porous andesite fragments and tuffaceous-sandy pumice-rich groundmass. The breccias are intercalated and interlayered with redeposited pumice tuffs. Redeposited tuff layers frequently occur at the base of the volcanic sequence (Fig. 22).

Epiclastic volcanic breccias can be found mostly near the outer margin of the proximal volcanic zone. They are dominated by coarse to blocky andesite debris formed by the destruction of the stratovolcanic structure. Epiclastic breccia layers are separated from one another by discontinuous intercalations of epiclastic volcanic sandstones and conglomerates.

In the distal volcanic zone is a fairly continuous belt of epiclastic volcanic conglomerates intercalated with epiclastic sandstones. The conglomerate coarse boulders to coarse blocks composed of several varieties of pyroxene andesites are rounded and sorted. The groundmass is coarse-grained and sandy (80 %). Layers of coarse conglomerates alternate with those of fine sandstones (Fig. 23).

Lava flows are rather abundant in the stratovolcanic complex of the proximal zone. At lower levels, lava flows on the primary volcanic slope were brecciated and destructed by explosive eruptions. Lava flows in higher altitudes dip more gently (20°) and as a result are thicker and, on the slopes of the stratovolcanic mantle, pass into continuous elongated bodies. Thanks to better degassing, these lava flows are more massive and lack stronger brecciation.

From a petrographic point of view, the lava flows are not uniform. Fine porphyric pyroxene andesites with plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts in pilotaxitic groundmass prevail at lower levels in the northern section of the stratovolcano. The cone mantle is dominated by medium-porphyric pyroxene andesites with plagioclase, hypersthene and augite phenocrysts in hyalopilitic to pilotaxitic groundmass.

The upper levels of the complex are composed of coarse-porphyric pyroxene andesites with conspicuous glomeroporphyric augite nests. Slightly differentiated porphyric pyroxene andesites with accessory amphibole crop out around Mt. Diel and Borofa.

The undifferentiated propylitized complex of the central zone consists of fairly strongly altered pyroxene andesites to andesite porphyries with plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts amidst microlithic groundmass bearing signs of recrystallization and silicification with chlorite, sericite, carbonates and pyrite.

Diorite porphyry intrusions of elliptic cross-section cut hydrothermally altered rocks of the central volcanic zone. From a petrographic point of view, they are made up of plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts in microhypidiomorphic granular groundmass composed of plagioclase, biotitized plagioclase and rare quartz.

Dykes occur in the central volcanic zone and in the internal part of the proximal volcanic zone. They form elongated bodies with clear columnar jointing (Fig. 24). Petrographically, the dykes are composed of three kinds of rocks:

- pyroxene diorite porphyry with microdiorite-textured groundmass (below Mt. Majmová),
- coarse-porphyrific pyroxene andesite (SE of Mt. Diel),
- leucocratic pyroxene to hypersthene-amphibole andesite.

Volcanic necks crop out east of stratovolcano Diel amidst pre-Neogene rocks (Fig. 25). Necks around Mt. Horka (599.1) and elevation point 592 m south of the village Bystrá have a roughly elliptic cross-section, its longer axis running WNW–ESE. Their columnar jointing is perpendicular at the neck axis. The bodies consist of fine-porphyrific andesite grading into aphanitic and glassy varieties near the margins. Plagioclase, augite, hypersthene and opacitized amphibole phenocrysts are surrounded by microinterstitial to trachytic groundmass. A similar andesite neck also occurs further south in the Klippen Belt (elevation point 543.1) and some others are distributed south of the village Inovce (Fig. 26).

A basaltic andesite extrusion is exposed on the SW stratovolcano slope in the proximal volcanic zone. The cupola-shaped body of elliptic cross-section is 500 x 350 m in size. Fluidal structures near the body edge (Fig. 27) suggest its fan-like structure. The body consists of aphanitic basaltic andesite with rare augite phenocrysts in microophitic to doleritic groundmass.

Stratovolcano Morské oko

The stratovolcano is situated in the central section of the Vihorlat Mts. in a place where the eastern and western stratovolcano chains meet one another at an intersection of NW–SE and SW–NE-trending fault systems. The stratovolcano is among the most extensive volcanic structures in the Vihorlat Mts. It was fairly deeply eroded and has an asymmetric structure (Fig. 28).

Cone area is missing in the central volcanic zone as erosion and subsidence formed here a wide basinal amphitheatre-shaped depression open towards the south through the valley of the brook Okna.

The original extent of the stratovolcano, mainly in the eastern and northern sections, has been also considerably reduced by erosion. It lacks the distal volcanic zone, and the proximal volcanic zone is much reduced (Fig. 28). Central and a proximal volcanic zone have been distinguished.

The central volcanic zone modified by erosion and subsidence occupies most of the basinal depression in the Morské oko area (Fig. 29). It consists of a complex of hydrothermally altered rocks. At the subvolcanic level, the intrusive complex includes a diorite stock and diorite porphyry apophyses. Bodies of secondary quartzites occur above their apical parts.

The proximal volcanic zone is dominated by lava flows with rare volcanoclastic rocks.

Volcanostructural analysis allowed us to divide the structure of stratovolcano Morské oko into three structural levels:

1. Lower structural level (Roh Complex) composed of relics of a fairly extensive stratovolcanic cone—a fundamental part of the volcanic structure.

2. Middle structural level (Veľká Trestia Complex) consists of a lava flow complex of medium- to coarse-porphyrific andesites. It is widespread largely in the northern section of the stratovolcano above andesites of the lower structural level. Discontinuous pumice-tuffaceous layers suggest that the effusive activity here was preceded by explosive eruptions.

3. Upper structural level (Sninský kameň Complex) is made up of scattered lava flow relics of fine-porphyrific to aphanitic andesites overlying the lower and middle structural levels.

Lithologic-Petrographic Characteristics of Rocks

The lower structural level starts with a layer of redeposited pyroclastics at the base (eastern slope of elevation point Nežiabec – 1023 m). The pyroclastics consist of fragments of glassy pyroxene andesites and blocks of foamy andesites in tuffaceous-sandy oxidized groundmass.

The bulk of the lower structural level consists of lava flows of fine- to medium-porphyrific pyroxene andesite. Its plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts are surrounded by pilotaxitic, microlithic to micropoikilithic groundmass.

Middle structural level. Discontinuous pyroclastic layers composed of redeposited pumice (80–90 %) with rare small foam-structured andesite fragments. The groundmass is tuffaceous-sandy to tuffaceous. The pumice tuffs are intercalated with fine-grained tuffs to siltstones. The effusive complex of medium- to coarse-porphyrific andesites consists of successive lava flows separated from one another by oxidized and brecciated zones.

The andesite is mostly gray, gray-black, locally glassy. From a petrographic point of view, plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts are set in pilotaxitic groundmass.

The upper structural level consists of andesite lava-flow relics in the summit areas of mountains, primarily in the northern section of the stratovolcano. The flows are up to 15–20 m, exceptionally 30 m thick. Their basal parts often contain oxidized and brecciated zones 1–2 m thick. These are overlain by a zone of marked lamination passing into irregular blocky to columnar jointing (Fig. 30).

Petrographically, the flows consist of fine- to medium-porphyrific andesite to basaltic andesite with plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts in microlithic to pilotaxitic groundmass.

The central volcanic zone is made up of an undifferentiated complex of hydrothermally altered rocks of intrusive and effusive character. Petrographically, the most widespread rock types are medium-porphyrific andesites to andesite porphyries with plagioclase, chloritized and carbonatized augite and hypersthene phenocrysts in microlithic or micropoikilithic groundmass displaying signs of recrystallization. A dyke of fine-porphyrific, slightly propylitized, fluidal-structured andesite is exposed on the western slope of Mt. Veža (927). Its fluidal structures strike 226° and dip NW at 30°.

Intrusive bodies and dykes whose thickness varies from several metres to 15–20 m and length amounts to 50–80 m crop out on the inner slopes of the central depression north of Morské oko (Fig. 31). The vast majority of the dykes display columnar to blocky jointing. The rocks are often vesicular near the dyke edges. The dykes cut medium- to coarse-porphyrific andesite of the middle structural level and an undifferentiated hydrothermally altered complex. In some cases the dykes cut through a strongly fractured zone (Fig. 31b).

Petrographically, the dykes and intrusive bodies consist of pyroxene-andesite porphyry with a fairly high pyroxene content (15–25 %). Plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts are set in microlithic or doleritic groundmass.

At deeper levels of the stratovolcano central volcanic zone, drilling intersected a fairly large intrusive complex (BACSÓ, 1986). It consists of a diorite stock and apophyses of pyroxene diorite porphyries which sometimes reach the surface. In this intrusive complex, BACSÓ (pers. comm.) identified also bodies of granodiorite porphyries and leucocratic aplitic porphyry varieties.

The diorite porphyry apophyses are often accompanied by irregular upright bodies of magmatic-hydrothermal and hydrothermal-explosive breccias.

Secondary quartzites crop out in and above the apical sections of some diorite porphyry bodies.

Stratovolcano Vihorlat

This stratovolcano situated west to southwest of Morské oko is part of the western stratovolcanic branch. It is defined by an extensive periclinal field of lava flows clustered around a central

protrusion in its summit area adjacent to elevation point Vihorlat – 1076 m (Appendices 1 and 2, Fig. 32). The stratovolcano is dominated by lava flows, while pyroclastic rocks are rare.

The cone relict of the Vihorlat summit area consists mostly of lava flows positioned periclinally around the central protrusion. The lava flows dip largely at 15–25° rarely 25°. Pyroclastic rocks were identified only sporadically, chiefly at lower levels of the cone. Radial-type andesite dykes are exposed in the SW section of the cone. The volcanic cone structure is illustrated in Fig. 33.

The proximal volcanic zone is made up of a lava-flow effusive complex. Having left the slope, the flows reach the distal volcanic zone in the northern section of the volcanic structure and become more extensive and thicker.

A complex of hydrothermally altered rocks with rare andesite dykes and secondary quartzites is exposed on the SE slope in the proximal volcanic zone at the upper end of the Porubský potok valley (Fig. 33).

Lithologic-Petrographic Characteristics of Rocks

Lava flows in the cone area are thin (8–15 m), their basal parts being brecciated, highly vesicular and oxidized. In the proximal zone the lava flows swell to 20–25 m in thickness and reach the maximum thickness on the proluvial plain (more than 50 m) where their dip angles do not exceed 5–10°.

From a petrographic point of view, the lava flows are very uniform, composed of fine- to medium-porphyrific pyroxene andesites with highly variable pyroxene contents. The plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts are surrounded by microlithic-poikilithic to pilotaxitic groundmass.

Pyroclastic rocks are rare. The presence of autochthonous pyroclastic rocks is suggested by fragments to blocks of highly foamy andesite with oxidized surface.

Small outcrops of argillized tuffs and pumice tuffs were noted on the northern and southwestern slopes

The central andesite intrusion near elevation point Vihorlat (1076) is characterized by steep jointing at the eastern edge and nearly horizontal jointing (0–5°).

The massive character of the body and its jointing indicate that it is a protrusion filling the centre of the volcanic cone. We do not even rule out the possibility that it originally filled the lower part of the crater. The body consists of dark-gray fine-porphyrific pyroxene andesite.

Andesite radial dykes on the SW slope of the cone are composed of pyroxene andesite with amphibole.

Stratovolcano Sokolský potok

This stratovolcano is another self-standing volcanic structure in the western volcanic chain of the Vihorlat Mts. Its asymmetric structure trends NW–SE between stratovolcano Vihorlat in the NE and stratovolcano Kyjov in the SW (Appendices 1 and 2, Fig. 34).

The cone relict which makes up hilltops around the spring of Sokolský potok consists mostly of a stratovolcanic complex in the west and an effusive complex in the east.

The upper end of the Sokolský potok valley is occupied by the central volcanic zone composed of a propylitized andesite and andesite porphyry complex with rare dykes. A schematized illustration of the volcanic cone is given in Fig. 35.

The proximal volcanic zone is dominated by lava flows prevailing over redeposited pyroclastic rocks.

Lithologic-Petrographic Characteristics of Rocks

Autochthonous pyroclastic rocks in the western section of the cone correspond to volcanic breccias and agglomerates. They consist largely of coarse to blocky fragments 25–30 cm, exceptionally even 50 cm large of foamy structure. Bomb-type blocks account for 60 % of the fragments and blocks fractured subangularly along radial fractures form 10 %. The groundmass is composed of lapilli-cinder bearing signs of agglutination.

Lava flows in the cone area are thin (8–15 m), partly brecciated. In the proximal volcanic zone their dip angles decrease to 10–15° and consequently the thicknesses increase to 40–50 m.

From a petrographic point of view, the rocks here are fine- to medium-porphyric pyroxene andesites with plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts in pilotaxitic groundmass of variable grain size. The uppermost lava flows are more porphyric. Rare redeposited pyroclastics in the proximal volcanic zone are composed of pyroclastic fragments in tuffaceous-sandy groundmass with small pumice fragments.

On the northern slope of the stratovolcano there is a pyroclastic horizon of unclear assignation overlain by lava flows. The horizon is vertically differentiated. Its lower part is composed of redeposited pyroclastic rocks with clear signs of transport and deposition in a fluvial to fluvio-terrigenous environment. In contrast, the upper part of the horizon is made up of coarse pyroclastic breccias corresponding to vulcanian breccias and/or deposits of pyroclastic flows. Brecciated lava flows have been noted locally.

The above-described horizon widespread in the northern tract below lava flows from stratovolcanoes Vihorlat, Sokolský potok and Morské oko cannot be unequivocally assigned to a single eruptive centre. It is likely to be composed of products of an early explosive stage of several volcanoes which during further volcanic activity were covered by lava flows obscuring the original spatial relationships to the eruptive centre area.

A complex of propylized andesites and andesite porphyries is exposed in the central volcanic zone in the upper end of the Sokolský potok valley. The stratovolcano is gray-black with a blue-green tinge. The phenocrysts consist of plagioclase and chloritized pyroxenes set in pilotaxitic-microlithic groundmass. An andesite dyke with steep fluidity (80–90°) striking 90–110° crops out below elevation point 615 m. The andesite is fine-porphyric, propylized with plagioclase and pyroxene phenocrysts amidst grained micropoikilithic groundmass. An andesite porphyry dyke of clear porphyric character is exposed below elevation point 784 m.

The rock complex adjacent to the dykes was subjected to propylization, and partly also silicification and argillization. Fractured, silicified and limonitized zones were noted as well. The breccias resulted from fracturing or explosive disintegration. Minor bodies of secondary quartzites occur locally.

Stratovolcano Kyjov

The stratovolcano is the westernmost volcanic structure of the western volcanic chain (Appendices 1 and 2, Fig. 36). Its lower structural level is dominated by explosive rocks while lava flows prevail in the upper level.

The volcanic cone mostly has effusive character, its flows being clearly periclinally deposited and dipping at 25–30° around the centre at the upper end of the Skalčanský potok valley (Fig. 37).

The proximal volcanic zone consists of alternating lava flows and redeposited pyroclastic rocks and in the north also epiclastic rocks.

The distal volcanic zone dominated by an epiclastic complex occurs in the western tract.

A schematized illustration of the proximal and distal volcanic zones is in Fig. 38.

Lithologic-Petrographic Characteristics of Rocks

Thin lava flows occur in the volcanic cone area. Their lower and upper parts are brecciated, vesicular, and oxidized. The flows are up to 25 m thick in the proximal volcanic zone and reach the maximum thickness (over 50 m) near the northern and western edges of the stratovolcano. Fine-porphyrific pyroxene andesites and medium- to coarse-porphyrific pyroxene andesites have been identified in the effusive complex. Plagioclase, augite and hypersthene phenocrysts are set in microlithic-pilotaxitic to microintersertal groundmass. The andesites are usually rich in pyroxene (13–18 %). Basaltic andesites are rare.

Autochthonous pyroclastic rocks form isolated bodies on the northern slope between the cone and the proximal volcanic zone.

Redeposited pyroclastic rocks occur in the proximal volcanic zone. A lower horizon consists of redeposited tuffs with fine pyroclastic-type clastics whereas a higher horizon is made up of redeposited pyroclastic breccias.

Epiclastic volcanic breccias near the NW edge of the proximal volcanic zone are intercalated with epiclastic volcanic sandstones and conglomerates (Fig. 39). The epiclastic breccias interlayered with epiclastic volcanic sandstones and redeposited tuffs are typical features of the distal volcanic zone.

In the eruptive centre of the stratovolcano, propylized and argillized fine-porphyrific andesites are exposed in the upper end of the Skalčanský potok valley, and fine-porphyrific andesite dykes in the vicinity of elevation point Tomášov vrch.

Relationship between Volcanism and Basement Morphostructures

The main characteristics of basement morphostructures in the Vihorlat area are shown in Fig. 40 and in a structural-volcanological scheme (Appendix 2).

The basement is made up of the following units (ordered from northeast to southwest):

- Magura unit Paleogene,
- Klippen Belt,
- Innercarpathian Paleogene,
- Humenské vrchy Mesozoic.

The substratum is dissected by fault systems running primarily NW–SE and NE–SW. The eastern part of the territory concerned is dominated by a NW–SE graben stretching further to Transcarpathian Ukraine. In the NW the graben is terminated by a system of transverse NE–SW faults of Vrbnica fault system (BACSÓ, 1979).

The volcanic centres of stratovolcanoes Popriečny, Diel and Morské oko situated in the eastern part of the territory in question are obviously bound to a NE-trending marginal fault system.

On the other hand, the volcanic centres of stratovolcanoes Vihorlat, Sokolský potok and Kyjov in the western volcanic chain are bound to the intersection of NE–SW-trending Vrbnica fault system and NW–SE faults. The volcanoes probably resulted from magma migration along faults of Vrbnica system when no major subsurface magma chambers were formed.

Vinné Complex volcanics occur near the southern edge of a Humenné Mesozoic horst.

Classification of Vihorlat Volcanic rocks with Respect to their Chemistry

Samples of Vihorlat volcanic rocks (Fig. 41) were chemically analysed and the results are shown in Tab. 2. A $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ classification diagram in Fig. 42 suggests that the analysed rocks have a subalkaline character displaying a gradual transition from basaltic andesites to acid ones.

An AFM diagram of Vihorlat andesites given in Fig. 43 corresponds to a calc-alkaline trend with a fairly high iron content. Chemical characteristics of orogenic andesites are shown in Tab. 3, the average Vihorlat values falling into the field of orogenic andesites.

Variation diagrams (Fig. 44) are regarded by BAILEY (1981) as the most sensitive criterion to distinguish andesites formed in different geotectonic environments.

The La/Yb and Sc/Ni ratios are almost identical with those for andesites of oceanic island arcs (Tab. 3). Their projection points in Fig. 44a fall into or close to the field of thin continental margins (c).

The Vihorlat volcanic rocks are comagmatic and are not significantly contaminated by crustal materials (Fig. 45).

We may summarize that the Vihorlat volcanic rocks display a calc-alkaline trend with fairly low K₂O contents characteristic of developed island arcs or continental margins with a thin crust.

Explanations to figures

Fig. 1 Situation geologic map

1 – pre-Tertiary units: Veporicum, Gemericum and Zemplinicum (undifferentiated)
2 – Humenské vrchy Mesozoic, 3 – Carpathian Klippen Belt, 4 – Magura Flych Paleogene, 5 – Innercarpathian Paleogene, 6 – Neogen volcanics, 7 – Neogene sediments (undifferentiated)

Fig. 2 Essential lithostratigraphic units in the Vihorlat Mts.

1 – rhyodacite tuffs (a), rhyodacites (b) – Badenian, 2 – amphibole-pyroxene andesite extrusions and volcanoclastics (Vinné Complex) – Middle Sarmatian, 3 – andesite stratovolcanoes – Upper Sarmatian to Lower Pannonian, 4 – location of samples for radiometric dating

Fig. 3 A rhyodacite extrusion (quarry in Beňatinská voda valley east of the village Beňatina)

a – dark glassy rhyodacite (fluidality 330/90-85°), b – light-coloured autometamorphosed rhyodacite with columnar jointing, c – pepperite breccia (glassy rhyodacite fragments and Paleogene sediments in sandy groundmass)

Fig. 4 Schematized structure of Vinné Complex

1 – substratum of Vinné Complex (mostly Badenian and Lower Sarmatian sediments), 2 – massive parts of extrusive bodies with block jointing and signs of autometamorphic alterations, 3 – extrusive breccias with lava matrix, 4 – coarse extrusive breccias with clastic groundmass, 5 – redeposited volcanoclastics (agglomerate-tuffitic series after BRODŇAN et al., 1959), 6 – lava flows of porphyritic partly leucocratic pyroxene andesites

Fig. 5 Geologic section across stratovolcano Popriečny

1. a – fine-grained tuffitic deposits, b – siltstones and claystones, c – fine conglomerates, d – epiclastic breccias, e – epiclastic conglomerates, f – epiclastic sandstones; 2. a – c Petrovce Complex, a – coarse-porphyritic, often glassy and leucocratic andesites to basaltic andesites, b – aphanitic and medium-porphyritic, often glassy and leucocratic andesites to basaltic andesites, c – redeposited pumice tuffs; 3. a – e Koňuš Complex, a – medium-porphyritic pyroxene-rich andesite, b – pyroclastic flow breccias, c – redeposited pyroclastic rocks, d – lava flows of fine-porphyritic pyroxene andesites, a – undifferentiated autochthonous pyroclastic rocks (agglomerates, volcanic breccias); 4 – fault

Fig. 6 Schematized structure of volcanic cone of Popriečny stratovolcano

1 – lava flows of the lower structural level (Popriečny Complex), 2 – volcanic breccias, 3 – agglomerates and tuffs (partly redeposited), 4 – epiclastic rocks (mostly epiclastic breccias), 5 – lava flows of the upper structural level (Petrovce Complex)

Fig. 7 Lithologic structure of Popriečny stratovolcano cone

A – a ridge north of elevation point 904 Čertež, 1 – volcanic breccias with blocks up to 0.5 m or more in size, 2 – agglomerates of variable grainsize, 3 – agglomerate with increased content of pumice-rich tuffaceous groundmass, 4 – pumice tuff; B – upper end of Koňuš valley (numbers indicate max./mean grainsize and percentages of fragments); C – Slopes of a ridge north of elev. point 904 Čertež, 1 – volcanic breccias, 2 – agglomerates, 3 – lapilli tuffs, 4 – lava flows (scoraceous lava breccias in upper part)

Fig. 8 Structure of proximal volcanic zone of stratovolcano Popriečny – east of village Koňuš (A), – south of village Beňatina (B)

Lower structural level (Popriečny Complex): 1 – lava flows of fine- and medium-porphyric pyroxene andesite, 2 – redeposited and partly autochthonous pyroclastics, 3 – epiclastic and redeposited pyroclastic rocks; Upper structural level (Petrovce Complex): 4 – lava flows of coarse-porphyric leucocratic pyroxene andesite

Fig. 9 A lithologic section of basal part of Popriečny volcanic complex (slopes below Beňatinský les east of village Beňatina)

1 – Paleogene sediments, 2 – epiclastic sandstones and siltstones intercalated with pebbles of Neogene volcanic rocks, 3 – redeposited tuffs intercalated with siltstones, 4 – redeposited pumice tuffs, 5 – coarse to blocky volcanic breccias, 6 – pyroxene andesite lava flow (brecciated in basal part)

Fig. 10 Examples of structure of proximal volcanic zone in stratovolcano Popriečny (A, B – area east of Porúbka, C, D – area SE of Beňatina)

1 – lava flows with AA-type breccias, 2 – redeposited pyroclastic rocks, 3 – tuffs, pumice tuffs, 4 – epiclastic rocks, 5 – epiclastic volcanic sandstones and redeposited tuffs, 6 – thick lava flows with block-lava-type breccias

Fig. 11 Schematized structure of distal volcanic zone of stratovolcano Popriečny (A – section, B – lithologic sections in stretch Vojnatina-Porúbka)

A: 1 – coarse-porphyric leucocratic andesite (upper structural level – Petrovce Complex), 2 – medium-porphyric pyroxene andesite (lower structural level – Popriečny Complex), 3 – redeposited pumice tuffs, 5 – epiclastic volcanic breccias, 6 – epiclastic volcanic conglomerates: a – coarse, b – fine, 7 – epiclastic volcanic sandstones: a – coarse- and medium-grained, b – intercalated with epiclastic siltstones, 8 – fine-grained tuffs and tuffites, 9 – faults. B: 1 – redeposited pumice tuffs, 2 – epiclastic volcanic breccias, 3 – coarse-grained epiclastic sandstones with fine andesite fragments, 4 – medium- and fine-grained epiclastic sandstones, 5 – epiclastic volcanic conglomerates: a – coarse, b – fine, 6 – epiclastic volcanic siltstones, 7 – epiclastic volcanic claystones, 8 – aleuritic tuffites, 9 – pelitic tuffites

Fig. 12 Schematized structure of proximal volcanic zone NE of village Koňuš

Lower structural level: 1 – coarse-clastic to blocky epiclastics, 2 – epiclastic sandstones, 3 – epiclastic and redeposited pyroclastic rocks, 4 – pyroxene andesite lava flows; Upper structural level: 5 – redeposited pumice tuffs, 6 – lava flows of aphanitic and slightly porphyric pyroxene andesite, 7 – lava flows of coarse-porphyric pyroxene andesite

Fig. 13 Section across upper part of a lava flow of coarse-porphyric leucocratic pyroxene andesite – Petrovec Complex (quarry below elev. point 191.1 Baňa east of Kľačany)

1 – andesite with columnar jointing, 2 – zone of initial brecciation, 3 – zone of hyaloclastic brecciation with spheroidal blocks (pillows), 4 – fine-grained tuffs and tuffites

Fig. 14 Lithologic section below elev. point 958.5 Bačkajovský vrch (volcanic cone area)

1 – lapilli tuffs and redeposited fine pyroclastic rocks, 2 – volcanic breccia with bombs, 3 – redeposited pumice tuff, 4 – agglomerate bearing signs of agglutination, 5 – fine-grained tuff

Fig. 15 Lithologic section east of village Koňuš (ridge with elev. point Medzi Koňuš)

1 – lava flow of medium- to coarse-porphyric leucocratic andesite (Petrovec Complex), 2 – redeposited pyroclastic breccias, 3 – redeposited pumice tuffs, 4 – redeposited tuffs and epiclastic volcanic sandstones, 5 – fine-grained tuffs and siltstones, 6 – lava flow of pyroxene andesite, brecciated in the upper part (Popriečny Complex)

Fig. 16 Lava flow structures in the upper structural level (Petrovec Complex) – quarries below elev. point 196.3 east of village Orechová

1 – lower lava flow (brecciated in the upper part), 2 – upper lava flow (with streambed-like fluidality planes), 3 – axis of a communication channel

Fig. 17 Geologic section across stratovolcano Diel

1a – fine epiclastic conglomerates, b – fine-grained tuffitic sediments, c – epiclastic conglomerates and breccias, d – epiclastic conglomerates, e – epiclastic breccias, f – epiclastic sandstones; 2a – diorite and diorite-porphyrus intrusions, b – dykes of amphibole-pyroxene andesites and andesite porphyries, c – propylitized extrusions and intrusions of andesites and andesite porphyries, undifferentiated; 3a – coarse-porphyric pyroxene-rich andesites, b – redeposited pyroclastic rocks, c – pyroclastic-flow breccias, d – fine-porphyric pyroxene andesites, e – undifferentiated autochthonous pyroclastic rocks (agglomerates, volcanic breccias, tuffs), f – redeposited tuffs and pumice tuffs; 4a–b Vinné Complex, a – extrusions of amphibole-hypersthene andesites, b – coarse fragmentary volcanoclastic rocks; 5 – faults

Fig. 18 Schematized structure of volcanic cone of stratovolcano Diel, A – western slope above valley Levkova, B – eastern slope below Diel

1 – central zone, a – undifferentiated propylitized complex of central volcanic zone (andesites and andesite porphyries), b – diorite-porphyrus intrusion, 2 – autochthonous pyroclastic rocks (breccias, agglomerates), 3 – redeposited pyroclastic rocks, 4 – redeposited pumice tuffs, 5 – lava flow of fine-porphyric pyroxene andesite, 6 – lava flow of medium-porphyric pyroxene andesite, 7 – lava flow of coarse-porphyric pyroxene andesite, 8 – Paleogene sediments

Fig. 19 Lithofacies types of volcanic cone

A – eastern slope below Veľká Vavrová: 1 – brecciated, very porous lava flow, 2 – chaotic agglomerate in which groundmass and fragments were partly agglomerated together, dominated by angular and nearly angular blocks, 3 – lapilli tuff, 4 – volcanic breccia dominated by volcanic bombs and cinder-lapilli groundmass, 5 – accumulation of angular blocks from a disintegrated lava flow, 6 – lava flow with columnar jointing at the bottom and brecciated and vesicular at the top, 7 – volcanic breccia with cow-dung bombs and partly agglutinated cinder-lapilli groundmass, rare angular fragments and blocks, 8 – redeposited bedded pyroclastic rocks composed of bombs, fragments of porous andesites and lapilli-pumice groundmass, 9 – redeposited pumice tuffs, 10 – Paleogene sediments. B – western slope below Veľká Vavrová: 1 – volcanic breccia with agglutinated bombs and cinder-lapilli groundmass, 2 – chaotic agglomerate dominated by nearly angular blocks and lapilli-cinder groundmass bearing signs of agglomeration, 3 – lapilli tuff

Fig. 20 Schematized structure of central volcanic zone of stratovolcano Diel

1 – dykes, a – leucocratic amphibole-pyroxene andesite, coarse-porphyrific pyroxene andesite, 2 – undifferentiated complex of andesites and andesite porphyries (mostly extrusions and laccoliths), a – scheme, b – section, 3 – diorite-porphyrific intrusions (stocks, dykes), a – scheme, b – section, 4 – lava flows of coarse-porphyrific pyroxene-rich andesite, 5 – lava flows of leucocratic pyroxene andesite with amphibole, 6 – lava flows of medium- to fine-porphyrific pyroxene andesite, 7 – pyroclastic rocks, a – agglomerates and volcanic breccias, b – redeposited pyroclastic rocks, 8 – redeposited pumice tuffs, 9 – lava neck of fine-porphyrific amphibole-pyroxene andesite, a – scheme, b – section, 10 – Paleogene sediments (undifferentiated), 11 – propylitization, 12 – section line

Fig. 21 Schematized structure of proximal volcanic zone of stratovolcano Diel

1 – volcanic breccias and agglomerates, 2 – pyroxene andesite lava flows, 3 – epiclastic breccias, 4 – redeposited pyroclastic rocks (undifferentiated)

Fig. 22 Basal complex of proximal volcanic zone near southern edge of stratovolcano Diel (slope below elev. point 481.3 Borola)

1 – lava flow of porphyritic leucocratic pyroxene andesite with amphibole, 2 – redeposited pumice tuffs, 3 – epiclastic volcanic breccias, 4 – redeposited pyroclastic breccias composed of nearly angular to nearly spherical porous fragments and tuffaceous-sandy groundmass with pumices, 5 – Badenian fine-grained rhyolite tuffs

Fig. 23 Lithologic section of distal volcanic zone near southern edge of stratovolcano Diel (roadcut north of village Choňkovce)

1 – epiclastic volcanic conglomerates, 2 – epiclastic volcanic sandstones, 3 – redeposited pumice tuffs

Fig. 24 Dykes in central and proximal volcanic zones

A – Quarry near a road on western slope of elev. point Diel (central zone): a – andesite dyke, b – diorite porphyry, c – intrusive breccia. B – Dyke of pyroxene diorite porphyry below elev. point 633 Majmová (proximal volcanic zone). Marked columnar jointing perpendicular at the course of the dyke.

Fig. 25 andesite necks north of village Podhorod'

A, B. 1 – neck (a – scheme, b – section), 2 – pyroclastic breccia, 3 – volcanics of stratovolcano Diel (a – scheme, b – section), 4 – Klippen Belt, 5 – Magura Flysch, 6 – fault zone

Fig. 26 andesite necks south of village Inovce

1 – lava neck, 2 – volcanics of stratovolcano Popriečny, 3 – rhyodacite extrusion, 4 – Innercarpathian Flysch, 5 – Klippen Belt, 6 – Magura Flysch, 7 – fault zone

Fig. 27 Intrusive dyke of basaltic andesite on the southwestern slope of stratovolcano Diel (elev. point 345 Drieň)

A – section: 1 – basaltic andesite, 2 – pyroxene andesite lava flows, 3 – epiclastic breccias. B – scheme: 1 – basaltic andesite, 2 – strike and dip of fluidality and jointing

Fig. 28 Geologic section of stratovolcano Morské oko

1a – fine epiclastic conglomerates, b – fine-grained tuffs and tuffites, c – epiclastic conglomerates, d – epiclastic sandstones, e – tuffaceous sediments with pebbles of Neogene volcanic rocks, f – epiclastic breccias; 2a – undifferentiated andesite and andesite-porphyrific extrusions, b – andesite dykes, c – diorite and diorite-porphyrific intrusions, d – secondary quartzites, e – bodies of explosive breccias; 3a – Sninský kameň Complex, lava flows of aphanitic to fine-porphyrific pyroxene

andesites to basaltoid andesites, b-d Veľká Trestia Complex: b – plagioclase-rich porphyric andesites, c – pyroclastic-flow breccias, d – fine-porphyric pyroxene andesites; 4a – e Roh Complex: a – medium-porphyric pyroxene andesites, b – redeposited pyroclastics, c – fine-porphyric pyroxene andesites, d – pyroclastic-flow breccias, e – undifferentiated autochthonous pyroclastic breccias; 5a – Inner Carpathian Flysch, b – Magura Flysch, c – Humenné Mesozoic, d – Klippen Belt; 6 – fault; 7 – drillhole

Fig. 29 Structure of central volcanic zone of stratovolcano Morské oko

1 – diorite-porphry intrusions, a – scheme, b – section, 2 – intrusive bodies of andesite porphyries, a – dykes, b – intrusions, 3 – extrusions and shallow conformable intrusions (laccoliths, sills) of propylitized pyroxene andesites and andesite porphyries, 4 – a – lava flows of aphanitic to fine-porphyric pyroxene andesite (Sninský kameň Complex – upper structural level), b – lava breccias, 5 – intrusion of basaltic pyroxene andesite (body Veža), 6 – lava flows of porphyric plagioclase-rich pyroxene andesite (Veľká Trestia Complex – middle structural level), 7 – lava flows of fine-porphyric pyroxene andesite (Veľká Trestia Complex – middle structural floor), 8 – lava flows of medium-porphyric pyroxene andesite (Roh Complex – lower structural level), 9 – lava flows of fine-porphyric pyroxene andesite (Roh Complex – lower structural level), 10 – volcanoclastic rocks, a – autochthonous and redeposited pyroclastic rocks, b – epiclastic breccias, c – redeposited pumice tuffs, 11 – hydrothermal explosive breccias, 12 – hydrothermal alterations, a – silicification and secondary quartzites, b – propylitization, 13 – subjacent Paleogene sediments, 14 – fault, 15 – structural drillhole, 16 – section line, 17 – lake

Fig. 30 Relics of a lava flow in the summit area of elev. point 833 Múr

a – lava-flow basal breccia, b – tabular jointing parallel to flow bottom (lamination), c – columnar jointing

Fig. 31 Dykes in central volcanic zone of stratovolcano Morské oko (roadcut northeast and north of Morské oko)

A – Below elev. point 928 Veža, a – dyke of leucocratic aphanitic hypersthene andesite, b – dyke of fine-porphyric hypersthene-augite andesite, c – effusive complex of coarse-porphyric pyroxene andesite. B – Below elev. point 771, a – dykes of hypersthene-augite andesite, b – shattered breccias composed of fragments of fine- to medium-porphyric pyroxene andesite. C – Ridge SSE of elev. point 888, a – dyke of coarse-porphyric augite-hypersthene andesite porphyry, b – effusive complex of porphyric pyroxene andesite

Fig. 32 Geologic section of stratovolcano Vihorlat

1 – epiclastic sandstones intercalated with siltstones, b – lava flow of medium-porphyric pyroxene andesite (central stratovolcano Sokolský potok), c – lava flow of fine-porphyric pyroxene andesite (stratovolcano Sokolský potok), d – epiclastic sandstones; 2 – a – g volcanics of stratovolcano Vihorlat: a – diorite intrusion, b – central intrusive body of pyroxene andesite, c – lava flow of medium-porphyric pyroxene andesite, d – epiclastic breccias, e – redeposited pyroclastic rocks, f – lava flow of fine-porphyric pyroxene andesite, g – autochthonous pyroclastic rocks (agglomerates, volcanic breccias); 3 – a – g volcanics of stratovolcano Morské oko: a – plagioclase-rich porphyric andesites (Veľká Trestia Complex), b – redeposited pumice tuffs (Veľká Trestia Complex), c – g Roh Complex: c – medium-porphyric pyroxene andesite, d – redeposited pyroclastic rocks, e – fine-porphyric pyroxene andesite, f – epiclastic breccias, g – basal epiclastic sandstones and tuffites with pebbles of Neogene volcanics; 4 – a – Inner-carpathian Paleogene, b – Magura unit Paleogene; 5 – a – Humenné Mesozoic, b – Paleogene and Mesozoic of Klippen Belt; 6 – fault; 7 – drillhole

Fig. 33 Structure of volcanic cone and southeastern section of proximal volcanic zone (Porubský potok valley area)

1 – central protrusion of pyroxene andesite, 2 – silicification and secondary quartzites, 3 – complex of propylitized andesites and andesite porphyries, 4 – pyroxene-andesite dyke, 5 – assumed diorite-porphyrity intrusion, 6 – lava flow of medium-porphyrity pyroxene andesite, 7 – lava flow of fine-porphyrity pyroxene andesite with lava-brecciazones, 8 – autochthonous pyroclastic rocks (breccias, agglomerates), 9 – redeposited pyroclastic rocks, 10 – epiclastic breccias, 11 – undifferentiated complex of volcano Sokolský potok, 12 – undifferentiated complex of volcano Morské oko

Fig. 34 Geologic section of stratovolcano Morské oko

1 – a – andesite dyke, b – andesite extrusion; 2 – a – lava flow of medium-porphyrity pyroxene andesite, b – epiclastic breccias, c – redeposited pyroclastic rocks, d – lava flow of fine-porphyrity pyroxene andesite, e – autochthonous pyroclastic rocks (agglomerates, volcanic breccias); 3 – a – pyroclastic-flow breccia, lava flow of porphyritic, partly leucocratic pyroxene andesite (Vinné Complex); 4 – a – Inner-Carpathian Paleogene, b – Humenné Mesozoic; 5 – fault

Fig. 35 Schematized structure of central volcanic zone of stratovolcano Sokolský potok

1 – andesite dyke, 2 – andesite porphyry, 3 – lava flow of coarse-porphyrity pyroxene andesite, 4 – lava flow of medium-porphyrity pyroxene andesite, 5 – agglomerates and breccias (undifferentiated), 6 – lava flow of fine-porphyrity pyroxene andesite, 7 – propylitized andesites (undifferentiated)

Fig. 36 Geologic section of stratovolcano Kyjov

1 – a – andesite dyke, b – diorite intrusion; 2 – a – medium-porphyrity pyroxene andesite, b – epiclastic breccias, c – epiclastic sandstones, d – redeposited pyroclastic rocks, e – fine-porphyrity pyroxene andesite, f – autochthonous pyroclastic rocks (agglomerates, volcanic breccias); 3 – a – Inner-Carpathian Paleogene, b – Humenné Mesozoic; 4 – fault

Fig. 37 Schematized structure of central volcanic zone of stratovolcano Kyjov

1 – andesite dyke, 2 – diorite-porphyrity intrusion (assumed), 3 – lava flow of medium-porphyrity pyroxene andesite, 4 – lava flow of fine-porphyrity pyroxene andesite, 5 – agglomerates (undifferentiated), 6 – propylitized complex of lava flows and volcanoclastic rocks

Fig. 38 Schematized structure of proximal and distal volcanic zone of stratovolcano Kyjov

A – SW sector, Dolha – Pírnagov vrch area, B – NW sector, elev. point Čierná area
1 – Badenian to Lower Sarmatian sediments overlain by volcanic complex, 2 – redeposited pumice tuffs, 3 – intercalated epiclastic breccias, 4 – redeposited pyroclastic rocks, 5 – epiclastic volcanic sandstones intercalated with epiclastic conglomerates, 6 – pyroxene-andesite lava flows

Fig. 39 Lithologic section near NW edge of proximal volcanic zone (western slope of elev. point 612 pod Čierná)

1 – lava flow, 2 – epiclastic volcanic breccias, a – coarse, b – fine, 3 – epiclastic volcanic conglomerates, 4 – epiclastic volcanic sandstones

Fig. 40 Schematized structure of pre-Neogene basement

1 – Humenské vrchy Mesozoic: a – on surface, b – below volcanics; 2 – Carpathian Klippen Belt, a – on surface, b – below volcanics, 3 – Magura Flysch Paleogene: a – on surface, b – below volcanics, 4 – Inner-Carpathian Paleogene: a – on surface, b – below volcanics, 5 – Neogene sediments, 6 – extent of andesite stratovolcanoes, 7 – Vinné Complex (extrusions and volcanoclastics of amphibole-pyroxene andesites), 8 – rhyodacite, 9 – andesite necks, 10 – faults, 11 – location of eruptive centres of eastern-chain andesite stratovolcanoes, 12 – location of eruptive centres of western-chain andesite stratovolcanoes

Fig. 41 Sample location

Fig. 42 Andesite classification according to Cox's (1979) nomenclature in Wilson (1989)

Fig. 43 Andesite chemistry in AFM diagram ($A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO + Fe_2O_3$, $M = MgO$).

Fig. 44 Andesite classification according to geotectonic setting (BAILEY, 1981), a – potassium-low island-arc andesites, b – "other" island-arc andesites, c – andesites of continental island arcs and thin continental margins, d – Andes-type andesites (with thick continental crust), Vihorlat andesites display affinity to continental island-arc andesites.

Fig. 45 Harker's K_2O vs. SiO_2 diagram expressing a positive trend typical of fractional crystallization and slight effect of crustal material. The diagram shows that both trends agree – for earlier volcanics (Vinné and Marečková) and for Upper Sarmatian stratovolcanoes.

Fig. 46 Each stratovolcano displays a distinctive differentiation trend in K_2O vs. SiO_2 diagram. Kyjov, Sokolský potok and Vihorlat have more acidic character than Popriečny and Diel. Morské oko displays a wide differentiation trend from basaltic to acid andesites.

Fig. 47 Comparison of chemical compositions of individual level in stratovolcanoes Popriečny and Morské oko.

Fig. 48 REE curves of Vihorlat andesites corresponding to calc-alkaline suite rocks typically enriched in light REE and with a slight Eu anomaly. The six curves represent individual stratovolcanoes.

Explanations to tables

Tab. 1 Results of radiometric dating of Vihorlat volcanics

Tab. 2 Silicate analyses, REE and trace elements in Vihorlat rocks

Tab. 3 A comparison of geochemical criteria for orogenic andesites (BAILEY, 1981) and Vihorlat andesites.

Tab. 4 A comparison of average contents of some trace elements or their ratios in andesites from Vihorlat, volcano Bogota (Slanské vrchy) and Štiavnica stratovolcano with standard assemblages after BAILEY (1981).





ZÁPADNÉ KARPATY
SÉRIA
geológia 18

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava roku 1995.
Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21.

Vedecký redaktor: RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc.
Vedúca vydavateľstva: Ing. JANKA HRTUSOVÁ
Jazyková redaktorka: Mgr. VIERA GARDOŠOVÁ
Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ
Sadzba: MÁRIA CABADAJOVÁ

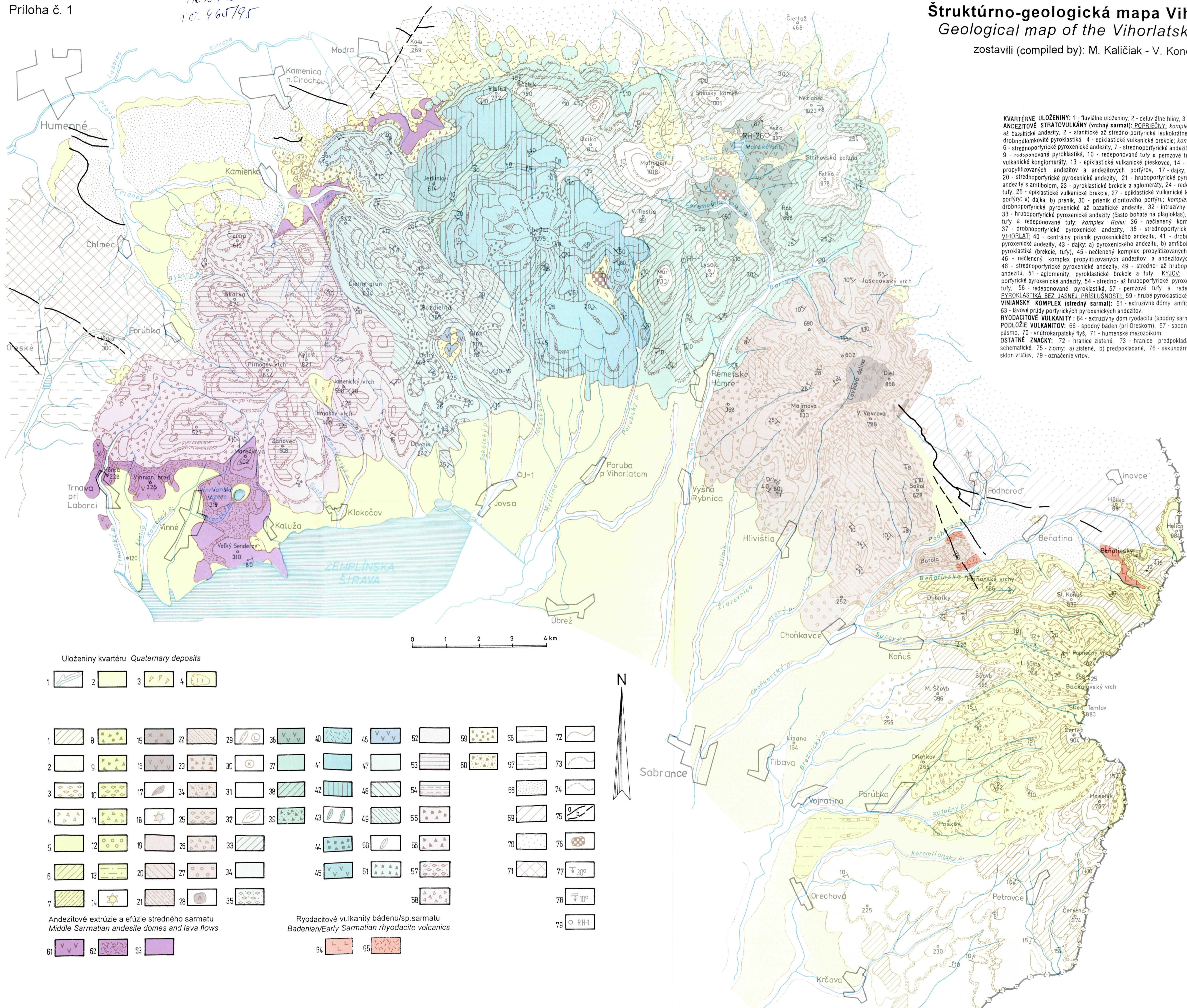
Tlač a knižárske spracovanie: tlačiarenské a knižárske stredisko GÚDŠ.
Náklad: 500 kusov.

ISBN 80-85314-40-1

18704 a
1:50 000/19.5

Štruktúrno-geologická mapa Vihorlatských vrchov Geological map of the Vihorlatské vrchy mountains

zostavili (compiled by): M. Kaličiak - V. Konečný - J. Lexa, 1984



KVARTÉRYNÉ ULOŽENINY: 1 - fluvialne uloženiny, 2 - deluviálne hliny, 3 - kamenité deluviálne hliny a suty, 4 - zosuvy.

ANDEZITOVÉ STRATOVULKÁNY (vrchný sarmat): **POPRIEČNY, komplex Petrovce:** 1 - hruboporfýrické (často sklovité) leukokrátne až bazaltické andezity, 2 - afanitické až stredno-porfýrické leukokrátne až bazaltické andezity, 3 - redeponované pemzové tufty a drobnouglomovitá pyroklastiká, 4 - epiklastické vulkanické brekcie; **komplex Popriečny:** 5 - drobnoporfýrické pyroxénové andezity, 6 - strednoporfýrické pyroxénové andezity, 7 - strednoporfýrické andezity bohaté na pyroxén, 8 - aglomeráty a pyroklastické brekcie, 9 - redeponované pyroklastiká, 10 - redeponované tufty a pemzové tufty, 11 - epiklastické vulkanické brekcie, 12 - epiklastické vulkanické konglomeráty, 13 - epiklastické vulkanické pieskovce, 14 - nek. **DIEL:** 15 - dioritové porfýry, 16 - nečlenený komplex propylitizovaných andezitov a andezitových porfýrov, 17 - dájky, 18 - nek, 19 - drobnoporfýrické pyroxénové andezity, 20 - strednoporfýrické pyroxénové andezity, 21 - hruboporfýrické pyroxénové andezity, 22 - porfýrické leukokrátne pyroxénové andezity s amfibolom, 23 - pyroklastické brekcie a aglomeráty, 24 - redeponované pyroklastiká, 25 - pemzové tufty a redeponované tufty, 26 - epiklastické vulkanické brekcie, 27 - epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce. **MORSKÉ OKO:** 29 - andezitové porfýry a dájky, b) prenik, 30 - prenik dioritového porfýru; **komplex Sninského kameňa:** 31 - afanitické (riedkoporfýrické) až drobnoporfýrické pyroxénové až bazaltické andezity, 32 - intruzívny prenik andezitového porfýru Veža; **komplex Veľká Trestia:** 33 - hruboporfýrické pyroxénové až bazaltické andezity (často bohaté na plagioklas), 34 - drobnoporfýrické pyroxénové andezity, 35 - pemzové tufty a redeponované tufty; **komplex Rohu:** 36 - nečlenený komplex pyroxénových andezitov a andezitových porfýrov, 37 - drobnoporfýrické pyroxénové andezity, 38 - strednoporfýrické pyroxénové andezity, 39 - redeponované pyroklastiká. **VIHORLAT:** 40 - centrálny prenik pyroxénového andezitu, 41 - drobnoporfýrické pyroxénové andezity, 42 - strednoporfýrické pyroxénové andezity, 43 - dájky: a) pyroxénového andezitu, b) amfibolicko-pyroxénového andezitu, 44 - aglomeráty a nečlenené pyroklastiká (brekcie, tufty), 45 - nečlenený komplex propylitizovaných andezitov a andezitových porfýrov. **SOKOLSKÝ POTOK:** 46 - nečlenený komplex propylitizovaných andezitov a andezitových porfýrov, 47 - drobnoporfýrické pyroxénové andezity, 48 - strednoporfýrické pyroxénové andezity, 49 - stredno- až hruboporfýrické pyroxénové andezity, 50 - dájky pyroxénového andezitu, 51 - aglomeráty, pyroklastické brekcie a tufty. **KYJOV:** 52 - drobnoporfýrické pyroxénové andezity, 53 - strednoporfýrické pyroxénové andezity, 54 - stredno- až hruboporfýrické pyroxénové andezity, 55 - aglomeráty, pyroklastické brekcie a tufty, 56 - redeponované pyroklastiká, 57 - pemzové tufty a redeponované tufty, 58 - epiklastické vulkanické brekcie. **PYROKLASTIKÁ BEZ JASNEJ PRISLUŠNOSTI:** 59 - hrubé pyroklastické brekcie, 60 - redeponované pyroklastiká.

VIŇNANSKÝ KOMPLEX (stredný sarmat): 61 - extruzívne domy amfibolicko-hyperstenických andezitov, 62 - extruzívne brekcie, 63 - lávové prúdy porfýrických pyroxénových andezitov.

RYODACITOVÉ VULKANITY: 64 - extruzívny dom ryodacitu (spodný sarmat), 65 - ryodacitové tufty (hrabovské tufty - spodný bádén).

PODĽOŽIE VULKANITOV: 66 - spodný bádén (pri Oreškovi), 67 - spodný miocén (pri Kamienke), 68 - magurský flyš, 69 - Bradlové pasma, 70 - vnútrokarpatský flyš, 71 - humenské mezozoikum.

OSTATNÉ ZNAČKY: 72 - hranice zistené, 73 - hranice predpokladané a interpretované z leteckých snímok, 74 - hranice schematicke, 75 - zlomy: a) zistené, b) predpokladané, 76 - sekundárne kvarcity, 77 - smer a sklon ploch fluidality, 78 - smer a sklon vrstiev, 79 - označenie vrtov.

QUATERNARY: 1 - fluvial deposits, 2 - deluvial loams, 3 - deluvial stony loams and scree, 4 - landslides.

ANDESITE STRATOVOLCANOES (Late Sarmatian): **POPRIEČNY, Petrovce complex:** 1 - open glassy, coarse pheldsparphyric and basaltic andesites, 2 - fine to medium grained pheldsparphyric and basaltic andesites, 3 - reworked pumice tufts and fine pyroclastic breccias, 4 - epiklastische volcanic breccias; **Popriečny complex:** 5 - fine grained pyroxene andesites, 6 - medium grained pyroxene andesites, 7 - pyroxene-rich medium grained andesites, 8 - agglomerates and pyroclastic breccias, 9 - reworked pyroclastic rocks, 10 - reworked tufts/pumice tufts, 11 - epiklastische volcanic breccias, 12 - epiklastische volcanic conglomerates, 13 - epiklastische volcanic sandstones, 14 - neck, **DIEL:** 15 - diorite porphyry, 16 - undivided complex of propylitized andesites and andesite porphyry, 17 - dykes, 18 - neck, 19 - fine grained pyroxene andesites, 20 - medium grained pyroxene andesites, 21 - coarse grained pyroxene andesites, 22 - porphyritic hornblende-bearing pyroxene andesites, 23 - agglomerates and pyroclastic breccias, 24 - reworked pyroclastic rocks, 25 - reworked tufts and pumice tufts, 26 - epiklastische volcanic breccias, 27 - epiklastische volcanic conglomerates and sandstones. **MORSKÉ OKO:** 29 - andesite porphyry dyke (a) and protrusion (b), 30 - diorite porphyry; **Sninský kameň complex:** 31 - fine grained (± scarce phenocrysts) pyroxene to basaltic andesites, 32 - andesite porphyry protrusion Veža; **Veľká Trestia complex:** 33 - coarse grained pyroxene andesites (often plagioclase rich), 34 - fine grained pyroxene andesites, 35 - reworked tufts and pumice tufts; **Roh complex:** 36 - undivided complex of propylitized andesites and andesite porphyry, 37 - fine grained pyroxene andesites, 38 - medium grained pyroxene andesites, 39 - reworked pyroclastic rocks. **VIHORLAT:** 40 - pyroxene andesite plug, 41 - fine grained pyroxene andesites, 42 - medium grained pyroxene andesites, 43 - dykes of pyroxene andesite (a) and hornblende-pyroxene andesite (b), 44 - tufts, agglomerates and pyroclastic breccias, 45 - undivided complex of propylitized andesites and andesite porphyry, 47 - fine grained pyroxene andesites, 48 - medium grained pyroxene andesites, 49 - medium to coarse grained pyroxene andesites, 50 - pyroxene andesite dyke, 51 - tufts agglomerates and pyroclastic breccias. **KYJOV:** 52 - fine grained pyroxene andesites, 53 - medium grained pyroxene andesites, 54 - medium to coarse grained pyroxene andesites, 55 - tufts, agglomerates and pyroclastic breccias, 56 - reworked pyroclastic rocks, 57 - reworked tufts and pumice tufts, 58 - epiklastische volcanic breccias. **ROCKS OF DUBIŠOV PROVENIENCE:** 59 - coarse pyroclastic breccias, 60 - reworked pyroclastic rocks.

VIŇNÉ COMPLEX (Middle Sarmatian): 61 - domes of hornblende-pyroxene andesites, 62 - extrusive breccias, 63 - porphyritic andesite lava flows.

RYODACITE VOLCANICS: 64 - rhyodacite extrusive dome (Early Sarmatian), 65 - rhyodacite tufts.

PRE-VOLCANIC BASEMENT: 66 - Early Badenian sediments, 67 - Early Miocene sediments, 68 - Outer Carpathians flysch, 69 - Klippen belt, 70 - Inner Carpathians flysch, 71 - Humenné Mesozoic unit.

OTHER SYMBOLS: 72 - established geological boundaries, 73 - assumed geological boundaries, 74 - schematic boundaries, 75 - established (a) and assumed (b) faults, 76 - metasomatic quartzites, 77 - strike and dip of flow banding, 78 - strike and dip of bedding, 79 - bore holes.

Uložení kvartéru Quaternary deposits			
1	2	3	4
5	6	7	8
9	10	11	12
13	14	15	16
17	18	19	20
21	22	23	24
25	26	27	28
29	30	31	32
33	34	35	36
37	38	39	40
41	42	43	44
45	46	47	48
49	50	51	52
53	54	55	56
57	58	59	60
61	62	63	64
65	66	67	68
69	70	71	72
73	74	75	76
77	78	79	

Andezitové extrúzie a efúzie stredného sarmatu
Middle Sarmatian andesite domes and lava flows

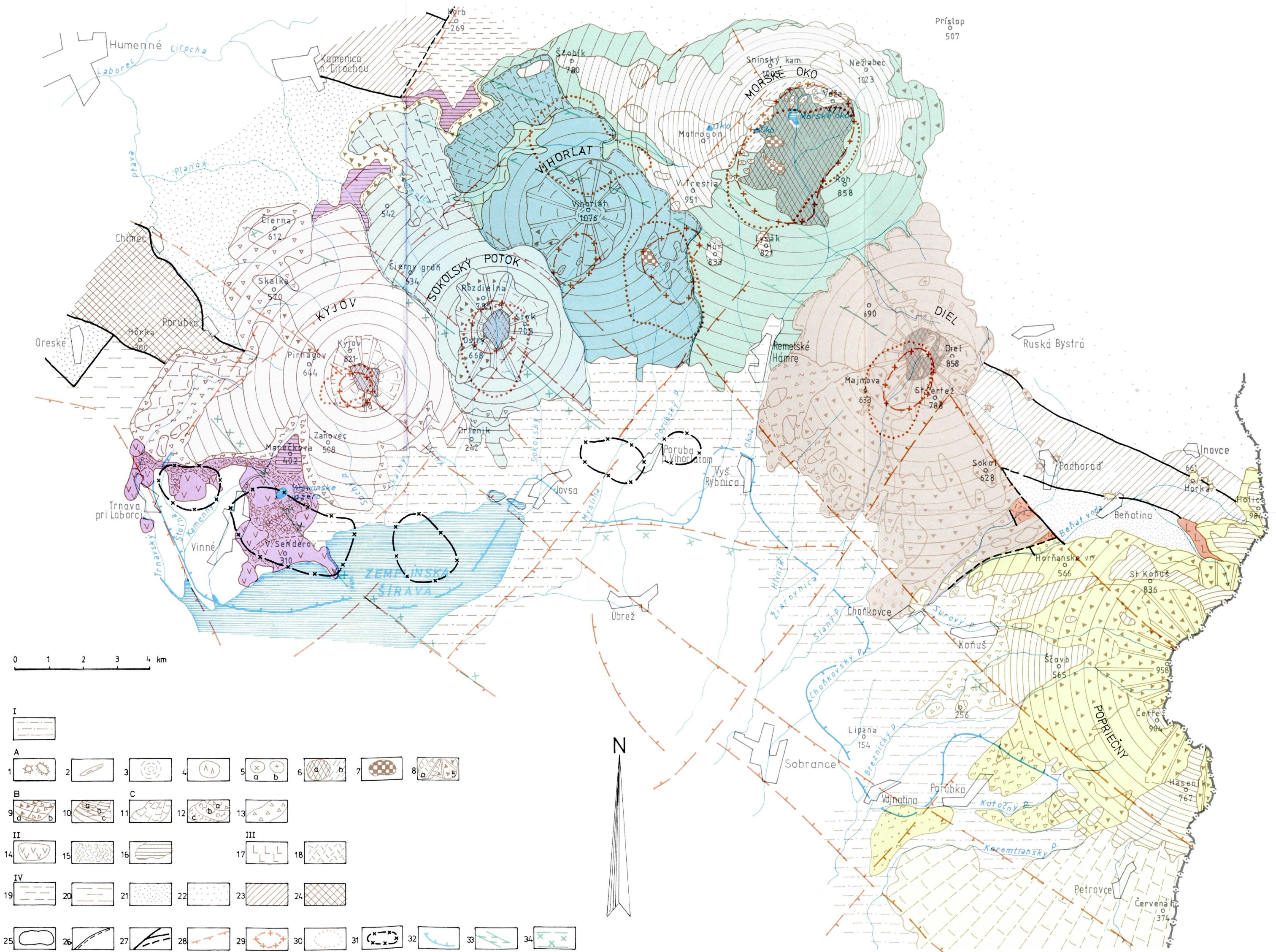
Ryodacitové vulkanity bádenu/sp.sarmatu
Badenian/Early Sarmatian rhyodacite volcanics

18104 a
10-460785

Štruktúrno-vulkanologická schéma Vihorlatských vrchov

Structural scheme of the Vihorlatské vrchy mountains

zostavili (compiled by): M. Kaličiak - V. Konečný - J. Lexa, 1984



I. ANDEZITOVÉ STRATOVULKÁNY (vrchný sarmat): A - centrálna vulkanická zóna: 1 - nek, 2 - dajka, 3 - extrúzia v kráteri, 4 - extrúziálny dóm, 5 - intrúzie: a) andezitov až andezitových porfýrov, b) dioritových porfýrov, 6 - nečlenený komplex propylitizovaných hornín centrálnej vulkanickej zóny (intrúzie, extrúzie, efúzie), 7 - sekundárne kvarcité, 8 - vulkanický kužel: a) efúziálny, b) stratovulkanický; B - prechodná vulkanická zóna: 9 - stratovulkanický komplex: a) s pyroklastikami, b) s epiklastikami, 10 - efúziálny komplex: a) spodnej, b) tredej, c) vrchnej štruktúrnej etáže; C - periférna vulkanická zóna: 11 - efúziálny komplex, 12 - epiklastické vulkanické horniny: a) brekcie, b) konglomeráty, c) pieskovce a siltovce, 13 - redeponované pyroklastiká.

II. ANDEZITY VINIANSKEHO KOMPLEXU (stredný sarmat): 14 - extrúziálne dómy, 15 - extrúziálne brekcie, 16 - lávové prúdy.

III. RYODACITY (Baden-ep.sarmat): 17 - ryodacit, 18 - jemnozrné tufy.

IV. PODLOŽIE VULKANITOV: 19 - sedimenty spodného miocénu, 20 - sedimenty spodného badenu, 21 - vnútrokarpatský paleogén, 22 - paleogén magurskej jednotky, 23 - paleogén a mezozoikum bradlového pásma, 24 - humenské mezozoikum.

V. OSTATNÉ ZNAČKY: 25 - hranice komplexov, 26 - hranice stratovulkánov, 27 - zlomy.

VI. INTERPRETÁCIA GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (M. Filo - L. Pospíšil): 28 - predpokladané zlomy v podloží vulkanických komplexov, 29 - intrúziálne telesá/komplexy, 30 - hydrotermálne premeny (nemagnetické zóny), 31 - rozsah vinianskeho komplexu pod mladšími uloženími, 32 - rozsah vulkanického komplexu s podstatným zastúpením lávových prúdov pod mladšími uloženími, 33 - priebeh bradlového pásma pod vulkanitmi.

I. ANDESITE STRATOVOLCANOES (Late Sarmatian): A - central volcanic zone: 1 - neck, 2 - dyke, 3 - crater dome (plug), 4 - extrusive dome, 5 - intrusions of andesite to andesite porphyry (a), diorite porphyry (b), 6 - undivided complex of propylitized rocks in the central zone (intrusions, domes and lava flows), 7 - metasomatic quartzites, 8 - volcanic cone of the effusive (a) or stratovolcanic (b) type; B - proximal volcanic zone: 9 - stratovolcanic complex with pyroclastic rocks (a), with epiclastic rocks (b), 10 - effusive complexes of the lower (a), middle (b) and upper (c) structural level; C - distal volcanic zone: 11 - effusive complex, 12 - epiclastic volcanic breccias (a), conglomerates (b), sandstones and siltstones (c), 13 - reworked pyroclastic rocks.

II. ANDESITES OF THE VINNÉ COMPLEX (Middle Sarmatian): 14 - extrusive domes, 15 - extrusive breccias, 16 - lava flows.

III. RHYODACITES (Badenian-Early Sarmatian): 17 - rhyodacite, 18 - fine tuffs.

IV. PRE-VOLCANIC BASEMENT: 19 - Early Miocene sediments, 20 - Early Badenian sediments, 21 - Paleogene rocks of the Inner Carpathians, 22 - Paleogene rocks of the Outer Carpathians, 23 - Paleogene and Mesozoic rocks of the Klippen belt, 24 - Mesozoic rocks of the Humenné unit.

V. OTHER SYMBOLS: 25 - boundaries of complexes, 26 - boundaries of volcanoes, 27 - faults.

VI. INTERPRETED ON THE BASIS OF GEOPHYSICAL DATA (M. Filo - L. Pospíšil): 28 - assumed faults in pre-volcanic basement, 29 - intrusions/intrusive complexes, 30 - hydrothermal alterations (nonmagnetic zones), 31 - extent of the Vinné complex underneath younger sediments, 32 - extent of volcanic complex with predominant lava flows underneath younger sediments, 33 - course of the klippen belt underneath volcanics.