

Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov

ZOLTÁN BACSÓ

eologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 21. 12. 1984

Геологическое строение и структуры нарушений стратовулканов Вигорлатских гор (Восточная Словакия)

Во Вигорлатских горах выразительными являются две вулканотектонические зоны: Михаловце — Ладомиров и Каменица над Цирохой — Попричная гора. На перекрещивании этих зон находится центральный стратовулкан Морское око. В зоне Михаловце — Ладомиров находится стратовулкан Кийов, паразитный конусоподобный вулкан Соколски поток, вулканические конуса Мур — Лысак и Вигорлат (1076 м). В зоне Каменица над Цирохой — Попричная гора расположен стратовулкан Попричная гора и паразитный конусоподобный вулкан Левкова. Во Вигорлатских горах вычленены шесть систем нарушений. Для региональной структуры гор важными являются нарушения СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ направлений. Неогенные интрузивные комплексы и рудные аккумуляции прослеживают локально североюжные и восточнoзападные нарушения. Тектоническое ограничение вулканотектонической депрессии центрального Вигорлата длиной 8 км и шириной от 2 до 5 км были вычленены в согласии с геологическими знаниями на основании геофизических результатов (смотри изображение 1, 2, 3 и 4).

Geology and fault structures of the Vihorlatské vrchy Mts. stratovolcanoes (Eastern Slovakia)

There are two significant volcano-tectonic zones (the Michalovce — Ladomírov zone and the Kamenica nad Cirochou — Popričný vrch zone) in the Vihorlatské vrchy Mts. The Morské oko central stratovolcano is situated at the intersection of both zones. The Kyjov stratovolcano, the Sokolský potok parasitic volcanic cone and the Múr — Lysák and the Vihorlat (1076,0 m) volcanic cones are situated in the Michalovce Ladomírov zone. The Popričný stratovolcano and the Levková parasitic volcanic cone are situated in the Kamenica nad Cirochou — Popričný vrch zone. Six fault systems have been distinguished in the Vihorlatské vrchy Mts. The faults of NW—SE and NE—SW strikes are the most important ones for the regional structure of these mountains. The Neogene intrusive complexes and ore accumulations follow local fault structures of N—S and E—W strikes. Volcano-tectonic depression boundary faults of the central Vihorlatské vrchy Mts., which has a length of 8 km and width of 2—5 km, have been ascertained, in correspondence with geological knowledge, on the basis of geophysical data, from gravimetric and magnetometric results (see Fig. 1, 2, 3, 4)

Geologickej verejnosti predkladáme výsledky nášho viac ako desaťročného skúmania štruktúrno-vulkanickej stavby Vihorlatských vrchov. Geologická atraktivnosť vrchov v neposlednom rade vyplýva z toho, že je súčasťou viac ako 200 km dlhého priebežného lineárneho radu malých stratovulkánov, ktorý je v oblasti Baia Mare v Rumunskej socialistickej republike nositeľom jedného z najväčších, ekonomicky významných Pb-Zn-Ag-Cu polymetalických a Au-Ag drahokovových ložiskových zoskupení v karpatskej sústave.

Naše nové, zdokonalené členenie magmatitov na komplexy a formácie vychádza na rozdiel od pôvodného chápania vývoja vulkanizmu v pohorí z jednotlivých stratovulkánov vrchov (porovnaj Bacsó, 1979).

Terminológia: *Stratovulkán* je súhrnný termín, ktorý pokrýva všetky polygénne vulkány vytvorené z lávových prúdov a vulkanicko-klastického materiálu (Rittman, 1960). *Vulkanicko-tektonická depresia* je lineárne formovaná depresia, ktorej vznik určovali tektonické a vulkanické procesy (van Bemmelen, 1932). *Polygénny* znamená sformovaný v priebehu niekoľkých vulkanických epizód. *Parazitické kužele* sú vedľajšie kužele na svahoch väčšieho vulkán. Obyčajne sú znakom vysokého veku ústredného vulkán. Zhruba koncentrické usporiadanie parazitických kužeľov možno vidieť na viacerých veľkých stratovulkánoch (Williams a McBirney, 1979). *Homodromný cyklus vulkanizmu* znamená progresívne zväčšenie úlohy kyslých produktov vulkanitov na konci procesu, ako aj obecné narastanie alkaličnosti vulkanitov (Tananajeva, 1982).

Vulkanicko-tektonické zóny oblasti

Všetky významnejšie vulkány Vihorlatských vrchov sa nachádzajú v dvoch vulkanicko-tektonických zónach. Dôležitejšia je zóna smeru SV—JZ.

Smerom od JZ na SV možno pozdĺž priečných vrbnických zlomov pozorovať kulisovite rozmiestnené reliktu polygénneho stratovulkánu Kyjov, polygénneho

stratovulkánu Morské oko s čiastkovými vulkanickými kužeľmi Vihorlat (1076), Múr — Lysák a parazitným kužeľom Sokolský potok.

Druhá, morfologicky tiež výrazná vulkanicko-tektonická zóna pohoria má smer SZ—JV. Os tejto zóny na našom území prebieha od obce Kamenica nad Cirochou po kótu Popriečny vrch (994,4). Stratovulkán Morské oko, ktorý sa nachádza na prekrížení oboch vulkanicko-tektonických zón, je súčasťou aj tejto druhej vulkanicko-tektonickej zóny, kde sa súčasne nachádza jeho druhý parazitný kužeľ Levkova (východne od Remetských Hámrov). Posledným stratovulkánom druhej zóny na československom území je Popriečny vrch.

Geologická stavba a vulkanicko-tektonický vývoj

Počas prvej areálne rozptýlenej etapy vulkanizmu pohoria vo vrchnom bádene sa aktivizovali centrá acidného vulkanizmu na juhozápadnom okraji humensko-užhorodského hrastu pri Michalovciach a na bradlovej elevácii pri Beňatine. Obe centrá acidných vulkanitov Vihorlatských vrchov sú vlastne juhovýchodným pokračovaním dlhého radu výskytov explozívnych, extruzívnych acidných produktov severovýchodného krídla grabenu Prešov — Kráľovský Chlmec, ktoré možno sledovať od najstarších typov (egenburského až karpatského veku) pri Terni, Čelovciach, Finticiach, cez Nižný Hrabovec (veku spodný bádén) až k Beňatine na našom území (veku vrchný bádén).

Na konci vrchnobádenského obdobia a v spodnom sarmate sa vytvorili tri samostatné intermediárne stratovulkány Vihorlatských vrchov, na ktoré sa v období stredného vrchného sarmatu a spodného panónu naukladal väčší počet prevažne vulkanických kužeľov zložených z inter-

nediárnych prevažne andezitových hornín.

Vekové zaradenie magmatických komplexov a formácií Vihorlatu zostáva nezmenené (Bacsó, 1979). Nové údaje I. Repčoka z roku 1984 metódou fission track pôvodné stanovenia vekov potvrdzujú.

Stratovulkán Morské oko

Z etapy intermediárneho magmatizmu vrchný bádén — spodný sarmat sú na vulkanickom aparáte zachované dve priestorovo zblížené centrálné vulkanické zóny. Zatiaľ čo sa centrálna zóna Porubský potok nachádza v nadloží juhozápadného okraja bradlovej elevácie, centrálna zóna Morského oka je nad severovýchodným okrajom bradlovej elevácie. Horniny pieňinského bradlového obalu (slienité ílovce, vápnité pieskovce až pieskovcové vápence) sa nachádzali vo vrtoch RH-5 a RH-7 v podloží 800 až 850 m mocnej polohy intermediárnych vulkanitov. Mikrobiostatigrafické vyhodnotenie vzoriek z vrtu RH-5 z metráže 903 m až 1114 m urobil O. Samuel (1984). Zistil, že v skúmanej časti vrtu RH-5 sú evidentné sedimenty, ktoré podľa mikropaleontologických kritérií aj z biofáciálneho hľadiska patria ku kriedovým sekvenciám bradlového pásma.

Najstaršiu vrchnobádenskú až spodnosarmatskú etapu magmatizmu reprezentuje 200 až 800 m mocný komplex efuzívnych a vulkanoklastických hornín prvej intermediárnej formácie Vihorlatu. Produkty tejto etapy vytvárajú rozsiahly spodný čiastkový areálny vulkán Morské oko medzi obcami Kamienka a Strihovce na severe a medzi obcami Kusín a Hlivišťa na juhu. V severnej časti areálnej vulkanickej štruktúry prevládajú andezitové efúzie nad autochtónnymi a redeponovanými andezitovými vulkanoklastikami (pri Kamienke, Kamenici n/Cirochou, Zemplínskych Hámroch, Strihovciach). Na juhu

areálnej štruktúry prevládajú epiklastiká a redeponované vulkanoklastiká nad podradne zastúpenými andezitovými efúziami (pri Kusíne, Jovsi, Remetských Hámroch a Hlivištiach). V centrálnych častiach spodného areálneho vulkánu Morské oko vysoko prevládajú lávové prúdy pyroxenických andezitov nad podradne zastúpenými, prevažne autochtónnymi vulkanoklastickými ekvivalentami. Typický vývoj komplexu plošne aj objemovo najrozsiahlejšej centrálnej časti je známy z vrtoch RH-1, RH-5, RH-7, RH-8 z údolia Remetského potoka Čremošná. Efuzívno-explozívny komplex na severnej periférii areálnej štruktúry v údolí Voniarskeho potoka (pri Kamenici n/Cirochou), pri Zemplínskych Hámroch a v centrálnej zóne Morského oka je preniknutý intravulkanickými telesami a kupolami kyslých augitických andezitov.

Vekové prvé produkty etapy obsahujú 58,02—58,54 % SiO_2 , 2,26—2,64 % Na_2O a okolo 1,77 % K_2O . Vekové posledné magmatické produkty etapy majú 59,74—63,50 % SiO_2 , 2,60—3,05 % Na_2O a 1,30—2,23 % K_2O .

V záverečnej deštruktívnej podetape magmatizmu v spodnom sarmate došlo ku kolapsu stropových častí oboch priestorovo zblížených centrálnych zón stratovulkánu tak, že sa na ich mieste vytvorila jednotná vulkanicko-tektonická depresia.

Pre vrchnosarmatskú etapu magmatizmu stratovulkánu je charakteristický väčší počet menších vulkanických kužeľov. Vulkanická aktivita sa prejavila mnohonásobnými efúziami tenkých lávových prúdov dvojpyroxenického andezitu pri menšej účasti explozívnej aktivity. Zodpovedá erupciám puklinového typu. V podetape vzniku efuzívneho komplexu ($\pm$ vulkanoklastiká) tretej intermediárnej formácie Vihorlatu sa tu vytvorili dve skupiny mladších vulkanických kužeľov. Pre prvú skupinu je typické, že ich erupčné centrá

boli aktivizované po obvode vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu (vulkanický kužeľ Múr — Lysák a Vihorlat; 1076,0). Do druhej skupiny vulkanických kužeľov zaraďujeme parazitné vulkány na periférii ústredného stratovulkánu Morské oko.

Na juhozápadnej periférii sa nachádza parazitný vulkanický kužeľ Sokolský potok, na juhovýchodnej periférii parazitný vulkán Levkova a na severovýchod od centrálnej zóny Morské oko takmer úplne oddenudovaný erozívny zvyšok — prírodová čiže koreňová zóna bývalého parazitného vulkanického kužeľa Lodomírov (sú zachované hydrotermálne zmenené pňovité telesá a brekie amfibolicko-pyroxenického andezitového porfýru uprostred sedimentov magurského paleogénu). Z hľadiska metalogenézy je dôležité, že erozívne reliktu všetkých troch spomínaných parazitných vulkanických kužeľov obsahujú telesá intruzívnych subvulkanických andezitových a dioritových porfýrov, drobné prejavy ortuťovej alebo polymetalickej mineralizácie.

200 až 400 m hrubý efuzívny komplex ($\pm$ vulkanoklastiká) mladších vulkanických kužeľov, o ktorých sme hovorili, pozostáva zo starších augiticko-hyperstenických andezitov. Tie vo vyšších častiach prechádzajú do hyperstenicko-augitických andezitov, prípadne aj do ich vulkanoklastík. Lapilovo-pemzové tufy pyroxenického andezitu sú známe z východných svahov kót Veľké Trstie (951,0) a Motrogon (1018,0).

Pre záverečnú vrchnosarmatskú podetapu magmatizmu stratovulkánu je významný vývoj relatívne rozsiahleho subvulkanického až hypoabysálneho komplexu. Najviac údajov máme zo severovýchodnej časti vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu, kde sa medzi jazerom Morské oko na severovýchode a potokom Čremošná na juhozápade doká-

zalo takmer súvislé vystupovanie intruzívneho komplexu (obr. 1, 2, 3). Celková vertikálna mocnosť intruzívnych telies dioritových porfýrov, dioritu a granodioritového porfýru je od niekoľkých metrov do 1000 metrov a viac. Morfológicky sú to telesá nepravidelného tvaru, menej silové, dajkové a pňovité telesá, ktorých hlavná masa sa nachádza na rozhraní nadložných stratovulkanických komplexov a podložených sedimentárnych sérií pieninského bradlového pásma, vonkajšieho a vnútorného flyša.

Geologicky a petrograficky intruzívny komplex centrálnej zóny Morské oko máme overený na povrchu pri potoku Kapka a pri Skalnom potoku v hĺbke vo vrtoch RH-4, RH-6, RH-8, RH-12 a RH-14. Je zastúpený hyperstenicko-augitickými až augitickými dioritovými porfýrmi, dioritmi a granodioritovými porfýrmi. Vo vrte RH-6 sa zistili v metrových polohách sa striedajúce melanokratné, na augit veľmi bohaté dioritové porfýry a leukokratné aplitické variety porfýrov (ide zrejme o kontaminované produkty dioritovej magmy). I. Repčok (1982) určil vek vzniku hydrotermálnych biotitov z dioritového porfýru severne od údolia potoka Kapka z vrtu RH-6 z hĺbky 180 m na $11,2 \pm 0,6$ miliónov rokov, čo podľa škály absolútnych vekov podľa D. Vassa (1982) zodpovedá vrchnému sarmatu, čo je v súlade s doterajšími našimi poznatkami. Z južného svahu vrchnosarmatského vulkanického kužeľa Vihorlat (1076,0) je známa SV—JZ usmernená dajka augiticko-amfibolického andezitového porfýru, prebiehajúca paralelne so strmo upadajúcim až vertikálnym okrajovým zlomom vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu. Zistený rádiometrický vek amfibolovej výrastlice uvedeného andezitového porfýru z dajkového telesa je $11,3 \pm 0,6$ mil. rokov (Repčok, 1984). Obdobné žily a pňovité telesá augiticko-amfibolického

andezitového porfýru sú známe od Lado-mirova z telies prírodového systému takmer úplne oddenudovaného vrchnosarmatského parazitného kužeľa Ladomírov.

Dajka amfibolicko-pyroxenického andezitu z parazitného vulkanického kužeľa Levkova cca 2,5 km severovýchodne od pily v Remetských Hámroch má stanovený rádiometrický vek $11,3 \pm 0,6$ mil. rokov (Repčok, 1984).

Všetky nové rádiometrické veky vzoriek (z roku 1984) uvedené v tejto práci sa získali metódou stóp po delení uránu „fission track“ na GÚDŠ v Bratislave. Stanovenia vekov ukončil I. Repčok zo vzoriek, ktoré predložil Z. Bacsó.

Prvé vrchnosarmatské efuzívne produkty v čiastkových a parazitných vulkanických kužeľoch stratovulkánu predstavujú horniny o obsahu 54,47—59,83 % SiO_2 , 2,30—3,20 % Na_2O a 1,98—2,37 % s obsahom K_2O . Posledné produkty etapy — členy subvulkanického až hypoabysálneho intruzívneho komplexu Morské oko — majú obsah: 57,81—60,78 % SiO_2 , 2,06—2,86 % Na_2O a 1,84—2,30 % K_2O .

Produkty poslednej, spodnopanónskej etapy vystupujú v priestore ústredného stratovulkánu Morské oko vo forme morfológicky výrazných hrebeňových krátkych lávových prúdov a vrcholových kupolových telies, ktoré nasadajú na značne erodovaný povrch spodno a vrchnosarmatských produktov prvej a tretej intermediárnej formácie Vihorlatu. Priestorovo sú takmer úplne sústredené na hraničné zlomy vulkanicko-tektonickej depresie. V tejto 4. etape najmladších spodnopanónskych vulkanitov išiel vývoj vulkanizmu od starých hyperstenicko-augitických andezitodacitov kóty Veľké Trstie (951,0) cez augiticko-hyperstenické andezitové lávové prúdy hrebeňovej zóny Motrogon (1018,0), Sninský kameň (1005,0), Fetkov (978,0) a kóty Roh (858,0). Spodnopanónsky magmatizmus stratovulkánu Morské oko ukončili vrcholové prúdy a kupolové tele-

sá bazaltoandezitu na kótach Motrogon (1018,0), Strihovská poľana (982,4) a Čob (866,0).

Zistený rádiometrický vek augiticko-hyperstenického andezitu, s drobnými zrnčkami amfibolu v základnej hmote, z kupolového telesa z kóty Veža (926,8) je $11,0 \pm 0,5$ mil. rokov (Repčok, 1984). Z toho vychádza, že vrcholové teleso kóty Veža (926,8) predstavuje jeden z najstarších produktov spodnopanónskeho vulkanizmu stratovulkánu Morské oko, zatiaľ čo vrcholové teleso kóty Vihorlat (1076,0) je podľa prv stanoveného rádiometrického veku $9,3 \pm 0,2$ mil. rokov a $8,7 \pm 0,7$ mil. rokov (Slávik et al., 1976) jedným z najmladších produktov spodnopanónskeho vulkanizmu stratovulkánu Morské oko.

Petrochemicky možno charakterizovať vývoj záverečného spodnopanónskeho vulkanizmu Vihorlatských vrchov nasledovne: Úvodné andezitické dacity na okolí kóty Veľké Trstie (951,0) obsahujú: 61,57—61,83 % SiO_2 , 2,60—2,80 % Na_2O , 2,50—2,54 % K_2O . Záverečné augiticko-hyperstenické bazaltoandezity okolia kót Motrogon (1018,0) a Strihovská poľana (982,4) majú 53,91—54,45 % SiO_2 , 2,57—2,88 % Na_2O a 1,36—1,66 % K_2O .

Stratovulkán Kyjov

Je najzápadnejším stratovulkánom Vihorlatských vrchov. Nachádza sa na humensko-užhorodskom hraste na mieste jeho prekríženia s morfológicky výrazným zo SV na JZ usmerneným zlomom Michalovce — Stakčín. Už voľným okom je dobre viditeľný aj na kozmickej snímke „LANDSAT E-2820-08283“ (Bak et al., 1981). Z podložia vulkánu sú známe vrchnobádenské ryolitové tufy úvodnej acidnej formácie Vihorlatu od obce Oreské.

Spodná (v značnej časti zakrytá) vulkanická stavba veku vrchný bádén — spodný sarmat pozostáva zo 150 až 400 m moc-

ného stratovulkanického komplexu 1. intermediárnej formácie Vihorlatu. Látkove ide o striedajúce sa polohy andezitových epiklastík, pyroklastík, redeponovaných lapilovo-pemzových tufov a lávových prúdov augiticko-hyperstenického andezitu známych zo severných a západných svahov vulkánu.

Mohutným, svojráznym stredosarmatským elementom druhej etapy magmatizmu stratovulkánu je relatívne rozsiahle pole kupolových telies amfibolicko-hyperstenických andezitových porfýrov, sledujúce juhozápadné poklesové štruktúry humensko-užhorodského hrastu v okolí obce Vinné.

Môžeme konštatovať, že 2. intermediárna etapa vulkánu Kyjov sa začala rozsiahlymi polohami vulkanoklastík (hlavne epiklastík a redeponovaných tufov) a so sporadickými lávovými prúdmi augiticko-hyperstenického andezitového bazaltu kót Hrbatý Laz (408,8), Dlhá (527,9), Skalka (570,0) a ukončila sa extrúziami a intrúziami amfibolicko-pyroxenického kyslého andezitového porfýru a augiticko-hyperstenického andezitu (okolie obce Vinné a kameňolom pri Porúbke).

Petrochemicky prvé produkty etapy magmatizmu obsahujú 56,22—59,64 % SiO_2 , 2,08—2,55 % Na_2O a 1,26—1,47 % K_2O . Posledné produkty etapy obsahujú 60,80—62,42 % SiO_2 , 2,40—3,12 % Na_2O a 1,50—2,07 % K_2O .

Centrálnu, vrcholovú časť vulkanického kužeľa Kyjov, ako aj južné svahy strato-vulkánu (severne od obce Klokočov) budujú takmer výlučne vrchnosarmatské lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu tretej intermediárnej formácie Vihorlatu. V centrálnej, východozápadne pretiahnutej kráterovej zóne vulkánu s rozmermi 1,5×2,5 km sme zmapovali subvulkanické teleso leukokratného andezitodacitu. Na rozdiel od stratovulkánu Morské oko na stratovulkáne Kyjov prí-

vodový systém kráterovej zóny z obdobia vrchný bádén — spodný sarmat zostal nezmenený aj pre vrchnosarmatské obdobie a nevyvinula sa tu vulkanicko-tektonická depresia.

Petrochemicky prvé efúzívne produkty vrchnosarmatskej tretej etapy magmatizmu obsahujú: 55,0—61,78 % SiO_2 , 2,32—2,73 % Na_2O a 1,26—1,86 % K_2O . Posledné subvulkanické produkty etapy majú: 63,85—67,73 % SiO_2 , 2,79—3,07 % Na_2O a 2,64—3,02 % K_2O .

Podľa zmien petrochemického a petrografického charakteru magmatitov od vrchnobádénsko-spodnosarmatskej etapy cez strednosarmatskú etapu až do vrchnosarmatskej etapy možno konštatovať, že počas 1., 2. a 3. etapy neskoroorogénneho magmatizmu v stratovulkáne Kyjov, ako aj v stratovulkáne Morské oko bol vývoj jednotlivých etáp magmatizmu homodromný. Keďže rásť úloha kyslých produktov, narastala alkaličnosť vulkanitov.

Zlomové štruktúry pohoria

V mladoalpínskom štruktúrnom pláne magmatitov Vihorlatských vrchov a okolitých sedimentárnych sérií sa uplatnilo šesť doposiaľ známych zlomových systémov, ktoré vytvárajú všetky dôležité štruktúry pohoria. Sú to nasledujúce zlomové systémy, zoradené podľa ich veku prvého prejavu v neogéne:

— zlomy smeru SZ—JV — močarianско-topliansky systém (Mořkovský, 1968; Čverčko, 1968; Rudinec, 1970), pozdĺžne zlomy (Leško — Slávik, 1969), zlomy východokarpatského smeru,

— zlomy smeru SV—JZ — vrbnické pásmo (Kocák — Čverčko, 1965) priečne zlomy (Leško — Slávik, 1969), zlomy západokarpatského smeru, vihorlatské zlomy,

— koncentrické zlomy,

— radiálne zlomy,

— zlomy smeru S—J — meridionálne zlomy, zlomy hornádskeho smeru,

— zlomy smeru V—Z — ekvatoriálne zlomy.

V doterajších prácach (Leško, 1953, 1964; Leško — Slávik, 1969; Maheľ, 1967; Ďurica, 1976; Grecula et al., 1977; Rudinec — Čverčko, 1978) boli v oblasti Vihorlatských vrchov docenené väčšinou len zlomy smeru SZ—JV a SV—JZ. Neprimerane malý význam sa prisudzoval meridionálnym a ekvatoriálnym zlomom a takmer sa nepredpokladali koncentrické a radiálne zlomy.

Zlomy smeru SZ—JV

Sú to najvýznamnejšie zlomy sedimentárneho podložja. Do neovulkanitov sa len dodatočne prekopírovali. Vymedzujú najdôležitejšie regionálne pozdĺžne štruktúry podložja vulkanitov, zo severovýchodu a juhozápadu obmedzujú priebeh elevácie pieninského bradlového pásma, priebeh humensko-užhorodského a jovsiansko-jasenovského hrastu. Majú určujúci význam pre rozloženie jednotlivých stratovulkánov a ich centrálnych vulkanických zón. Výrazne sa prejavujú gravimetricky (podľa indícií vertikálnych hustotných rozhraní podľa Linserovej metódy, $h = 500$ a 1000 m — Filo et al., 1975) a magnetometricky (úzke, lineárne pretiahnuté zóny izoanomálií; Gnojek et al., 1982).

Zlomy smeru SZ—JV rozčleňujú oblasť podložja vulkanického pohoria na vysokú kryhu magurského flyšu, na elevačnú štruktúru pieninského bradlového pásma, na choňkovskú depresiu s jovsiansko-jasenovskou hrastovou medzikryhou, na humensko-užhorodský hrast a na elevačnú zónu pozdišovsko-iňačovského paleozoického bloku.

Zlomy smeru SV—JZ

Podobne ako sú pre sedimentárne série

oblasti najvýznamnejšie zlomy smeru SZ—JV, sú pre magmatitmi budované terény najdôležitejšie zlomy smeru SV—JZ.

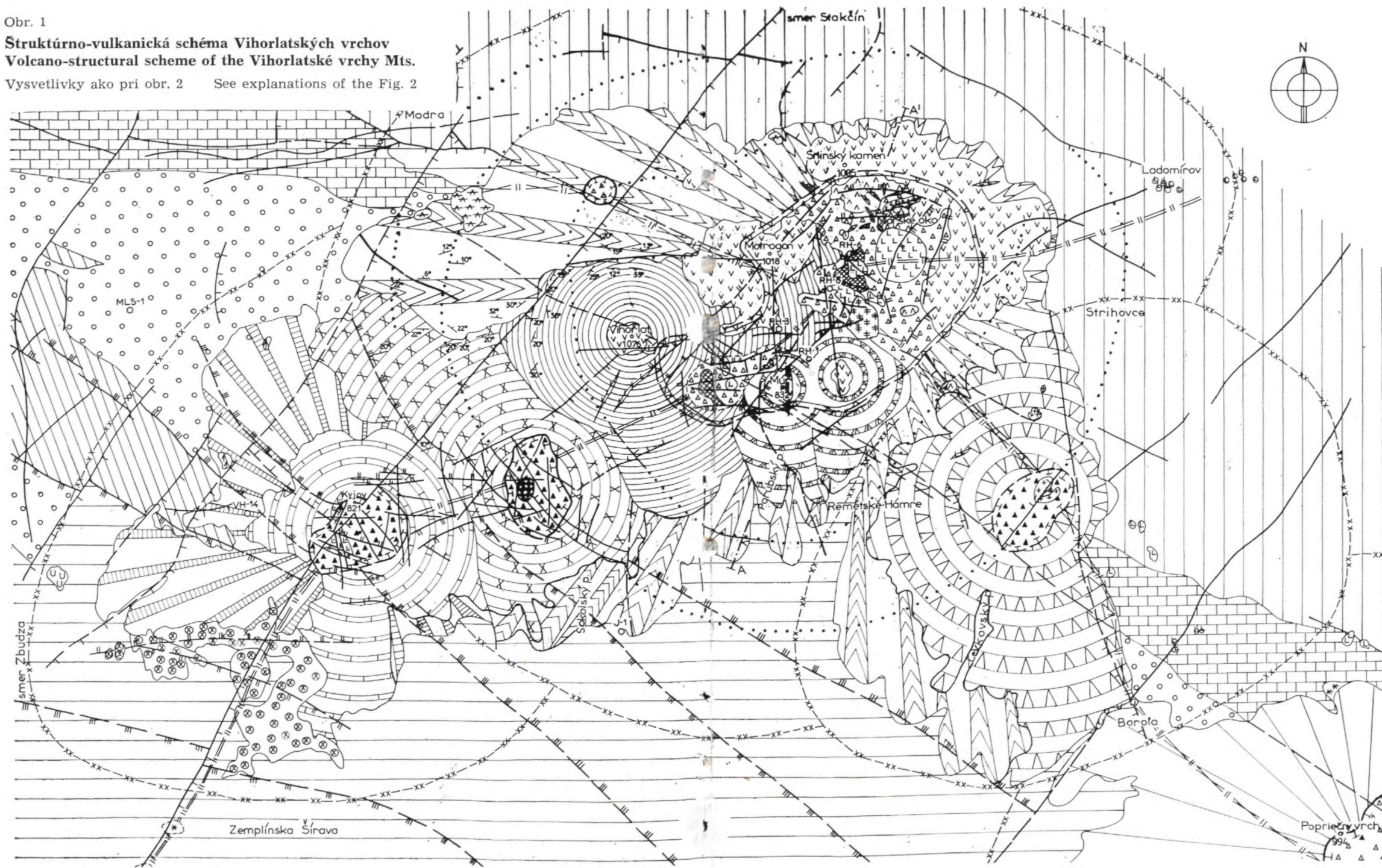
Zásadný význam má zo SV na JZ usmernená vulkanicko-tektonická zóna vrbnických zlomov medzi kótou Kyjov (821,0) a obcou Ladomírov o približnej priečnej šírke 2 až 5 km (obr. 1). V zóne týchto zlomov sa nachádzajú centrálné vulkanické zóny stratovulkánu Kyjov, parazitného vulkánu Sokolský potok, dvojica centrálnych zón stratovulkánu Morské oko a korene andezitového porfýru oddenudovaného parazitného vulkánu Ladomírov. O rozsiahlom erozívnom reze v severovýchodnej časti stratovulkánu svedčí skutočnosť, že vulkanicko-tektonická depresia v priestore centrálnej zóny Morské oko takmer priamo susedí so sedimentami magurského flyšu.

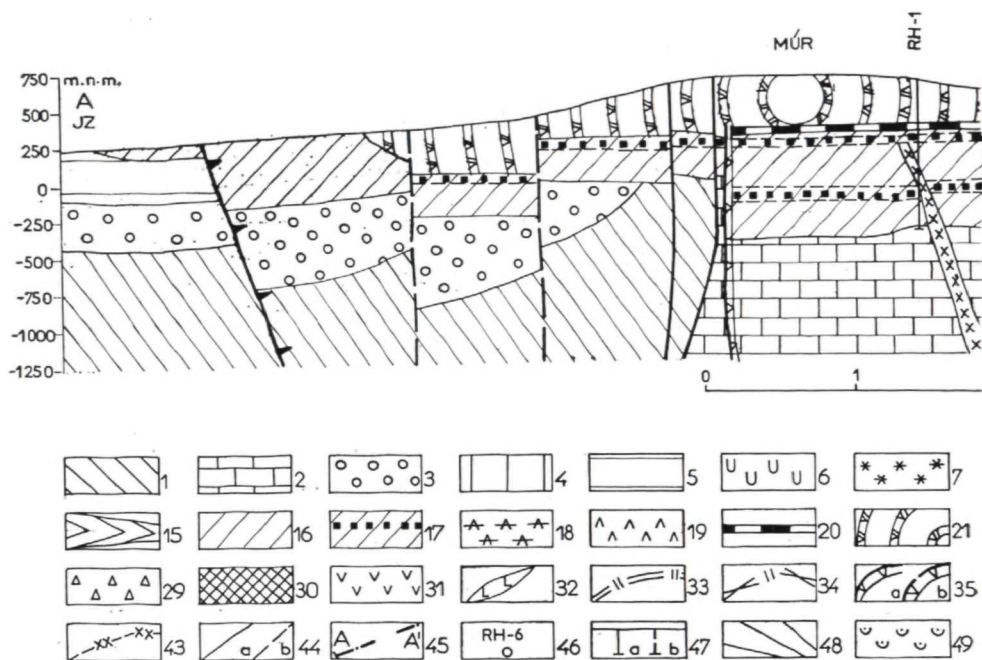
Svojráznu tektonickú hranicu dvojice megakryh Vihorlatských vrchov robí mladý povrchnosarmatský zlom Michalovce — Stakčín. Megakryha vulkanitov ležiaca severozápadne od zlomu takmer neprejavuje znaky prítomnosti vrchnosarmatských meridionálnych a ekvatoriálnych zlomov a samotný zlom Michalovce — Stakčín má takmer neporušený priamočiary priebeh po celej dĺžke. Dobré to vidieť na kozmickej snímke „LANDSAT E-2820-08283“ na rozmiestnení potokov hydrosiete v smere priebehu zlomu. Navyše zlom severovýchodne odsúva východnú, podľa neho poklesnutú časť centrálnej zóny Kyjov. Tým, že uvedený zlom porušuje vrchnosarmatskú kráterovú štruktúru, je určený aj jeho povrchnosarmatský vek pohybu. Podobne vekove mladým, asi spodnopanónskym, je trnavský zlom (Leško — Slávik, 1969) medzi Trnavou n/Laborcom a Modrou. Tiež ho možno priamočiario sledovať po celej dĺžke, jednak podľa rozmiestnenia subvulkanických andezitových telies pri Porúbke a v doline Voniarskeho potoka, jednak podľa rozmiestnenia šlichových

Obr. 1

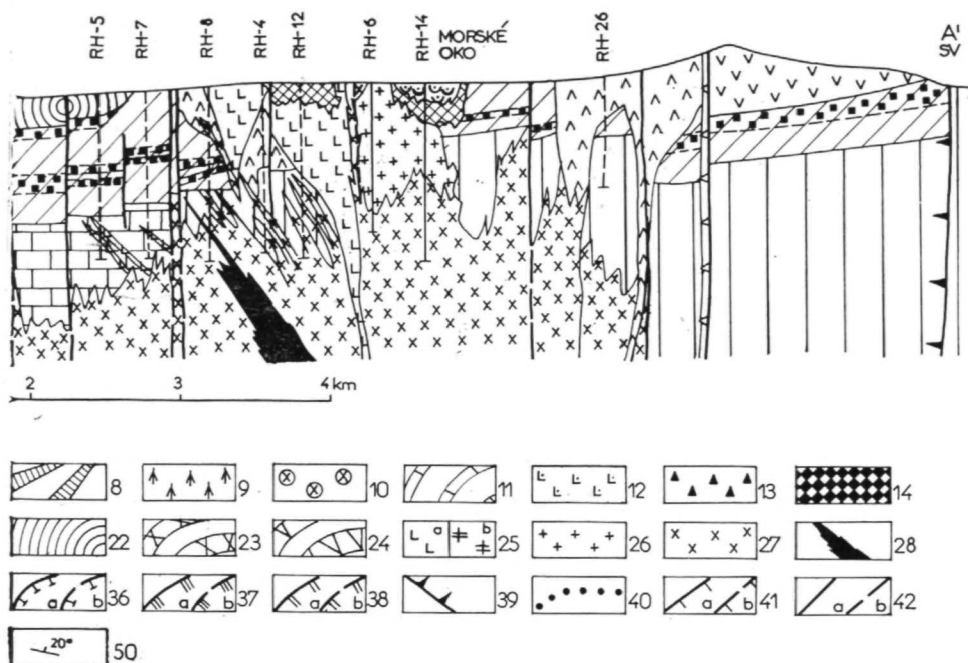
Štruktúrno-vulkanická schéma Vihorlatských vrchov
Volcano-structural scheme of the Vihorlatské vrchy Mts.

Vysvetlivky ako pri obr. 2 See explanations of the Fig. 2





Obr. 2. Geologický rez centrálnou časťou Vihorlatských vrchov. 1 — mezozoikum Humenských vrchov (anis-alb), 2 — bradlové pásmo (jura, stredná a vrchná krieda), 3 — vnútorný paleogén (centrálnokarpatský, beňatinský), 4 — vonkajší (magurský) paleogén, 5 — sedimenty neogénu a kvartéru vcelku. *Regionálne rozptýlený vulkanizmus — úvodná acidná formácia*: 6 — ryolitový tuf (výskyt Oreské, Boroľa), 7 — ryodacitové kupoly (výskyt pri Michalovciach a Beňatine), *Stratovulkán Kyjov — prvá intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný bádén až spodný sarmat): 8 — epiklastiká, pyroklastiká a lávové prúdy dvojpyroxenického andezitu, 9 — domatické extrúzie augiticko-hyperstenického andezitu. *Druhá intermediárna formácia Vihorlatu* (stredný sarmat): 10 — dómy a kumulodómy amfibolicko-pyroxenických andezitov až andezitodacitov a ich porfýrov. *Tretia intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný sarmat): 11 — lávové prúdy dvojpyroxenického andezitu, prívrcholový vulkanický kužeľ kóty Kyjov (821), 12 — extrúzia leukokrátneho andezitu, 13 — zóna hydrotermálne premenených hornín, 14 — sekundárne kvarcity, 13—14 — centrálné vulkanické zóny Kyjov, Sokolský potok, Levkova. *Stratovulkán Morské oko — prvá intermediárna formácia* (vrchný bádén až spodný sarmat): 15 — lávové prúdy, epiklastiká a pyroklastiká dvojpyroxenického andezitu vcelku (v mape): 16 — lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu, 17 — epiklastiká a pyroklastiká hyperstenicko-augitického andezitu, 18 — domatické extrúzie augiticko-hyperstenického andezitu, 19 — pňovité, žilné a kupolovité telesá leukokrátneho kyslého andezitu. *Tretia intermediárna formácia Vihorlatu* (vrchný sarmat): 20 — striedajúce sa polohy psamitických, pelitomorfných andezitových tufitov a andezitových vulkanoklastik, lávových prúdov pyroxenického andezitu (vulkanicko-sedimentárny komplex), 21 — lávové prúdy a sporadické polohy lapilovo-pemzových vulkanoklastik hyperstenicko-augitického andezitu vcelku, čiastkový vrchnosarmatský vulkán Múr — Lysák, 22 — lávové prúdy a ojedinelé polohy vulkanoklastik dvojpyroxenického andezitu vcelku, čiastkový vrchnosarmatský vulkanický kužeľ kóty Vihorlat (1075), 23 — lávové prúdy dvojpyroxenického andezitu, parazitný vulkanický kužeľ Sokolský potok, 24 — lávové prúdy, podradné pyroklastiká, epiklastiká dvojpyroxenického andezitu — parazitný vulkanický kužeľ Levkova, 25a — domatické extrúzie — intrúzie augitického andezitu a andezitového porfýru, 25b — domatická extrúzia



augiticko-hyperstenického bazaltandezitu, 26 — strednoporfyrický hyperstenicko-augitický dioritový porfýr, 27 — drobnoporfyrický augitický dioritový porfýr, 28 — augitický granodioritový porfýr, 25—28 — intruzívny komplex, 29 — zóna hydrotermálne premenených hornín prvej a tretej intermediárnej formácie Vihorlatu, 30 — sekundárne kvarcity (25 až 30 — produkty centrálnych zón Morské oko a Porubský potok), 32 — žilné telesá augiticko-amfibolického andezitového porfýru, pyroxenického andezitu. *Štvrtá intermediárna formácia Vihorlatu* (spodný panón): 31 — vrcholové kupolovité telesá a lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitického dacitu, andezitu a andezitického bazaltu vcelku (20—32 vrchnosarmatská a spodnopanónska časť stratovulkánu Morské oko), 33 — osová čiara vulkanicko-tektonickej zóny Michalovce — Ladomírov, 34 — osová čiara vulkanicko-tektonickej zóny Kamenica — Popriečny vrch, 35 — hranice vulkanicko-tektonickej depresie, a — odkryté, b — zakryté, 36 — hranice centrálnych vulkanických zón, a — odkryté, b — zakryté, 37 — hranice regionálnych hrastov, a — odvodené — odkryté, b — odvodené — zakryté, 38 — hranice vulkanicko-tektonických hrastov, a — odvodené, b — predpokladané, 39 — koncentrické vulkanicko-tektonické zlomy v reze, 40 — zakryté odvodené koncentrické zlomy v mape, 41 — zlomy so známym smerom úklonu, a — odvodené, b — predpokladané, 42 — zlomy bez známeho smeru úklonu, a — odvodené, b — predpokladané, 43 — odvodené pôvodné hranice stratovulkánov (na základe morfoštruktúr a geofyzikálnych dát), 44 — geologické hranice, a — zistené a odvodené, b — predpokladané, 45 — priebeh rezu A — A' na schéme, 46 — lokalizácia vrtu na schéme, 47 — priebeh vrtu v geologickom reze, a — skutočný, b — priemet, 48 — stratovulkán Popriečny vrch, 49 — zosuvy, 50 — primárna laminácia

Fig. 2. Geological profile through the central part of the Vihorlatské vrchy Mts. 1 — Mesozoic of the Humenské vrchy Mts. (Anisian — Albien), 2 — the Klippen Belt (Jurassic, Middle and Upper Cretaceous), 3 — the Inner Paleogene (Central Carpathian Paleogene, the Beňatina Paleogene), 4 — the Outer (Magura) Paleogene, 5 — Neogene and Quaternary sediments on the whole. *Regionally scattered volcanism — initial acidic formation*: 6 — rhyolitic tuffs (Oreské, Boroľa), 7 —

- ◀ domes of rhyodacite (near Michalovce and Beňatina). *The Kyjov stratovolcano* — 1st intermediate formation of the Vihorlat Mts. (Upper Badenian — Lower Sarmatian): 8 — epiclastics, pyroclastics and lava flows of two pyroxene andesite, 9 — domatic extrusions of augite — hypersthene andesite. The 2nd intermediate formation of the Vihorlat Mts. (Middle Sarmatian): 10 — domes and cumulo-domes of amphibole — pyroxene andesite to andesite-dacite and their porphyries. The 3rd intermediate formation of the Vihorlat Mts. (Upper Sarmatian): 11 — lava flows of two pyroxene andesite, summit volcanic cone of the Kyjov (821), 12 — extrusion of leucocratic andesite, 13 — zone of hydrothermally altered rocks, 14 — secondary quartzites, 13—14 the Kyjov, the Sokolský potok and the Levkova central volcanic zones. *The Morské oko stratovolcano* — 1st intermediate formation (Upper Badenian — Lower Sarmatian): 15 — lava flows, epiclastics and pyroclastics of two pyroxene andesite on the whole (in the map): 16 — lava flows of hypersthene — augite andesite, 17 — epiclastics and pyroclastics of hypersthene — augite andesite, 18 — domatic extrusions of augite — hypersthene andesite, 19 — necks, dykes and domatic bodies of leucocratic acidic andesite. The 3rd intermediate formation of the Vihorlat Mts. (Upper Sarmatian): 20 — alternating beds of psammitic and pelitic andesitic tuffs and andesitic volcanoclastics and lava flows of two pyroxene andesite (volcano-sedimentary complex), 21 — lava flows and rare beds of lapilli-pumice volcanoclastics of hypersthene — augite andesite on the whole, the Múr — Lysák parasitic volcano (Upper Sarmatian), 22 — lava flows and rare beds of volcanoclastics of two pyroxene andesite undifferentiated, the Vihorlat volcanic cone (Upper Sarmatian), 23 — lava flows of two pyroxene andesite, the Sokolský potok parasitic volcanic cone, 24 — lava flows, less pyroclastics and epiclastics of two pyroxene andesite, the Levková parasitic volcanic cone, 25a — domatic extrusions and intrusions of augite andesite and andesite porphyry, 25b — domatic extrusion of augite — hypersthene basaltandesite, 26 — medium grained porphyritic hypersthene — augite diorite porphyry, 27 — fine-grained porphyritic augite diorite porphyry, 28 — augite granodiorite porphyry, 26—28 intrusive complex, 29 — zone of hydrothermally altered rocks of the 1st and 3rd intermediate formation of the Vihorlat Mts., 30 — secondary quartzites, (25—30 products of the Morské oko and the Porubský potok central zones), 31 — dykes of augite — amphibole andesite porphyry, pyroxene andesite. The 4th intermediate formation of the Vihorlat Mts. (Lower Pannonian): 32 — summit domatic bodies and lava flows of hypersthene — augite andesitic dacite, andesite and andesitic basalt, undifferentiated (20—32 Upper Sarmatian to Lower Pannonian part of the Morské oko stratovolcano), 33 — axis line of the Michalovce — Lodomirov volcano-tectonic zone, 34 — axis line of the Kamenica — Popriečny vrch volcano-tectonic zone, 35 — boundaries of volcano-tectonic depression, a — uncovered, b — covered, 36 — boundaries of central volcanic zones, a — uncovered, b — covered, 37 — boundaries of regional horsts, a — derived — uncovered, b — derived — covered, 38 — boundaries of volcano-tectonic horsts, a — derived, b — assumed, 39 — concentric volcanotectonic faults in the cross section, 40 — covered derived concentric faults in the map, 41 — faults with known dip, a — derived, b — assumed, 42 — faults with unknown dip, a — derived, b — assumed, 43 — derived original boundaries of volcanoes (on the basis of morpho-structures and geophysical data), 44 — geological boundaries, a — ascertained and derived, b — assumed, 45 — course of the A—A' profile in the scheme, 46 — localisation of borehole in the scheme, 47 — course of borehole in geological profile, a — real, b — projection, 48 — the Popriečny vrch stratovolcano, 49 — slides, 50 — primary lamination

anomálií rumelky na miestach povrchového priebehu zlomu. V megakryhe vulkanitov juhovýchodne od zlomu Michalovce — Stakčín sa jasne prejavujú lokálne severojužné a východozápadné zlomy, ktoré podmienili kulisovité usporiadanie centrálnych vulkanických zón Kyjov, Sokol-

ský potok, Porubský potok a Morské oko. Kratšie smerné dĺžky zo SV na JZ usmerených zlomov sú v tejto kryhe tiež podmienené ich rozsegmentovaním mladšími meridionálnymi zlomami.

Geologicky podľa priebehu dajok andezitu, geofyzikálne podľa indícií vertikál-

nych hustotných rozhraní podľa Linserovej metódy ($h = 500$ m, Filo et al., 1975) sa zreteľne prejavujú vrbnické zlomy vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu a lokálnych synvulkanických hrastových štruktúr v priestore tejto depresie.

V terénoch vulkánov Levkova a Popriečny vrch možno opäť smerne na veľké vzdialenosti sledovať zo SV na JZ usmernené zlomy. Tak je to v prípade zlomu medzi obcami Choňkovce a Ruský Hrabovec (choňkovský systém zlomov podľa Leška — Slávika, 1969) a v prípade koromlianskeho zlomu, ktorý podľa kozmickej snímky „LANDSAT E-2820-08283“ možno veľmi výrazne makroskopicky a priamočiaro sledovať od Novoselice na Zakarpatskej Ukrajine až po Sejkov na československom území. V údolí Koromlianskeho potoka pozdĺž zlomu pozorovať prejavy chloritizácie, argilitizácie a pyritizácie.

Koncentrické zlomy

Prejavy koncentrických zlomových štruktúr v podobe niekoľkých prstencových zón možno pozorovať v priestore tektonického vplyvu ústredného stratovulkánu Morské oko. Geologicky a morfológicky sa prejavujú koncentrickým rozmiestnením a výraznou pretiahnutosťou kráterových zón parazitných vulkanických kužeľov Sokolský potok a Levkova v smere týchto kruhových štruktúr. Na týchto koncentrických zlomoch sú umiestnené subvulkanické kupolové telesá pyroxenického andezitového porfýru a andezitu vo Voniarskom potoku, pri Zemplínskych Hámroch a na kóte Čob (866,0). Geofyzikálne koncentrické zlomy stratovulkánu Morské oko možno sledovať podľa lineárne vyťahnutých anomálií ΔT leteckej magnetometrie (Gnojek et al., 1982), čiastočne aj gravimetricky podľa indícií vertikálnych hus-

totných rozhraní (Linserovej metódy, $h = 500$ a 1000 m podľa Fila et al., 1975), napríklad v priestore a na okolí centrálnej zóny Sokolského potoka. Gravimetricky sa synvulkanické koncentrické zlomy prejavujú aj v severnom a severovýchodnom susedstve stratovulkánu (medzi Modrou, Zemplínskymi Hámrami a Ladomírovom), kde na vysunutej kryhe magurského flyšu bola vlastná vulkanická stavba už úplne oderodovaná.

Vznik koncentrických zlomov dávame do súvisu so vznikom vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu v spodnom sarmate, keď ako následok kolapsu centrálnych častí stratovulkánu vznikli vyrovnávacie koncentrické zlomy na svahoch a na periférnych zónach stratovulkánu (obr. 3 a 4).

Radiálne zlomy

Pre značnú zakrytosť terénu sú radiálne zlomy pomerne málo známe. Poznáme ich zo severnej časti centrálnej zóny Morské oko (západne od kóty Veža; 927,0), kde sú vyplnené rojom hydrotermálne zmenených tenších a hrubších dajok pyroxenického andezitu. Boli tiež vymapované v údolí Čierneho potoka na okolí kóty Strihovská poľana (982,4). Z oboch miest poznáme radiálne usmernené žilné telesá pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu. Posledne spomínané výskytu radiálnych zlomových štruktúr vystupujú na severnom a severovýchodnom svahu stratovulkánu Morské oko.

Radiálne zlomy s výplňou dajok pyroxenických dioritových porfýrov sú známe z centrálnej zóny parazitného vulkánu Levkova.

Zlomové štruktúry smeru S—J a Z—V

Vo Vihorlatských vrchoch sa prejavujú často ako zlomy vytvárajúce lokálne hras-

◀ Obr. 3. Štruktúrno-tektonická schéma podložia. 1 — elevačná zóna pozdišovsko-iňáčovského paleozoika, 2 — vysoký hrast (nadm. výška +250 až +550 m), 3 — stredný hrast (nadm. výška +250 až 0 m), 4 — nízky hrast s nadm. výškou pod 0 m (2—4 — humensko-užhorodský a jovsiansko-jasenovský mezozoický hrast), 5 — elevácia pieninského bradlového pásma, 6 — vysoká kryha magurského paleogénu, 7 — choňkovská depresia, 8 — pokryv centrálnokarpatského paleogénu (1—8 — regionálne štruktúry), 9 — synvulkanické depresie (resp. priekopové prepadliny) s výplňou centrálnokarpatského paleogénu, 10 — zlomy vymedzujúce regionálne hrasty, a — odvodené, b — predpokladané, 11 — elevácie zisteného neovulkanického intruzívneho komplexu, 12 — elevácie predpokladaných neogénnych intruzívnych komplexov, 13 — zlomy epigenetické, 14 — zlomy vymedzujúce lokálne vulkanicko-tektonické hrasty, a — odvodené, b — predpokladané, 15 — interpretovaný priebeh zlomových pásiem vymedzujúci vulkanicko-tektonickú depresiu centrálneho Vihorlatu, 16 — interpretované vyrovnávajúce zlomy vulkanicko-tektonickej depresie, 17 — centrálné zóny parazitných vulkánov ústredného stratovulkánu Morské oko, 18 — centrálna zóna stratovulkánu Kyjov, 19 — interpretovaná hranica hlbšej depresnej a prepadlinovej zóny, 20 — povrchové hranice súvislého vulkanického pohoria, 21 — lokalizácia vrtu

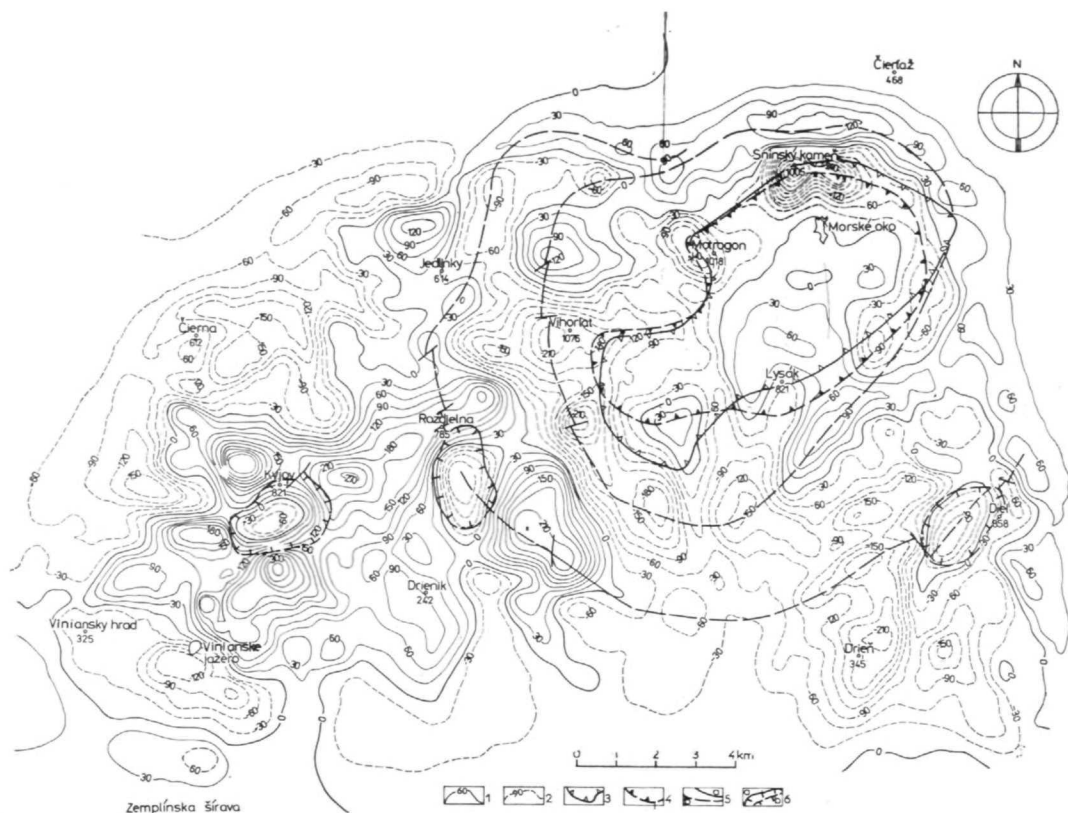
Fig. 3. Structural-tectonic scheme of basement. 1 — the Pozdišovce — Iňáčovce Paleozoic elevation zone, 2 — high horst (altitude of +250 to 550 m), 3 — middle horst (altitude of +250 to 0 m), 4 — low horst (altitude below 0 m), (2—4 the Humenné — Užhorod and the Jovsa — Jasenová Mesozoic horsts), 5 — the Pieniny Klippen Belt elevation, 6 — high block of the Magura Paleogene, 7 — the Choňková depression, 8 — cover of the Central Carpathian Paleogene, (1—8 regional structures), 9 — synvolcanic depressions (grabens resp.) with filling of the Central Carpathian Paleogene, 10 — faults confining regional horsts, a — derived, ascertained, b — assumed, 11 — elevations of ascertained neovolcanic intrusive complexes, 12 — elevations of ascertained neovolcanic intrusive complexes assumed, 13 — epigenetic faults, 14 — faults confining, local volcano-tectonic horsts, a — derived, b — assumed, 15 — interpreted course of fault zones confining volcano-tectonic depression of the central Vihorlat Mts., 16 — interpreted faults of volcano-tectonic depression, 17 — central zones of parasitic volcanoes of the Morské oko central stratovolcano, 18 — the Kyjov stratovolcano central zone, 19 — interpreted boundary of deeper depression and graben zone, 20 — surface boundary of coherent volcanic mountain range, 21 — localisations of boreholes

tovo-prepadlinové štruktúry. Ich osobitný význam je v tom, že ako vekove vrchnosarmatské až spodnopanónske lokálne synvulkanické hrastové štruktúry boli vo väčšine prípadov vysunuté mladými intruzívnymi komplexami a sú nositeľmi všetkých ekonomicky perspektívnych rudných prejavov pohoria.

Zaujímavé hlbšie čiastkové tiažové depresné štruktúry podložia ekvatoriálneho smeru s hĺbkami —750 až —1000 m vymedzil M. Filo et al. (1982) severne od kót Rozdielna (785,0) a Ladovisko (894,0) uprostred choňkovskej depresie pretiahnutej smerom SZ—JV. Viazanosť depresných zón na východozápadné, pravdepodobne zlomové zóny, napovedá, že ide o vrchno-

sarmatskú alebo mladšiu štruktúru, vzniknutú zaklesnutím pod váhou na seba naložených vrchnobádenských, spodnosarmatských a vrchnosarmatských magmatických komplexov (produktov dvoch etáp magmatizmu). Pokles nastal zrejme pozdĺž zlomu v údolí potoka Kamenica, kde sa zlom prejavuje výraznými facetovými plochami v severnom brehu potoka Kamenica. Na zaklesnutie severných svahov parazitného kužeľa Sokolský potok a vrchnosarmatského vulkanického kužeľa kóty Vihorlat (1076,0) poukazujú aj opačné, na juh uklonené laminačné plochy lávových prúdov severných svahov vyššie uvedených vulkanických kužeľov (obr. 1).

Južným protipólom uvedenej tiažovej

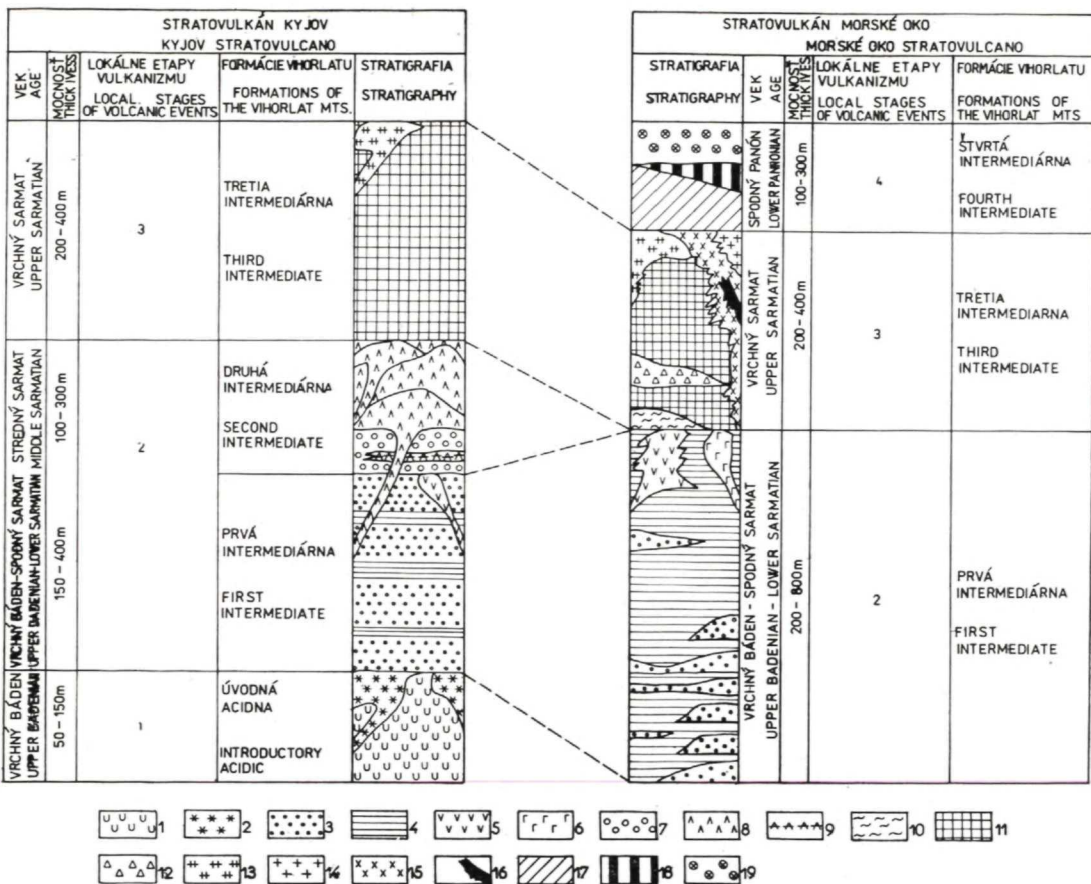


Obr. 4. Prejavy vulkanicko-tektonických štruktúr na mape izolínií leteckej magnetometrie (použili sme zjednodušenú mapu izoanomálií ΔT podľa Gnojeka et al., 1982). 1 — kladné izolínie anomálií ΔT pri kroku 30 m T, 2 — záporné izolínie anomálií ΔT pri kroku 30 m T, 3 — hranice vulkanicko-tektonickej depresie odvodené z reziduálnych anomálií pre $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$ (použité dáta gravimetrie podľa Fila et al., 1975), 4 — hranice vulkanicko-tektonickej depresie odvodené z dát z leteckej magnetometrie, 5 — koncentrické, vyrovnávajúce zlomy, dozvuky v súvislosti so vznikom vulkanicko-tektonickej depresie, 6 — hranice centrálnych vulkanických zón, kráterov

Fig. 4. Manifestations of volcano-tectonic structures in the air magnetometry isoline map (we have used an oversimplified map of ΔT isoanomalies by Gnojek et al., 1982). 1 — positive isolines of ΔT anomalies at the step of 30 m, 2 — negative isolines of ΔT anomalies at the step of 30 m, 3 — boundaries of volcano-tectonic depression derived from residual anomalies for 2.67 g.cm^{-3} (gravimetric data used by Fila et al., 1975), 4 — boundaries of volcano-tectonic depression derived from air magnetometry data, 5 — concentric faults, echos of the volcano-tectonic depression origin, 6 — boundaries of central volcanic zones, craters

depresie je lokálna, východozápadne usmernená hrastová štruktúra medzi centrálnymi zónami Kyjov a Sokolský potok, ktorú sme vymedzili na základe výsledkov detailných geologických, geofyzikálnych a geochemických prác (obr. 3). Vý-

chodozápadným smerom sa tiahne kráterová zóna stratovulkánu Kyjov. Sú tam lineárne anomálie prvkov Pb, Zn, Ag a Bi ekvatoriálneho smeru. Východozápadne sa tiahnu úzke zóny geofyzikálnych anomálií. Odrážajú stratu magnetizácie hornín a



Obr. 5. Korelačná schéma stratovulkánov Kyjov a Morské oko vo Vihorlatských vrchoch. 1 — ryolitový tuf, 2 — ryodacitové kupoly, 3 — epiklastiká a pyroklastiká pyroxenického andezitu a andezitobazaltu, 4 — lávné prúdy dvojpyroxenického andezitu a andezitobazaltu, 5 — domatické extrúzie augiticko-hyperstenického andezitu, 6 — pňovitá a kupolovitá telesá leukokrátneho kyslého andezitu, 7 — epiklastiká a hrubé pyroklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov až andezitdacitov (vulkanicko-sedimentárny a explozívny komplex), 8 — dómy a kumulodómy amfibolicko-pyroxenického andezitového porfýru (andezitu) až andezitdacitového porfýru (andezitdacitu), 9 — lávné prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu, 10 — tufiticko-lignitická vulkanicko-sedimentárna séria, 11 — lávné prúdy dvojpyroxenického andezitu, 12 — lápné a pemzové augiticko-hyperstenické andezitové tufy, 13 — domatické extrúzie a žilné intrúzie pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitového porfýru až andezitu, 14 — strednoporfýrický dvojpyroxenický dioritový porfýr, 15 — drobnoporfýrický augitový dioritový porfýr, 16 — amfibolický granodioritový porfýr, 17 — lávné prúdy a vrcholové kupolovitá telesá dvojpyroxenického andezitdacitu až kyslého andezitu, 18 — lávné prúdy dvojpyroxenického andezitu (Motrogon — Sninský kameň — Nežabec — Strihovská poľana — Fedkov), 19 — vrcholové telesá dvojpyroxenického andezitového bazaltu kóty Motrogon (1018), Čob (866,0) a Strihovská poľana (982,4)

prítomnosť plynnej fázy ortute.

Metageneticky perspektívnymi sa javia lokálne meridionálne a ekvatoriálne hrasty vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu, centrálnych zón Kyjov, Sokolský potok, Levkova, v ktorých rudné indicie, hydrotermálne premeny a výsledky komplexu geologických, geofyzikálnych a geochemických metód poukazujú na prítomnosť subvulkanických intruzívnych telies. Relatívne rozsiahly komplex intruzívnych telies dioritových a andezitových porfýrov s výskytmi polymetalickej Pb, Zn, Fe, Ag, Cu mineralizácie a Mo mineralizácie potvrdil už priamo vrtný prieskum v centrálnej zóne Morské oko.

Poznámky k vulkanicko-tektonickej depresii centrálneho Vihorlatu

Základnú charakteristiku vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu podáva práca Z. Bacsóa, 1979. Tu podávame upresnenia k tejto štruktúre na základe najnovších geologických výsledkov (hlavne vrtného prieskumu), na základe výsledkov najnovších leteckých magnetických meraní (Gnojek et al., 1982) a na základe výsledkov komplexu detailných geo-

fyzikálnych meraní v priestore centrálnych vulkanických zón pohoria (Komoň, 1984).

Z konfrontácie hodnôt magnetických anomálií zmeraných v základnej letovej výške 80 m nad terénom s hodnotami poľa v úrovni 400 m nad terénom vyplýva, že veľká časť pohoria je pokrytá len tenkým komplexom andezitov. Usudzujeme tak preto, lebo hodnoty anomálií z úrovne 80 m nad terénom pri prepočte na úroveň 400 m nad terénom väčšinou rýchlo klesajú na jednu štvrtinu až jednu pätinu pôvodnej hodnoty (Gnojek et al., 1982). Vulkanicko-tektonická depresia, ktorú vymedzil Z. Bacsó (1979), je typická podstatne kludnejším vývojom magnetického poľa v porovnaní s ostatnými časťami Vihorlatských vrchov.

Vyššie uvedené geologické a geofyzikálne zistenia potvrdili výsledky vrtného prieskumu, podľa ktorého v časti vulkanicko-tektonickej depresie, ktorá nebola dodatočne intrúziami vysunutá, je hrúbka stratovulkanickej série 720 až 950 m (zistené vrtní RH-1, RH-5, RH-7 a RH-8), zatiaľ čo hrúbka stratovulkanickej série mimo vulkanicko-tektonickej depresie sa pohybuje len do 500 m (vrty J-1, K1-1, VH-10, VH-11, VH-14).

Fig. 5. Correlation scheme of the Kyjov and the Morské oko volcanic edifices in the Vihorlatské vrchy Mts. 1 — rhyolitic tuff, 2 — domes of rhyodacite, 3 — epiclastics and pyroclastics of pyroxene andesite and andesitic basalt, 4 — lava flows of two pyroxene andesite and andesitic basalt, 5 — domatic extrusions of augite — hypersthene andesite, 6 — necks and domatic bodies of leucocratic acidic andesite, 7 — epiclastics and coarse grained pyroclastics of amphibole — pyroxene andesite to andesitic dacite (volcano-sedimentary and explosive complex), 8 — domes and cumulo-domes of amphibole — pyroxene andesite porphyry (andesite) to andesitic dacite porphyry (andesitic dacite), 9 — lava flows of amphibole — pyroxene andesite, 10 — volcano-sedimentary serie, 11 — lava flows of two pyroxene andesite, 12 — lapilli and pumice augite — hypersthene andesitic tuffs, 13 — domatic extrusions and dykes of pyroxene and amphibole — pyroxene porphyry to andesite, 14 — medium grained porphyritic two pyroxene diorite porphyry, 15 — fine grained porphyritic augite diorite porphyry, 16 — amphibole granodiorite porphyry, 17 — lava flows and summit domatic bodies of two pyroxene andesitic dacite to acidic andesite, 18 — lava flows of two pyroxene andesite (the Motrogon — Sninský kameň — Nežabec — Strihovská poľana — Fedkov), 19 — summit bodies of two pyroxene andesitic basalt (the Motrogon (1018.0), the Čob (866.0), the Strihovská poľana (982.4))

Približne vertikálne zlomové hranice vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu možno azda najobjektívnejšie odvodiť z geofyzikálnych údajov. V súlade s geologickými poznatkami (morfologický vývoj územia, rozšírenie plošných hydrotermálnych premien, kupolových telies andezitových a dioritových porfýrov) možno priebeh hraníc vulkanicko-tektonickej depresie prijateľne vymedziť ako spojnicu hodnôt lokálneho tiažového minima z mapy reziduálnych tiažových hodnôt pre $2,67 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ (ako spojnicu bodov na vrcholovej časti Veľkého Trstia, Motrogonu, Sninského kameňa, Nežabca, Rohu, južne spojnicu kót Lysák, Múr, vrcholovej časti Ladoviska a opäť bodu na kóte Veľké Trstie). (Použili sme mapu reziduálnych tiažových hodnôt pre $2,67 \text{ g} \cdot \text{m}^3$ podľa M. Fila et al., 1975.) Takmer totožne, ale s väčšou plasticitou, vymedzujú vulkanicko-tektonickú depresiu centrálneho Vihorlatu letecké, prevažne záporné lokálne magnetometrické anomálie. Priebeh okrajových zlomov skúmanej vulkanicko-tektonickej depresie ukazujú aj rozmiestnenie mladých vrchnosarmatských a spodnopanónskych vulkanických kužeľov na vyššie vymenovaných kótach. Tieto mladé vulkanické kužele sa geofyzikálne prejavujú ako intenzívne lokálne záporné anomálie magnetického poľa. Sú veľmi kontrastné oproti premeneným horninám vnútornej časti vulkanicko-tektonickej depresie, pretože tie javia znaky straty magnetizácie (obr. 1, 2, 3, 4).

Pozoruhodný je vzťah parazitného vulkanického kužeľa Levkova k vulkanicko-tektonickej depresii centrálneho Vihorlatu a vôbec k ústrednému vulkánu Morské oko, na juhovýchodnom svahu ktorého sa tento kužeľ nachádza. Bezprostrednou príčinou lokalizácie kužeľa Levkova bol koncentrický čiže vyrovnávajúci zlom vulkanicko-tektonickej depresie. Premenené horniny centrálnej zóny Sokolský potok,

halloyzitizované horniny pri Porube pod Vihorlatom, smer SV—JZ a dajky porfýrov centrálnej zóny Levkova dokazujú povrchový priebeh zlomu. V mieste prekríženia zo SZ na JV usmernených zlomov bradlovej elevácie s uvedenou koncentrickou štruktúrou vzniklo prívodové centrum vulkánu Levkova. Asi v spodnom panóne pozdĺž severojužného systému zlomov cez kóty Sokol (628,0), Diel (858,0) až k obci Strihovce klesla západná polovica vulkanického kužeľa Levkova a súčasne sa vytvorila paralelná zaklesnutá zóna pri obci Remetské Hámre, prejavujúca sa na tiažových mapách ako prepaddinová štruktúra choňkovskej depresie (porovnaj Filo et al., 1981, 1982). Východne od uvedenej severojužnej zlomovej zóny sa po spodnopanónskom období oddenudovala nielen celá východná časť kužeľa Levkova, ale aj celá východná časť vulkánu Morské oko.

V súčasnosti sa tu na vysokej kryhe predneogénnych sedimentov zachovali len subvulkanické korene bývalých vulkanických štruktúr pri Ladomírove a pri Ruskej Bystrej a radiálne orientácie hydrosiete (obr. 1, 2, 3, 4).

Literatúra

- Bacsó, Z. 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. *Miner. slov.*, 11, s. 21—53.
- Bak, A. — Balla, S. — Berencei, R. — Domonkos, Gy. — Szilágyi, P. 1981: Magyarország az úrből. Zrínyi katonai kiadó, Budapest, s. 71—74.
- Bemmelen, R. W. van, 1932: Over de genetische classificatie van negatieve vulkaanvormen. *Geol. en Mijnb.*, No 19, s. 71—94.
- Beneš, L. 1972: Letecké geofyzikální měření ve východoslovenských neovulkanitech. [Technická správa za rok 1971.] *Manuskript — Geofyzika Brno*, 28 s.
- Čverčko, J. — Rudinec, R. 1967: Klasifikácia zlomov vo východoslovenskom neogéne. *Geol. Práce, Spr.* 47, s. 419—448.
- Đurica, D. 1976: Geológia Potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívy živíc. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 172 s.

- Brodňan, M. — Dobra, E. — Polašek, S. — Prokšová, D. — Račický, M. — Slávik, J. — Sýkorová, V. 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. *Geol. Práce, Zoš.*, 52, s. 6—69.
- Filo, M. — Medo, S. — Pospíšil, L. 1975: Remetské Hámre — Hg, geofyzikálny prieskum 1971—1973. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 47 s.
- Filo, M. — Pospíšil, L. — Tkáč, J. 1982: Morfoštruktúry podložia východoslovenských neovulkanitov a ich vzťah k magmatizmu a metalogenéze. *Geol. Průzk.*, 24, s. 337—340.
- Gasanov, J. L. — Moljavko, V. G. — Ostrafijčuk, I. M. — Prodajvoda, G. T. — Serga, A. Ju. — Suchorada, A. V. — Tolstoj, M. I. 1976: Geochimija, petrofizika i voprosy genezisa novějších vulkanitov Sovetskich Karpat. *Kyjev, Izd. Višča škola*, 188 s.
- Grecula, P. — Kaličiak, M. — Varga, I. 1977: Hornátsky zlomový systém a jeho problémy. *Miner. slov.*, 9, s. 419—448.
- Gnojek, I. — Dědáček, K. — Obstová, V. 1982: Technická správa o leteckém geofyzikálním průzkumu Vihorlatu v roce 1981. *Manuskript — archiv GP Spišská Nová Ves*, 56 s.
- Kocák, A. — Čverčko, J. 1965: Zpráva o štruktúrném průzkumu v severovýchodní části Potiské nížiny. *Spr. geol. Výsk.*, 2, s. 42—46.
- Komoň, J. 1984: Geofyzikálny prieskum vo Vihorlatských vrchoch. Lokality: záver Porubského potoka, záver Sokolského potoka, okolie kóty Kyjov (821,0). *Manuskript — archiv GP Spišská Nová Ves*, 37 s.
- Leško, B. 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku. *Geol. Sbor. Geol. carpath.*, 4, s. 1—2.
- Leško, B. 1964: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Snina, s. 132.
- Leško, B. — Slávik, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure geologique de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. *Geol. Zbor.*, 18, s. 169—172.
- Leško, B. — Mořkovský, M. 1975: Príspevok ku geológii podložia východoslovenských flyšových Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 64, s. 219—236.
- Leško, B. — Slávik, J. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. *Geol. Práce, Spr.*, 47, s. 133—149.
- Maheľ, M. 1967: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 47, s. 7—29.
- Mořkovský, M. 1971: Geneze a funkce močaranského zlomového pásma a jeho význam pro akumulaci živíc ve východní části východoslovenské neogénnej pánvi. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 14, s. 33—68.
- Repčok, I. 1982: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. [Ciastková záverečná správa.] *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*, 18 s.
- Repčok, I. 1984: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po štiepení uránu. *Manuskript — archiv GÚDŠ*, 21 s.
- Rittman, A. 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit. 2. aufl. *Stuttgart. Ferdinand Enke Verlag*, 438 s.
- Rudinec, R. 1970: Anomálne tlakové a teplotné pomery vo východoslovenskom neogéne. *Mineralia slov.*, 8, s. 289—384.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, s. 145—157.
- Samuel, O. 1984: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie z vrtoz Remetské Hámre. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*, 14 s.
- Slávik, J. 1969: Geologicko-petrografické pomery Vihorlatu. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 214 s.
- Slávik, J. 1971: Geologická stavba choňkovskej depresie. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 55, s. 97—104.
- Slávik, J. — Bagdasarjan, G. P. — Kaličiak, M. — Tózsér, J. — Orlický, O. — Vass, D. 1976: Radiometrické voztazy vulkanických porad Vigorlata i Slanskich gor. *Miner. slov.*, 8, s. 319—334.
- Slavkay, M. 1982: Prognózne plochy mednatých porfýrových rúd vo východoslovenských neogénnych vulkanitoch. *Miner. slov.*, 14, s. 195—207.
- Tananajeva, G. A. 1982: Metalogenetické zvláštnosti. In: Rudonosnosť kontinentálnych vulkanických pásiem. *Moskva, Izdatelstvo Nedra*, s. 292—311.
- Tózsér, J. — Kaličiak, M. 1981: Vývoj neogénneho magmatizmu na pomedzí Západných a Východných Karpát. In: Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. Red. P. Grecula. *GP Košice*, s. 93—100.
- Vass, D. 1977: Radiometrický výskum neogénnych vulkanických hornín z východného Slovenska. *Manuskript — Nafta Michalovce*, 38 s.
- Williams, H. — Mc Birney, A. R. 1979: Volcanology Freeman, Cooper, *San Francisco*, 365 s.

Geology and fault structures of the Vihorlatské vrchy Mts. stratovolcanoes (Eastern Slovakia)

There are two significant volcano-tectonic zones in the Vihorlatské vrchy Mts.: the Michalovce — Ladomírov and the Kamenica nad Cirochou — Popriečny vrch zone respectively. The most significant, central polygenetic stratovolcano — the Morské oko stratovolcano — is situated at the intersection of both zones. The Kyjov stratovolcano, the Sokolský potok parasitic volcanic cone and the Múr — Lysák and the Vihorlat volcanic cones are situated in the Michalovce — Ladomírov zone. The Popriečny vrch stratovolcano and the Levkova parasitic volcanic cone are situated in the Kamenica nad Cirochou — Popriečny vrch zone.

Our new, more sophisticated division of the Vihorlatské vrchy Mts. into complexes and formations results from individual stratovolcanoes unlike the previous understanding of volcanic development in the mountain range (cf. Bacsó, 1979).

Geological structure and volcano-tectonic development

Centres of acidic volcanism were activated during the Upper Badenian, during the oldest, areally scattered stage of volcanism. They were situated at the southwest edge of the Humenné-Užhorod horst near Michalovce and on the Klippen Belt elevation near Beňatína. By the end of the Upper Badenian period and during the Lower Sarmatian were formed three independent, intermediate stratovolcanoes of the Vihorlatské vrchy Mts. A great number of smaller volcanic cones, again consisting of intermediate, andesite rocks, were being formed during the Middle and Upper Sarmatian and Lower Pannonian.

Ascertained age of magmatic complexes and formations of the Vihorlat Mts. remains unchanged (in the sense of Bacsó, 1979). New data by I. Repčok (1982, 1984), obtained by the fission track method, confirm previous ascertained ages.

The Morské oko stratovolcano

Central, spatially approached, volcanic zones of the stratovolcano overlie the edges of the Klippen Belt elevation structures.

Effusive-extrusive complex of the stratovolcano, from 200 m to 600 m thick, of Badenian to Sarmatian age, consists of lava flows from hypersthene-augite andesitebasalts to andesites and from their less abundant volcanoclastic equivalents. In the Lower Sarmatian, during the final, destructive stage of magmatism, roof parts of both spatially approached central zones of the stratovolcano collapsed. A uniform volcano-tectonic depression was formed instead of them. (Fig. 1, 2, 3, 4). During the Upper Sarmatian stage the volcanic activity manifested by the manifold effusions of thin lava flows of two pyroxene andesite, almost without manifestations of an explosive activity.

Two groups of small, younger volcanic cones were being formed. There is typical for the first group that their eruptive centres were activated along the perimeter of the central Vihorlat Mts. volcano-tectonic depression (the Múr — Lysák and the Vihorlat volcanic cones). Parasitic volcanoes at the periphery of the Morské oko central stratovolcano are given to the second group of younger volcanic cones. The Sokolský potok parasitic volcanic cone is situated at the southwestern periphery. The Levkova parasitic volcano is situated at the southeastern periphery and almost completely denudated remnant — the Ladomírov volcanic cone rooting zone — is situated south of the Morské oko central zone (Hydrothermally altered necks and breccias of amphibole — pyroxene andesite porphyry are preserved amidst sediments of the Magura Paleogene).

Development of relative large subvolcanic to hypoabyssal complex is significant for the Upper Sarmatian final stage of the stratovolcano magmatism. Most data are from the northeastern part of the central Vihorlat Mts. volcano-tectonic depression, where almost coherent occurrence of intrusive complex has been proved by the boreholes between Lake Morské oko in southeast and the Čremošná brook in southwest (see Fig. 1, 2, 3).

Total vertical thickness of diorite porphyry, diorite and granodiorite porphyry bodies is from several metres to 1,000 m and more. They are bodies of irregular shape, less they are sills, dykes and necks. Their main mass is situated at the boundary between overlying

stratovolcanic complexes and underlying sedimentary series of the Pieniny Klippen Belt and the Outer and Inner Flysch Belt. The intrusive complex consists of hypersthene — augite to augite diorite porphyry, granodiorite porphyry and diorite.

I. Repčok (1982) determined the age of hydrothermal biotite from diorite porphyry situated north of the Kapka brook, from the RH-6 borehole, from a depth of 180.0 m to 11.2 ± 0.6 mil. years, which, according D. Vass (1978) correspond with the Upper Sarmatian. This age is also in correspondence with our present knowledge.

Development of the youngest Lower Pannonian volcanites of the stratovolcano progressed from older hypersthene-augite andesite-dacite from the Veľká Trestia (951.0 m) through lava flows of augite — hypersthene andesite from the Motrogoň (1018.0 m) ridge zone, the Sninský kameň (1005.0 m) and the Fetkov (978.0 m). The Lower Pannonian magmatism finished by summit lava flows and domatic bodies of basaltandesite on the Motrogon (1018.0 m), the Strihovská poľana (982.4 m) and the Čob (866.0 m).

Ascertained radiometric age of augite — hypersthene andesite with small grains of amphibole in groundmass, from the domatic body on the Veža peak (926.8 m) is 11.0 ± 0.5 mil. years (Repčok, 1984). According the above mentioned, the summit body of the Veža peak (926.8 m) is one of the oldest products of the Lower Pannonian volcanism of the Morské oko — Porubský potok stratovolcano. The summit body on the Vihorlat (1076.0 m) according to previous determined age of 9.3 ± 0.2 mil. years and 8.7 ± 0.7 mil. years (Slávik et al., 1976) corresponds with the youngest products of the Lower Pannonian volcanism of the stratovolcano.

The Kyjov stratovolcano

This is the westmost stratovolcano of the Vihorlatské vrchy Mts. It is situated at the Humenné — Užhorod horst, at the intersection of this horst with the morphologically significant Michalovce — Stakčín fault of NE—SW strike.

The Upper Badenian rhyolitic tuffs are known from the substratum of the stratovolcano near Oreské. The intermediate stage of the Kyjov stratovolcano started with vast masses of volcanoclastic and with rare lava flows of augite — hypersthene basalt-

andesite and andesite at the Hrbatý laz (408.8 m), the Dlhá (526.9 m) and the Skalka (570.0 m). The volcanism finished by subvolcanic bodies of acidic amphibole — pyroxene andesite porphyry and augite — hypersthene andesite. The central summit part of the Kyjov volcanic cone as well as southern slopes of the stratovolcano are built by the Upper Sarmatian lava flows of hypersthene — augite andesite. A subvolcanic body of leucocratic andesite-dacite has been mapped in the central crater zone of the volcano. The vent system of the Kyjov stratovolcano crater zone of the Upper Badenian — Lower Sarmatian age stayed unchanged during the Upper Sarmatian period opposite to the Morské oko stratovolcano. The volcano-tectonic depression did not form.

Fault structures of the mountain range

Six fault systems are known up to now in the young Alpine structural plan of the Vihorlatské vrchy Mts. magmatites. They form all significant structures of this mountain range.

The faults of NW—SE strike divide the basement of volcanic mountains into the Magura Flysch block, the Pieniny Klippen Belt elevation structure, the Choňková depression with the Jovsa — Jasenová horst block the Humenné — Užhorod horst and into the elevation zone of the Pozdišovce — Iňačovce Paleozoic block.

The most significant group of faults of NE—SW strike is the Vrbnica group, which form a volcano-tectonic zone between the Kyjov (821.0 m) and Ladomírov. Its width is from 2 to 5 km (see Fig. 1). Central volcanic zones of the Kyjov stratovolcano, the Sokolský potok parasitic volcano, the Morské oko double central zone and the Ladomírov parasitic volcano roots of andesite porphyry are in this fault zone. The volcano-tectonic depression in the Morské oko central zone is in vicinity with the Magura Flysch sediments, which witnesses about large erosive cut-off.

Concentric fault structures in form of a few ring zones can be observed in the zone of tectonical influence of the Morské oko central stratovolcano. They manifest geologically and morphologically by concentric distribution of crater zones of the Sokolský potok and Levkova parasitic volcanoes. Domatic bodies of pyroxene andesite porphyry and andesite in the Voniarsky brook, near Zemplínske Hámre and at the Čob (866.0 m) are situated at these

concentric structures. Concentric faults of the Morské oko stratovolcano can be followed geophysically by linear anomalies of ΔT from air magnetometry (see the map by Gnojek et al., 1982). We explain the origin of concentric faults in connection with the origin of the Central Vihorlat Mts. volcano-tectonic depression during the Lower Sarmatian. Concentric faults were formed as the result of collapse of the central stratovolcano parts at its slopes and periphery zone (Fig. 3 and 4).

Radial faults are known from the northern part of the Morské oko central zone (west of the Veža — 927.0 m). They are filled with swarm of hydrothermally altered dykes of pyroxene andesite. They have been also mapped in the Čierny potok valley and in the surroundings of the Strihovská poľana (983.4 m). Radial dykes of pyroxene and amphibole — pyroxene andesite are known from both places. The above mentioned radial fault structures occur at the northern and northeastern slopes of the Morské oko stratovolcano. Radial faults with filling of pyroxene diorite porphyry dykes are known from the central zone of the Levkova parasitic volcano.

Fault structures of N—S and W—E strike manifest in the mountains as faults forming local horst — graben structures, in most cases they are uparched by intrusions, and, what is the most important, they are ore bearing structures.

Meridional and equatorial horsts of the central Vihorlat Mts. volcanotectonic depression and of the Kyjov, the Sokolský potok and the Levkova central zones are metallogenetically perspective. Ore indices, hydrothermal alterations of rocks and results of geological, geophysical and geochemical methods indicate the presence of subvolcanic intrusive bodies. Relative large complex of intrusive bodies consisting of diorite porphyry, andesite porphyry and interesting occurrences of polymetallic Pb, Zn, Fe, Ag, Cu mineralisation and Mo mineralisation were confirmed by boreholes in the Morské oko central volcanic zone.

Remarks to the volcano-tectonic depression of the central Vihorlat Mts.

Basic characteristic of the central Vihorlat Mts. volcano-tectonic depression was published in work by Bacsó (1979). We present knowledge about this structure based on the latest geological results.

I. Gnojek has claimed that from the confrontation of magnetic anomaly values measured in 80 m — level above the surface and with the values of magnetic field in 400 m — level about surface resulted that large part of the mountain range is covered by relative thin andesite "massive". He claims further that a quiet magnetic field is typical for the volcano-tectonic depression, which was defined by Bacsó (1979), in comparison with the other parts of the Vihorlatské vrchy Mts.

The above mentioned geological and geophysical data were confirmed by the results of drilling prospection. The thickness of stratovolcanic serie is from 720 to 950 m (this is ascertained by the RH-1, RH-5, and RH-8 borehole) in the volcano-tectonic depression, in its parts, which were not uparched by intrusions. The thickness of stratovolcanic serie outside the volcano-tectonic zone is less than 500 m (the J-1, KL-1, VH-10, VH-11 and VH-14 borehole).

Fault boundaries of the central Vihorlat Mts. volcano-tectonic depression are in agreement with geological knowledge (morphological development of the region, distribution of hydrothermal alterations, domatic bodies of andesite porphyry). The course of the volcano-tectonic depression boundaries can be defined as a link of local gravity minima derived from the map of residual gravity field for $2.67 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ (Filo et al., 1975). Air magnetometric, mainly negative anomalies also defined the volcano-tectonic depression, but more plastic, they were taken from the data by I. Gnojek et al., (1982). See Fig. 1, 2, 3, 4.