



GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433-4795

SPRÁVY

121

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 121**

Predseda vydavateľskej rady

Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

Členovia redakčnej rady

RNDr. D. Boorová, CSc., RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. M. Havrila, RNDr. M. Kohút, CSc.,
RNDr. M. Kováčik, CSc., RNDr. J. Maglay, PhD., RNDr. P. Malík, CSc., RNDr. A. Nagy, CSc.,
Mgr. P. Ondrejka, PhD., RNDr. M. Potfaj, CSc., RNDr. K. Žecová



GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

121

OBSAH

<i>Šimon, L., Kollárová, V., Kováčiková, M. a Šimonová, B.:</i> Paleovulkanická rekonštrukcia územia v severnej časti pohoria Poľana	7
<i>Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Elečko, M., Vlačíky, M., Moravcová, M., Zlinská, A., Baráth, I., Boorová, D., Žecová, K. a Šimon, L.:</i> Nové poznatky o stratigrafii a litologickom zložení neogénnych a kvartérnych sedimentov regiónu Záhorská nížina	47

Paleovulkanická rekonštrukcia územia v severnej časti pohoria Poľana

Paleovolcanic reconstruction of areas in the northern part of the Poľana mountain

LADISLAV ŠIMON, VIERA KOLLÁROVÁ, MONIKA KOVÁČIKOVÁ a BARBORA ŠIMONOVÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstrakt. Táto práca sa zaoberá štúdiom neogénnych vulkanitov v severnej časti pohoria Poľana. Cieľom bolo analyzovať vulkanické procesy a vývoj stavby a charakterizovať paleovulkanické prostredie. Na základe vulkanologického výskumu založeného na geologickom terénnom profilovaní, litofaciálnej analýze, litologicko-petrografickej analýze, petrologicko-minerologického výskumu, geochemického výskumu a vulkanologického výskumu sme v študovanom území vyčlenili 3 vulkanické formácie, 16 vulkanických facií a 5 typov vulkanických produktov. Vulkanické formácie reprezentujú formácia Šútovka, Strelníky a Poľana. Vulkanické faciie reprezentujú lávové prúdy typu Vepor, Poľana, Konce a Brusniansky grúň, chaotické brekcie pyroklastických prúdov, autochtónne pyroklastické horniny, redeponované pyroklastické horniny, epiklastické vulkanické brekcie, epiklastické vulkanické konglomeráty a epiklastické vulkanické pieskovce. Vulkanické produkty reprezentujú lávové prúdy a uloženiny pyroklastických prúdov, napadaných pyroklastík, redeponovaných pyroklastík a epiklastických vulkanických hornín. Vulkanický vývoj produktov Poľany bol zaznamenaný v období vrchný bádén až stredný sarmat. Vulkanická stavba je zložitá, závislá od charakteru zlomovej tektoniky. Vulkanické produkty sa uložili v bádene formácie Šútovka na báze vulkanického komplexu. V sarmate sa vulkanické produkty uložili v prechodnej vulkanickej zóne formácie Poľana a formácie Strelníky. Vulkanické erupcie formujúce oblasť majú charakter suchozemského vulkanizmu. Študované územie sa geologicky významne zmenilo. Časť vulkanitov bola denudovaná. Geologický proces prebiehal v terestrickom prostredí v symbióze vulkanizmu s tektonikou.

Kľúčové slová: paleovulkanická rekonštrukcia, vulkanické formácie, vulkanické erupcie, vulkanické faciie, lávové prúdy, pyroklastiká, epiklastiká

Abstract. The aim of this work was to analyze the evolution of volcanic processes and structures and to characterize paleovolcanic environment of Baden-Sarmatian volcanic rocks in the stratovolcano Poľana. Based on volcanological research based on the geological terrain profiling, facial analysis, lithological and petrographic analyzes, petrological, mineralogical and geochemical research, research in the study area was set aside three volcanic formations, volcanic facies 16 and 5 types of volcanic products. Volcanic facies represent andesite extrusion, andesite lava flows, tuff, pyroclastic flows, pyroclastic redeposited, epiclastic volcanic breccias, conglomerates and sandstones.

Keywords: paleovolcanic reconstruction, volcanic formations, volcanic eruptions, volcanic facies, lava flows, pyroclastic rocks, epiclastic rocks

Úvod

V rámci projektu *Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky sa spracúvala téma T-06/10 Geologické profilovanie a paleovulkanické rekonštrukcie vulkanickej stavby stratovulkánu Poľana-sever*.

Spracúvanie témy sa zakončilo čiastkovou záverečnou správou autorov Šimon et al. (2012) a jej oponentúrou. V tomto článku publikujeme jej výsledky. Zodpovedným riešiteľom čiastkovej geologickej úlohy bol RNDr. Ladislav Šimon, PhD. Spoluriešiteľmi boli Mgr. Viera Kollárová, PhD., RNDr. Monika Kováčiková a Barbora Šimonová. Kresličské práce urobila Mária Žilavá. Všeobecným cieľom geologickej úlohy bolo implementovanie čiastkových záverečných výsledkov do novej digitálnej geologickej mapy Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000, v ktorej sa zistili geologické a vulkanologické nedostatky rôzneho stupňa. Tým sa dosiahlo jej zlepšenie. Konkrétnym cieľom geologickej úlohy bolo urobiť paleovulkanickú rekonštrukciu stavby v severnej časti pohoria Poľana.

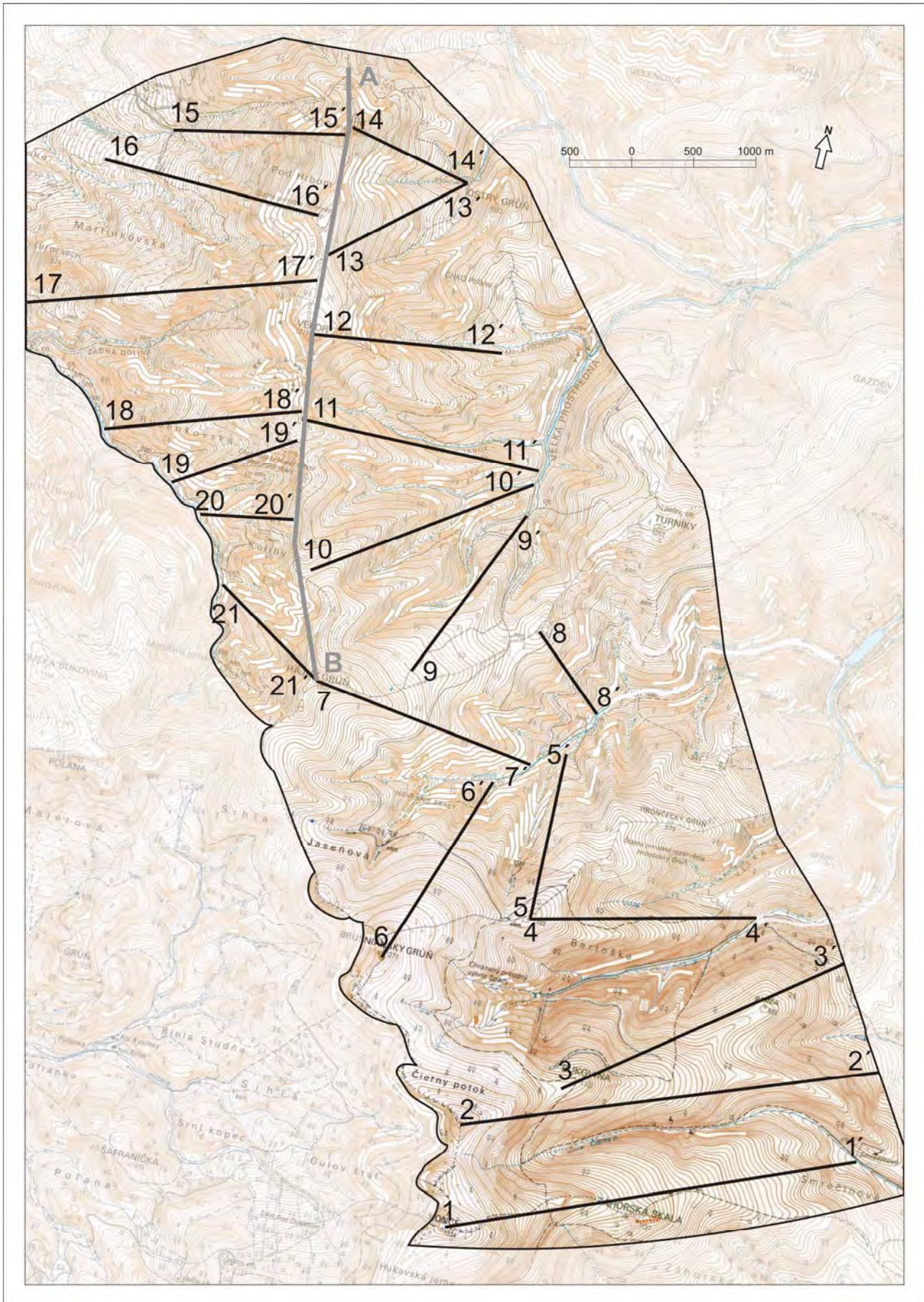
Študované územie vulkanitov je lokalizované na kontakte s kryštalinikom veporika. Územie je významnou morfológickou eleváciou, ktorú tvorí čiastočne erodovaný stratovulkán Poľany susediaci s kryštalinikom Veporských vrchov.

Z hľadiska regionálnogeologického členenia patrí územie k stredoslovenským neovulkanitom, stratovulkánu Poľany a styku s kráľovohorskou, krakovskou a ľubietovskou zónou veporského pásma, prípadne sčasti hronského synklinória (Vass et al., 1988). Z geomorfologického hľadiska patrí k Vysokej Poľane s podcelkom Kyslinsky, Veporským vrchom s podcelkom Sihlianska planina, Balocké vrchy a Čierťaž a k Povrazníckej brázde Zvolenskej kotliny (Mazúr a Lukniš, 1978).

Študované územie je lokalizované v priestore severnej časti pohoria Poľana (obr. 1). Územie s plochou viac ako 30 km² je zobrazené na geologickej mape Poľany v mierke 1 : 25 000 a zakreslené na častiach listov 1 : 50 000, čísla 36-41 a 36-23.

Metodika práce

Dve geologické mapovacie terénne sezóny v severných svahoch pohoria Poľana v rokoch 2010 a 2011 boli zamerané najmä na geologické mapovanie a geologické terénne



Obr. 1. Lokalizácia študovaného územia Poľana-sever, lokalizácia geologického rezu A – B a lokalizácia schematických litologických profilov.

profilovanie vulkanických produktov. Počas štúdia vulkanických hornín sme využili moderné metodiky vulkanologickej analýzy a litofaciálnej analýzy spolu s moderným prístrojom Garmin GPS map St 62, kompatibilným s aplikáciou Google Earth. Považujeme to za nový prínos do štúdia slovenských neogénnych a kvartérnych vulkanitov.

Počas štúdia v teréne sa zaznamenalo 220 významných dokumentačných bodov. Kvôli komplexnému pochopeniu vulkanickej stavby sa 4 vzorky odobrali na chemické analýzy. Na podrobnú litologickú, litofaciálnu, petrografickú, petrologickú, mineralogickú a geochemickú analýzu sme odobrali 30 vzoriek. Výbrusový materiál z 30 vzoriek sa preštudoval v optickom mikroskope JENAPOL a zároveň sa z nich vyhotovila podrobná fotografická dokumentácia pomocou digitálneho fotoaparátu Olympus Camedia C5060 v ŠGÚDŠ v Bratislave.

Prínosom bola možnosť štúdia 12 vzoriek v elektrónovom mikroanalýzátore CAMECA SX 100 v laboratóriu ŠGÚDŠ v Bratislave. Tento prístroj umožnil snímanie fotografií vzoriek tvorených spätne rozptýlenými elektrónmi pri veľkom zväčšení. Umožnilo to študovať detaily vzoriek nepostrehnuteľné alebo ťažko rozlíšiteľné v optickom mikroskope. Vďaka prvému a pomerne rozsiahlemu súboru elektrónových mikroanalýz sa zostavili diagramy jednotlivých minerálov (plagioklas, klinopyroxén, ortopyroxén, amfibol, olivín). Tieto diagramy umožňujú charakterizovať ich chemické zloženie a jeho variabilitu. Pri analyzovaní minerálov sa použilo urýchľovacie napätie 15 kV a merač prúd 20 nA. Analyzované prvky, ich meračné spektrálne čiary a použité štandardy: Si K α – wollastonit; Ti K α – TiO₂; Al K α – Al₂O₃; Cr K α – Cr; Fe K α – fayalit; Mn K α – rodonit; Mg K α – forsterit; Ca K α – wollastonit; Ni K α – Ni; Sr L α – SrTiO₃; Na K α – albit; K K α – ortoklas.

Vzorky na celohorninové chemické analýzy sa spracúvali v geoanalytických laboratóriách ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi.

Prehľad starších geologických výskumov

Študované územie Poľana-sever predstavuje časť územia zobrazeného na staršej geologickej mape v mierke 1 : 50 000 – *Geologická mapa Poľany* (Dublan et al., 1997). Geologická mapa zobrazuje neogénne neovulkanity, kde sa striedajú mohutné lávové prúdy najmä s epiklastickými vulkanickými horninami (Dublan et al., 1997). Neovulkanity sa tu vyvinuli v stratovulkanickej stavbe v prechodnej vulkanickej zóne a distálnej vulkanickej zóne. Na mape su zobrazené formácie Strelníky, Abčina a Veľká Detva (Dublan et al., 1997). Podrobný prehľad starších geologických výskumov a prác zo študovaného územia je spracovaný vo *Vysvetlivkách ku Geologickej mape Poľany v mierke 1 : 50 000* autorov Dublan et al. (1997).

Za významnú prácu z oblasti pohoria Poľana považujeme priekopnícku prácu M. Kopeckého z roku 1955. Kopecký (1955) prvýkrát opísal charakter lávových prúdov a položil základ vulkanologického štúdia na Poľane. Húsenica (1958) sa inšpiroval prácami Kopeckého a rozpracoval charakteristiku lávových prúdov v pohorí Poľana a ďalej rozvíjal geologické štúdiá na Poľane. Podobne sa

inšpiroval týmito výsledkami pri mapovacích prácach vulkanitov Poľany kolektív autorov pod vedením profesora Kuthana (Kuthan et al., 1963).

Dublan (1981) vo svojej práci rozpracoval petrografické charakteristiky vulkanitov a posunul poznanie o geologickej stavbe pohoria Poľana. Poznanie neovulkanitov Slovenska vrátane poznania vulkanitov Poľany zásadne posunuli Konečný et al. (1978), Konečný a Lexa (1979, 1984), Konečný, Lexa a Planderová (1983), Konečný, Lexa, Šimon a Dublan (2001) a Konečný, Lexa a Šimon (2003).

Konečný, Lexa, Šimon a Dublan (2001) a Konečný, Lexa a Šimon (2003) opísali vývoj a charakter vulkanizmu a charakter vzťahu sedimentačných bazénov k vulkanizmu v oblasti stredoslovenských neovulkanitov.

Šimon (in Bezák et al., 2009) navrhol nové litostratigrafické členenie. Formácie Abčina a Veľká Detva, ktoré vyčlenil Dublan, zjednotil do formácie Poľana a v rámci nej rozlíšil lávové prúdy, pyroklastiká Hrochotskej doliny, epiklastiká Hukavského grúňa a vulkanoklastiká Zolnej. Šimon et al. (2010, 2011) urobili podrobný vulkanologický, litologický, petrografický, petrologický, mineralogický a geochemický výskum územia Poľana-východ a Šimon et al. (2012) územia Poľana-sever.

Výsledky štúdia

Prehľad hlavných litostratigrafických jednotiek a facií na študovanom území

V študovanom území (*Geologická mapa Poľany-sever*, obr. 2) sme opísali kvartérne sedimenty (1 – 5), vulkanity formácie Poľana (6 – 16), vulkanity formácie Strelníky (17 – 20) a vulkanity formácie Šútovka (21), ktoré sú v nadloží nečleneného kryštalinika (22).

Čísla v zátvorke za litostratigrafickou jednotkou sa zhodujú s číslami na legende ku *Geologickej mape Poľana-sever*.

Nečlenené kryštalinikum (22)

Nečlenené kryštalinikum vystupuje v úzkom páse na východnom okraji študovaného územia. Je situované v podloží vulkanického komplexu. Ide o komplex graniroidných a metamorfovaných hornín. Nečlenený súbor reprezentuje granity, ruly, pararuly a amfibolity. Podrobnejšia geologická charakteristika kryštalinika je v práci Bezáka et al. (1999).

Neovulkanity – bádén: formácia Šútovka

Nečlenené vulkanické horniny (21)

Formácia v študovanej oblasti na povrch nevystupuje a horniny sme opísali len v geologickom reze. Formácia sa vyskytuje v podloží formácie Poľana a formácie Strelníky a reprezentuje horizont nečlenených vulkanických andezitových hornín.

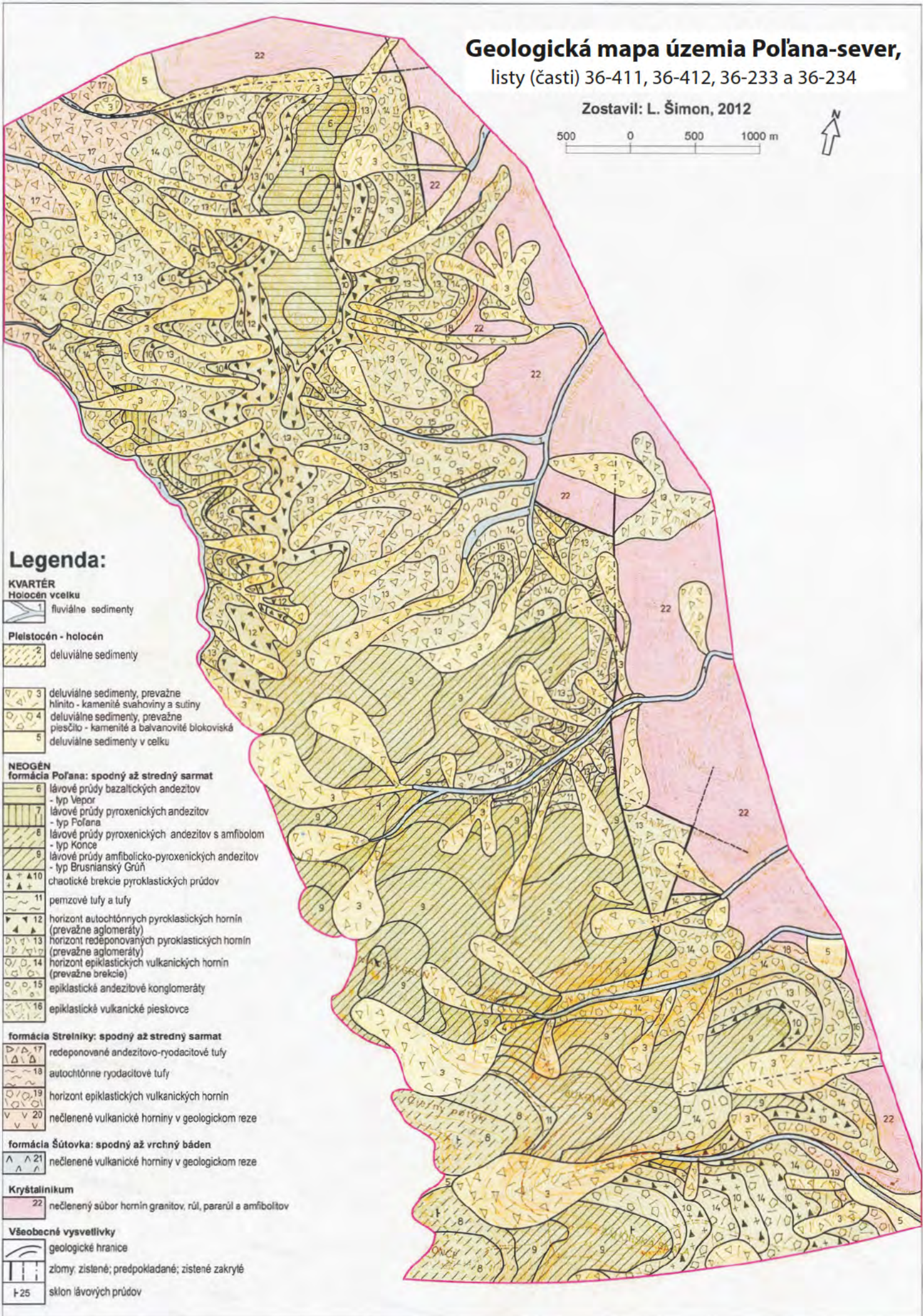
Neovulkanity – sarmat: formácia Strelníky

V študovanom území sú vo formácii opísané tieto faciie vulkanických hornín: autochtónne pyroklastiká, redeponované pyroklastiká a horizont epiklastických vulkanických hornín.

Geologická mapa územia Poľana-sever, listy (časti) 36-411, 36-412, 36-233 a 36-234

Zostavil: L. Šimon, 2012

500 0 500 1000 m



Legenda:

KVARTÉR

Holocén vcelku

1 fluviálne sedimenty

Pleistocén - holocén

2 deluviálne sedimenty

- 3 deluviálne sedimenty, prevažne hlinito - kamenité svahoviny a sutiny
- 4 deluviálne sedimenty, prevažne piesčito - kamenité a balvanovité blokoviská
- 5 deluviálne sedimenty v celku

NEOGÉN

formácia Poľana: spodný až stredný sarmat

- 6 ľavové prúdy bazaltických andezitov - typ Vepor
- 7 ľavové prúdy pyroxenických andezitov - typ Poľana
- 8 ľavové prúdy pyroxenických andezitov s amfibolom - typ Konce
- 9 ľavové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov - typ Brusniarský Grúň
- 10 chaotické brekie pyroklastických prúdov
- 11 pemzové tufy a tufy
- 12 horizont autochtónnych pyroklastických hornín (prevažne aglomeráty)
- 13 horizont redeponovaných pyroklastických hornín (prevažne aglomeráty)
- 14 horizont epiklastických vulkanických hornín (prevažne brekie)
- 15 epiklastické andezitové konglomeráty
- 16 epiklastické vulkanické pieskovce

formácia Strelníky: spodný až stredný sarmat

- 17 redeponované andezitovo-ryodacitové tufy
- 18 autochtónne ryodacitové tufy
- 19 horizont epiklastických vulkanických hornín
- 20 nečlenené vulkanické horniny v geologickom reze

formácia Šútovka: spodný až vrchný bádén

- 21 nečlenené vulkanické horniny v geologickom reze

Kryštalinikum

- 22 nečlenený súbor hornín granitov, rúl, pararúl a amfibolitov

Všeobecné vysvetlivky

- geologické hranice
- zlomy: zistené; predpokladané; zistené zakryté
- 25 sklon ľavových prúdov

Nečlenené vulkanické horniny (20)

Nečlenné vulkanické horniny sme opísali len v geologickom reze.

Horizont epiklastických vulkanických hornín (19)

Horizont epiklastických vulkanických hornín vystupuje z. od horárne Smrečínové v hrúbke do 70 m a leží v nadloží kryštalinika.

Autochtónne ryodacitové tufy (18)

Autochtónne pyroklastiká vystupujú vo východnej časti regiónu. Sú uložené v sukcesii vulkanoklastík strelníckej formácie. Ležia na predvulkanickom podloží a na nich sú uložené reliktu vulkanoklastík formácie Poľana. Autochtónne pyroklastiká majú hrúbku asi 25 m.

Redeponované andezitovo-ryodacitové tufy (17)

Redeponované pyroklastiká vystupujú v lokalite Martinova dolina v sz. časti študovaného územia. Fácia má hrúbku asi 100 m.

Neovulkanity – sarmat: formácia Poľana

Formácia je produkt explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity budujúci vrchnú časť pohoria. Tvorí subhorizontálne polohy autochtónnych pyroklastík, redeponovaných pyroklastík, epiklastických vulkanických hornín a lávových prúdov (pozri *Geologickú mapu Poľany-sever*).

Epiklastické vulkanické pieskovce (16)

Epiklastické vulkanické pieskovce vystupujú len ojedinele na niekoľkých lokalitách. Tieto fácie vystupujú západne od kóty Ramža, vo Veľkej prostrednej doline a v západnom svahu kóty Hrb.

Epiklastické vulkanické konglomeráty (15)

Epiklastické vulkanické konglomeráty vystupujú v samostatných polohách len ojedinele. Sú lokalizované na lokalite Martinova dolina a na lokalite Predný jarok.

Epiklastické vulkanické brekcie (14)

Epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty sa vyskytujú vo svahu východne od kóty Záhorská skala, vo svahu východne od kóty Bukovina a vo svahu východne a západne od kóty Hrb.

Epiklastiká reprezentujú sukcesiu striedajúcich sa vrstiev drobno- a strednoúlomkovitých epiklastických vulkanických brekcií s vrstvami hruboúlomkovitých až blokovitých epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov.

Horizont redeponovaných pyroklastických hornín (13)

Redeponované pyroklastiká a hyaloklastity sa vyskytujú vo svahu východne od kóty Bukovina, v okolí Hrončekého grúňa, v okolí Turník, vo svahu východne od kóty Havranie skaly, v okolí lokality Martinova dolina a vo svahoch v okolí Hrbu a Vepra. Horniny tvoria sukcesiu v rámci vulkanoklastík formácie Poľana.

Horizont autochtónnych pyroklastických hornín (12)

Horizont autochtónnych pyroklastík sa vyskytuje vo svahu Vepra, Hrbu a Hájneho grúňa. Pyroklastické horniny tvoria samostatné polohy v rámci vulkanoklastík formácie Poľana.

Pemzové tufy a tufy (11)

Pemzové tufy a tufy sa vyskytujú v niekoľkých polohách v okolí kóty Bukovina (foto 1), kóty Ramža a južne od kóty Havranie skaly.



Foto 1. Novoopísaná fácia tufov formácie Poľana na lokalite Bukovina.

Chaotické brekcie pyroklastických prúdov (10)

Chaotické brekcie pyroklastických prúdov sa vyskytujú v okolí kóty Záhorská skala, vo svahu kóty Ramža, vo svahu kóty Vepor a kóty Hrb. Chaotické brekcie pyroklastických prúdov tvoria významnú fáciu v rámci sukcesie formácie Poľana.

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov – typ Brusniansky grúň (9)

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov – typ Brusniansky grúň – sú pomenované podľa kóty 1 271 Brusniansky grúň. V oblasti Čierneho potoka sme opísali nový výskyt lávového prúdu tohto typu (foto 2, foto 3).

Lávové prúdy tohto typu vystupujú v okolí kóty Brusniansky grúň, Hájny grúň a kóty Záhorská skala. Tento typ má v študovanom území najväčšie zastúpenie.

Lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom – typ Konce (8)

Lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom – typ Konce – sú pomenované podľa kóty 1 334 Konce. Vystupujú v okolí kóty Konce.

Lávové prúdy pyroxénických andezitov – typ Poľana (7)

Lávové prúdy pyroxénického andezitu typu Poľana sú pomenované podľa kóty 1 458 Poľana. Vystupuje tu len jeden lávový prúd v sz. časti študovaného územia v lokalite Rusenkovská.



Foto 2. Amfibolicko-pyroxénický andezit formácie Poľana (db 1sp5).



Foto 3. Novoopísaný lávový prúd amfibolicko-pyroxénického andezitu.



Foto 4. Bazaltický andezit formácie Poľana (db 1 906).

Lávové prúdy bazaltických andezitov – typ Vepor (6)

Tieto lávové prúdy bazaltických andezitov sú novoopísaný typ, ktorý reprezentuje niekoľko lávových prúdov vo vulkanickej stavbe študovaného územia. Lávové prúdy vystupujú v okolí kóty 1 277 Vepor (foto 4 a foto 5).

Kvartérne sedimenty

Súčasťou geologickej stavby a vývoja pohoria Poľana sú aj kvartérne sedimenty. Reprezentujú deluviálne sedimenty v celku, piesčito-kamenité deluviálne sedimenty až



Foto 5. Lokalita Vepor (1 277 m n. m.). Lávový prúd bazaltického andezitu.

balvanovité blokviská, deluviálne sedimenty, prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny, deluviálno-fluviálne sedimenty a fluviálne sedimenty.

Deluviálne sedimenty v celku (5)

Vyčlenené deluviálne sedimenty v celku sa vyskytujú len v niekoľkých lokalitách. Je pre ne charakteristické mnohonásobné striedanie rôznorodých zrnitostných frakcií rozličných sutín a svahovín. Sú to sedimenty splachu a majú pestré litologické zloženie.

Piesčito-kamenité deluviálne sedimenty až balvanovité blokviská (4)

Piesčito-kamenité deluviálne sedimenty až balvanovité blokviská sa vyskytujú ojedinele v okolí lokality Spády. Uloženie sú zložené z hruboklastických sedimentov usmernených do sutinových prúdov. Materiál je uložený chaoticky. Úlomkový materiál petrograficky pozostáva z pyroxénického andezitu.

Deluviálne sedimenty, prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny (3)

Deluviálne sedimenty, prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny, sa vyskytujú často a tvoria významné uloženie kvartérnych sedimentov. Ide prevažne o erozívno-gravitačné sutiny vzniknuté zvetrávaním lávových prúdov a vulkanoklastických hornín. V stavbe sedimentov dominujú hliny a piesčité hliny, ktoré obsahujú premenlivé množstvá fragmentov a blokov andezitov.

Deluviálno-fluviálne sedimenty (2)

Deluviálno-fluviálne sedimenty sme vyčlenili severne od Detvy a západne od samoty Snohy. Pre tieto sedimenty je charakteristické pribúdanie piesčitých hĺn, štrkov a úlomkov hornín andezitu. Materiál je slabo vytriedený a zvrstvený. Sedimenty majú hrúbku do 3 m.

Fluviálne sedimenty (1)

Fluviálne sedimenty reprezentujú najmladšie sedimenty na študovanom území. Vystupujú v podobe nivných potokov v celom študovanom území. Tvorí ich hrubší piesčito-kamenitý až balvanovitý materiál, ktorý je málo vytriedený a slabšie opracovaný. V záveroch dolín majú fluviálne

sedimenty charakter balvanovito-štrkovito-hlinitých sedimentov. Sedimenty majú celkovú hrúbku do 4 m.

Charakter geologickej stavby

Na území Poľana-sever sme vyčlenili 3 vulkanické formácie vulkanitov Poľany bádensko-sarmatského veku, ktoré sú uložené na predvulkanickom podloží. Vulkanické formácie od mladších po staršie reprezentujú formácia Poľana, Strelníky a Šútovka (vyskytuje sa len v geologickom reze). Väčšiu časť územia buduje formácia Poľana, ktorú tvorí sukcesia andezitových lávových prúdov a vulkanoklastík vulkánu Poľana. Vulkanické formácie sú pokryté kvartérnymi sedimentmi.

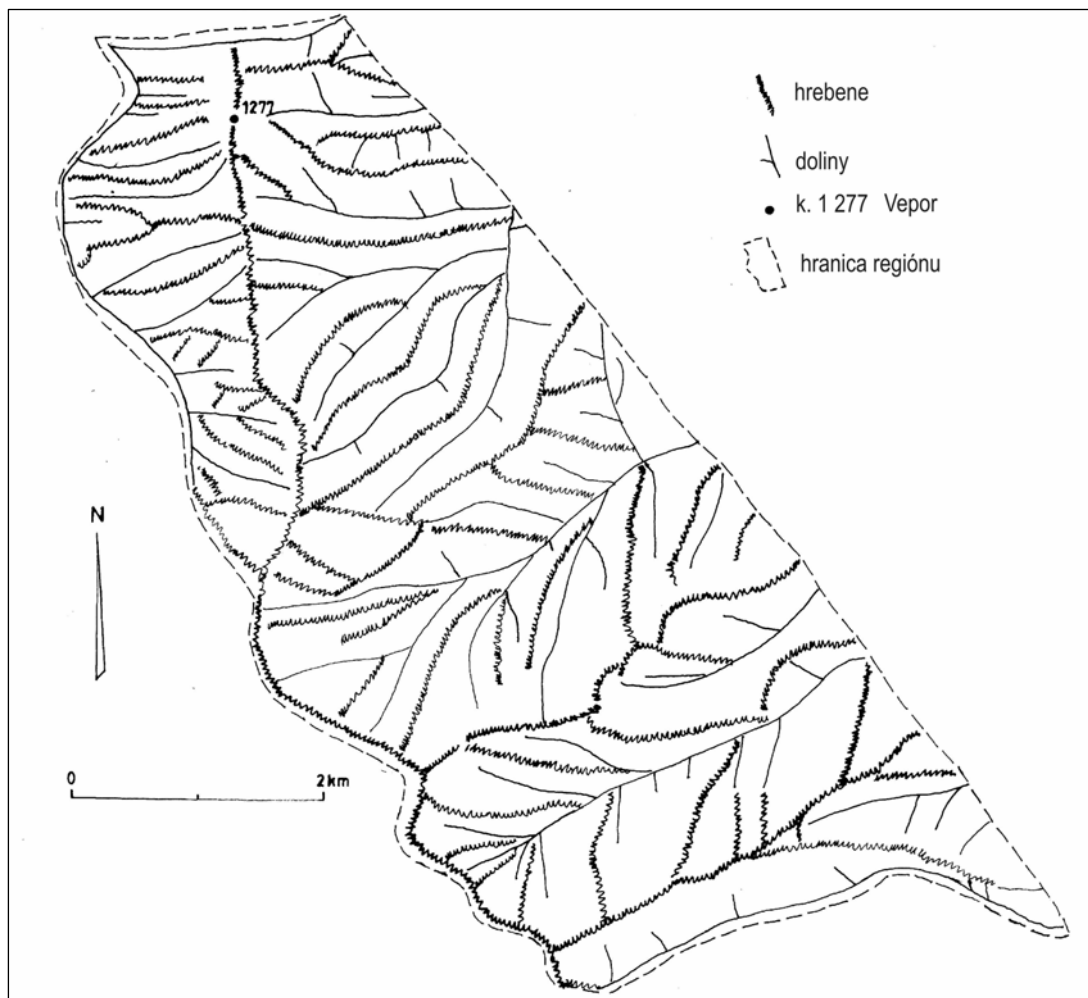
V komplexnej a zložitej geologickej stavbe pohoria Poľana v nasledujúcom geologickom období prebiehali dynamické erozívne procesy a výsledkom je zložitý obraz rozmiestnenia hrebeňov a dolín v študovanom území (obr. 3).

Územie v okolí oblasti Konce tvorí sukcesia facií vulkanitov formácie Strelníky a vulkanitov formácie Poľana uložená na predvulkanickom podloží. Na báze je fácia epiklastík formácie Strelníky. Nad nimi sa striedajú fácie formácie Poľana. V spodnej časti formácie Poľana je sukcesia epiklastík s pyroklastikami a vložkou brekciovitého lávového prúdu amfibolicko-pyroxénického andezitu.

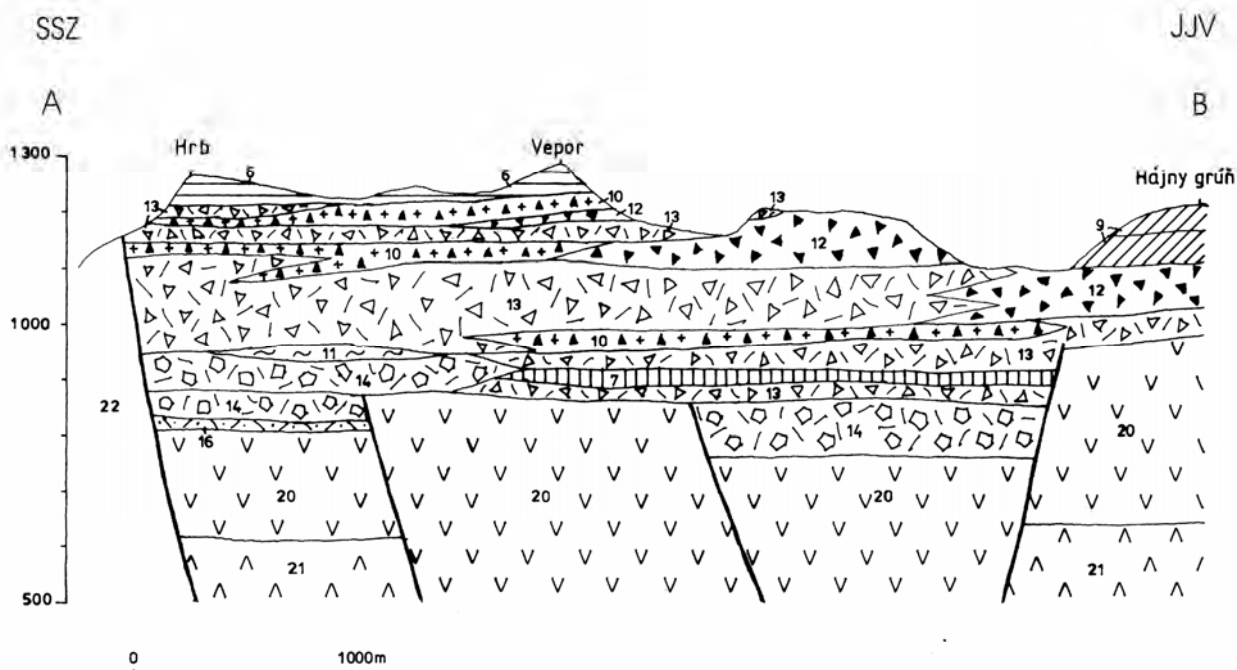
Smerom do vrchu stavby sú uložené lávové prúdy typu Brusniansky grúň a nad nimi sú vyvinuté lávové prúdy typu Konce. Nad vulkanitmi sú zväčša uložené deluviálne sedimenty, ktoré reprezentujú prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny.

Územie v okolí oblasti Ramža tvorí sukcesia facií vulkanitov formácie Strelníky a vulkanitov formácie Poľana uložená na predvulkanickom podloží. Na báze je fácia autochtónnych ryodacitových tufov formácie Strelníky. V spodnej časti územia sa striedajú fácie epiklastík. Redeponované pyroklastiká s pemzovými tufmi a s brekciami pyroklastických prúdov sú v strednej časti. Vo vrchnej časti je uložený lávový prúd amfibolicko-pyroxénického andezitu typu Brusniansky grúň. Lávový prúd má doskovitú odlučnosť.

Územie v okolí oblasti Brusniansky grúň pozostáva z predvulkanického podložia a vulkanitov formácie Poľana. Predvulkanické podložie reprezentuje nečlenené kryštalikum, ktoré je zlomom oddelené od vulkanitov formácie Poľana. Sukcesiu vulkanitov formácie Poľana v spodnej časti stavby územia reprezentuje sukcesia facií epiklastík, pemzových tufov a redeponovaných pyroklastík. Nad nimi je sukcesia lávových prúdov typu Brusniansky grúň. Lávové prúdy majú blokovú alebo doskovitú odlučnosť s vyvinutými lávovými brekciami.



Obr. 3. Rozmiestnenie hrebeňov a dolín v študovanom území Poľana-sever.



Obr. 4. Geologický rez A – B územím Poľana-sever.

Územie v okolí oblasti Hájny grúň pozostáva z predvulkanického podložja a vulkanitov formácie Poľana. Predvulkanické podložie reprezentuje nečlenené kryštalínium, ktoré je zlomom oddelené do vulkanitov formácie Poľana. Sukcesiu formácie Poľana reprezentuje v spodnej časti stavby územia sukcesia facií pemzových tufov s faciami redeponovaných aglomerátov striedajúcich sa s autochtónnymi pyroklastikami a epiklastickými vulkanickými horninami. Nad nimi je sukcesia lávových prúdov typu Brusniansky grúň. Lávové prúdy majú blokovicu alebo doskovitú odlučnosť s vyvinutými lávovými brekciami. Nad vulkanitmi sú zväčša uložené deluviálne sedimenty, ktoré reprezentujú prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny.

Územie v oblasti Vepra tvoria horniny predvulkanického podložja, formácia Strelníky a vulkanická sukcesia formácie Poľana. Predvulkanické podložie reprezentuje nečlenené kryštalínium, ktoré je od vulkanitov formácie Poľana oddelené zlomom. Formáciu Strelníky buduje horizont redeponovaných andezitovo-ryodacitových vulkanoklastík a leží v podloží formácie Poľana. Formácia Poľana v spodnej časti stavby má uloženú sukcesiu epiklastických vulkanických hornín s vložkou pemzových tufov. V strednej časti je sukcesia redeponovaných aglomerátov s vložkou brekcií pyroklastík a vo vrchnej časti je sukcesia striedajúcich sa autochtónnych a redeponovaných pyroklastických hornín. Nad nimi je lávový prúd typu Vepor. Lávový prúd má doskovitú odlučnosť s prechodom do blokovej odlučnosti a reprezentuje bazaltický andezit typu Vepor. Nad vulkanitmi sú zväčša uložené deluviálne sedimenty, ktoré reprezentujú prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sutiny.

Vulkanicko-tektonický vývoj študovaného územia

Vulkanická činnosť andezitového a ryolitového charakteru sformovala územie v bádene a sarmate. Táto činnosť vytvorila zložitú vulkanickú stavbu. Vo vulkanickej stavbe

študovaného územia v nasledujúcom geologickom období prebiehali dynamické erozívne procesy, ktoré podmienili vznik kvartérnych sedimentov.

Študovaná oblasť má v zmysle Konečného et al. (2003) hrast'ovo-prepadlinový charakter geologickej stavby. Podľa Konečného et al. (1978) je v oblasti dominantná štruktúra prepadliny Poľany. Zlomy sú orientované v smere SSV – JJZ až S – J a sú spojené s vývojom vulkanizmu. Vulkanická činnosť začala formovať územie vo vrchnej bádene. Vulkanizmus sformoval vulkanity formácie Šútovka. V období spodného sarmatu sa vytvorila ďalšia sukcesia vulkánu, ktorá reprezentuje produkty kyslého ryodacitového vulkanizmu formácie Strelníky. Neskôr v období sarmatu sa formovala stavba vulkánu Poľana, ktorá reprezentuje produkty andezitového vulkanizmu formácie Poľana. Hrast'ovo-prepadlinová stavba rozdelila územie na bloky. Na predterciernom podloží sú uložené relikty vulkanitov formácie Šútovka (pozri geologický rez A – B územím Poľana-sever).

Na reliktoch formácie Šútovka sú uložené faciie vulkanitov formácie Strelníky a vyššie sú faciie vulkanoklastických hornín a lávových prúdov formácie Poľana.

Zložitá vulkanicko-tektonická stavba územia Poľana-sever je znázornená na geologickom reze študovaným územím (obr. 4, geologický rez A – B územím Poľana-sever, čísla facií na geologickom reze sa zhodujú s číslami na geologickej mape územia Poľana-sever).

Na príklade geologického rezu vidieť, že územie je rozložené na niekoľko blokov. Vulkanity formácie Šútovka a formácie Strelníky sú umiestnené v mikroblokoch, prekryté vulkanitmi formácie Poľana.

V podloží formácie Poľana sa vyskytujú relikty vulkanoklastík formácie Strelníky. Formáciu Strelníky tvorí sukcesia striedajúcich sa vulkanoklastík. Vulkanoklastiká reprezentujú tieto litofacie odspodu nahor: 1. autochtónne ryodacitové tufy, 2. redeponované andezitovo-ryodacitové tufy, 3. horizont epiklastických vulkanických hornín.

Jednotlivé polohy formácie Poľana reprezentujú rôznorodé litofácie vulkanitov. V študovanej oblasti Poľana-sever sme opísali tieto fácie: 1. lávové prúdy bazaltických andezitov typu Vepor, 2. lávové prúdy pyroxénických andezitov typu Poľana, 3. lávové prúdy pyroxénických andezitov typu Konce, 4. lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov typu Brusniansky grúň, 5. chaotické brekcie pyroklastických prúdov, 6. autochtónne pyroklastiká, 7. pemzové tufy a tufy, 8. redeponované pyroklastiká, 9. epiklastické vulkanické brekcie, 10. epiklastické vulkanické konglomeráty, 11. epiklastické vulkanické pieskovce.

Litologicko-petrografická charakteristika vulkanitov

Formácia Strelníky

Formácia má charakter ryodacitového vulkanizmu. Litostratigrafickú jednotku definoval Dublan (1981). Formácia je opísaná v práci Dublana et al. (1997) a ďalej rozpracovaná v práci Šimona a Lexu in Polák et al. (2003). Je produktom explozívno-efuzívnej aktivity ryodacitového vulkanizmu. Fácie vulkanoklastických hornín vystupujú v oblasti vo svahu lokality Záhorská skala, vo svahu lokality Ramža, v závere doliny Malá Prostredná a v oblasti lokality Martinova dolina v sv. časti študovaného územia (pozri schematické litologické profily). Celková hrúbka formácie je asi 120 m. Vulkanoklastické horniny formácie Strelníky sú nesúvisle a diskordantne rozšírené na predvulkanickom podloží. Na základe údajov metódy FT (*fission track*; Repčok, 1980, in Dublan, 1993) má formácia vek spodný až stredný sarmat. V študovanom území sú vo formácii opísané tieto fácie vulkanických hornín: redeponované andezitovo-ryodacitové tufy, autochtónne ryodacitové tufy a horizont epiklastických vulkanických hornín.

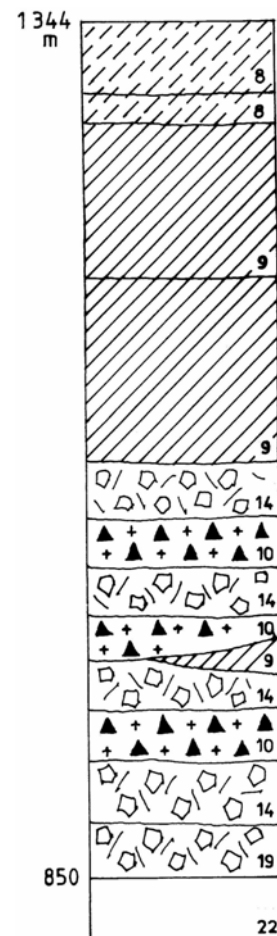
Horizont epiklastických vulkanických hornín

Horizont epiklastík (pozri fáciu č. 19 v schematickom litologickom profile 1 – 1' Konce, obr. 5; legenda v schematických litologických profiloch je totožná s legendou *Geologickej mapy Poľana-sever*) reprezentuje sukcesiu facií epiklastických vulkanických brekcií, epiklastických vulkanických pieskovcov, epiklastických vulkanických konglomerátov a redeponovaných pyroklastických hornín. Jednotlivé fácie v sukcesii sú zväčša dobre vytriedené, dobre zvrstvené a navzájom mnohonásobne prevrstvené. Horizont epiklastík má hrúbku do 100 m. Fácie sú tvorené rôznorodými horninami – ryolit, dacit, pyroxénický andezit, pyroxénicko-amfibolický andezit a nevulkanický materiál. Fragmenty majú angulárny, subangulárny a suboválny tvar. Veľkosť fragmentov je do 40 cm a prítomné sú v množstve do 40 %. Matrix je piesčitý a piesčito-tufový, svetlosivej farby.

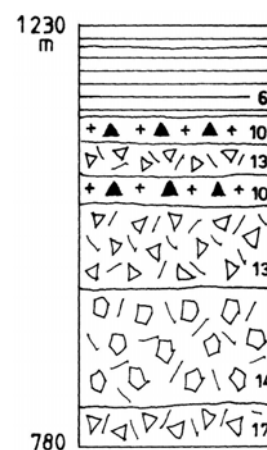
Redeponované andezitovo-ryodacitové tufy

Redeponované andezitovo-ryodacitové tufy majú hrúbku asi 20 m (pozri fácia č. 17 v schematickom litologickom profile 16 – 16' Vepor, obr. 6). Pre túto fáciu je charakteristická prítomnosť tufovo-piesčitého matrixu. Matrix predstavuje vo faciách až 60 % obsahu. Typická je podporná stavba matrixu. Matrix obsahuje drobné úlomky plagioklasu, kremeňa, biotitu, granátu, pemzy, úlomky vulkanického

skla a nevulkanického materiálu. Sú v ňom uložené rôznorodé fragmenty, ktoré reprezentujú ryodacity, andezity a nevulkanický materiál. Fragmenty majú angulárny, subangulárny, suboválny a oválny tvar. Ich veľkosť je do 8 cm. Fácia má chaotickú stavbu a nie je zvrstvená.



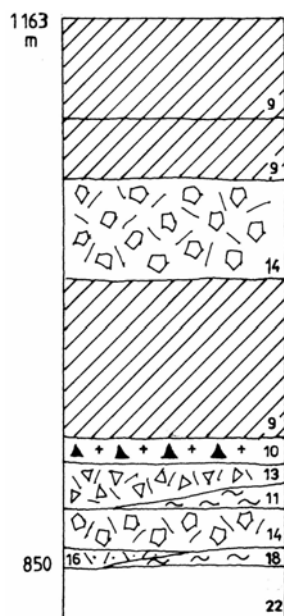
Obr. 5. Schematický litologický profil Konce 1 – 1'.



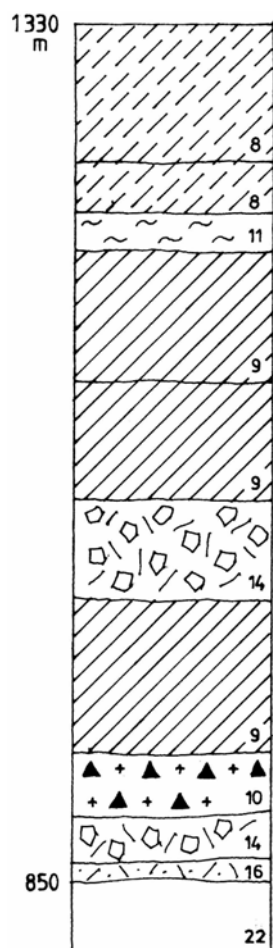
Obr. 6. Schematický litologický profil Vepor 16 – 16'.

Autochtónne ryodacitové tufy

Autochtónne ryodacitové tufy ležia na predvulkanickom podloží a na nich sú uložené relikty vulkanoklastík formácie Poľana (pozri fáciu č. 18 v schematickom litologickom profile 3 – 3' Bukovina, obr. 7). Ryodacitové tufy



Obr. 7. Schematický litologický profil Bukovina 3 – 3'.



Obr. 8. Schematický litologický profil Čierny potok 2 – 2'.

majú hrúbku asi 20 m. Fácie majú masívny charakter a kompaktnú stavbu. Majú svetlú, svetlosivú, sivohnedastú alebo svetlobéžovú farbu. Je pre ne charakteristická podporná stavba matrixu. Fragmenty v matrixe reprezentujú zväčša ryodacit a pemza. Vyskytujú sa v množstve do 10 % a sú veľké do 5 cm. Majú zväčša angulárny tvar. V matrixe

sú uložené chaoticky, bez znakov stratifikácie. Matrix je pemzovo-tufový, zvyčajne sklovitý, vyskytujú sa v ňom prechody do základnej hmoty so znakmi palagonitizácie.

Formácia Poľana

Vulkanická stavba formácie Poľana je produktom explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity a buduje značnú časť pohoria Poľana. Jej vek je spodný až stredný sarmat. Vulkanická aktivita vytvorila časovo kontinuálnu sukcesiu hornín explozívno-efuzívneho vulkánu Poľana. Tvoria ju subhorizontálne polohy autochtónnych pyroklastických hornín, redeponovaných pyroklastických hornín, epiklastík vulkanických hornín a lávových prúdov (pozri schematické litologické profily). V spodnej časti formácie sú v prevahe produkty explozívnej aktivity, ktoré sú prevrstvené produktmi ojedinelej efuzívnej vulkanickej aktivity. Tento súbor sa strieda s produktmi náhle redepozície v podobe redeponovaných pyroklastík a s produktmi epiklastík sprevádžajúcimi deštrukciu vulkánu Poľana. Vrchnú časť formácie tvorí prevažne sukcesia lávových prúdov. Ide najmä o lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov a bazaltických andezitov.

Epiklastické vulkanické pieskovce

Epiklastické vulkanické pieskovce (pozri fáciu č. 16 v schematickom litologickom profile 2 – 2' Čierny potok, obr. 8) reprezentujú samostatné polohy, vyskytujúce sa iba ojedinele. Sú vytriedené a zvrstvené. Je možné v nich pozorovať šikmú gradáciu. Fácie sú strednozrnne alebo až jemnozrnne. Občas v nich pozorujeme drobné vločky epiklastických vulkanických siltovcov.

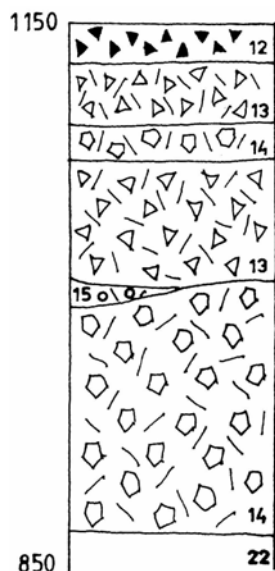
Epiklastické vulkanické konglomeráty

Epiklastické vulkanické konglomeráty (pozri fáciu č. 15 v schematickom litologickom profile 11 – 11' Predný jarok, obr. 9) vystupujú v samostatných polohách. Sú zložené z dobre opracovaných a opracovaných fragmentov andezitov s veľkosťou 5 – 25 cm, ale ojedinele sú prítomné bloky s veľkosťou až do 50 cm. Matrix je piesčitý a hrubozrnnejší. Vyznačujú sa hrubým zvrstvením a dobrým vytriedením. Fácie epiklastík majú polymiktný charakter.

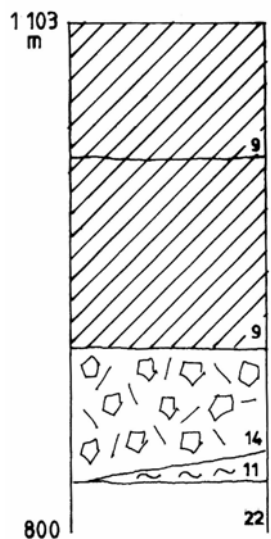
Horizont epiklastických vulkanických brekcií

Horizont epiklastických vulkanických brekcií (pozri fáciu č. 14 v schematickom litologickom profile 4 – 4' Bartoška, obr. 10) reprezentuje sukcesia striedajúcich sa vrstiev drobných a strednoúlomkových epiklastických vulkanických brekcií s vrstvami hruboúlomkových až blokovaných epiklastických vulkanických brekcií, ojedinele aj s polohami pieskovcov. Vo vrstvách drobnoulomkových až strednoúlomkových epiklastík sú prítomné fragmenty s veľkosťou do 60 cm, a to v množstve do 40 – 50 %. Ich tvar je subangulárny alebo suboválny. Matrix je piesčitý, zložený z drobných úlomkov fragmentov. Charakteristická je podporná stavba fragmentov vo fáciách epiklastík. Z petrografického hľadiska fragmenty reprezentujú pyroxénické andezity, amfibolicko-pyroxénické andezity a pyroxénicko-amfibolické andezity. Fácie epiklastík vytvárajú vrstvy hrubé niekoľko metrov až 25 m. Pre sukcesiu hruboúlomkových až blokovaných epiklastík je charakteristic-

ká podporná stavba matrixu. Matrix je piesčitý, ale ojedinele aj piesčito-ílovitý. Fragments majú veľkosť až do 150 cm. Z petrografického hľadiska reprezentujú amfibolicko-pyroxénické andezity, pyroxénické andezity a pyroxénicko-amfibolické andezity. Vrstvy sú hrubé niekoľko metrov alebo niekoľko desiatok metrov. Na ich báze sa často vyskytujú vrstvičky epiklastického vulkanického pieskovca. Jednotlivé vrstvy epiklastík sú obvykle nezvrstvené alebo sú zvrstvené gradačne.



Obr. 9. Schematický litologický profil Predný jarok 11 – 11'.



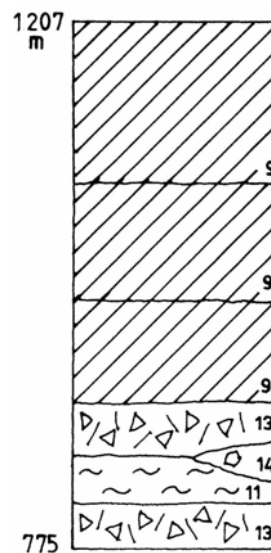
Obr. 10. Schematický litologický profil Bartoška 4 – 4'.

Horizont redeponovaných pyroklastických hornín

Horizont redeponovaných pyroklastických hornín (pozri fáciu č. 13 v schematickom litologickom profile 7 – 7' Hájny grúň, obr. 11) tvorí sukcesiu v rámci vulkanoklastík formácie Poľana. Reprezentujú prevažne redeponované pyroklastiká, zložené z fragmentov a matrixu. V uloženiach je možné pozorovať hrubé triedenie a zvrstvenie.

Hrúbka vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 5 – 50 m. Fácie majú podpornú stavbu matrixu alebo fragmentov. Matrix je

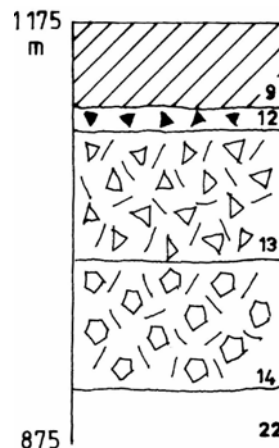
tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami andezitov a niekedy sú prítomné pemzy. V matrixe sú uložené fragmenty s veľkosťou do 50 cm, ale vyskytujú sa aj bloky do 200 cm. Fragments majú pórovitý charakter a niekedy sú aj celkom napenené. Majú subangulárny až subsférický tvar. Z petrografického hľadiska reprezentujú amfibolicko-pyroxénické andezity a pyroxénické andezity.



Obr. 11. Schematický litologický profil Hájny grúň 7 – 7'.

Horizont autochtónnych pyroklastických hornín

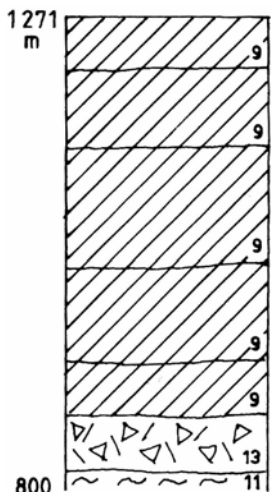
Horizont autochtónnych pyroklastických hornín (pozri fáciu č. 12 v schematickom litologickom profile 10 – 10' K Veľkej Prostrednej, obr. 12) reprezentujú prevažne aglomeráty. Sú zložené z fragmentov a matrixu. V uloženiach je možné pozorovať chaotické triedenie a zvrstvenie. Vrstvy sú hrubé do 40 m. Fácie majú podpornú stavbu fragmentov. Matrix je tufový. Sú v ňom uložené fragmenty s veľkosťou do 50 cm, ale vyskytujú sa aj bloky do 4 m. Majú angulárny, subangulárny až subsférický tvar. Megabloky majú na povrchu črty fumarolového odplyňovania a je pre ne charakteristické monolitické zloženie. Z petrografického hľadiska reprezentujú amfibolicko-pyroxénické andezity a pyroxénické andezity.



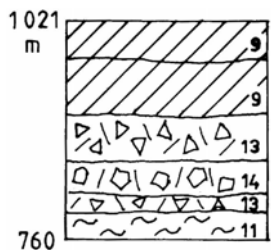
Obr. 12. Schematický litologický profil K Veľkej Prostrednej 10 – 10'.

Pemzové tufy a tufy

Pemzové tufy a tufy (pozri fáciu č. 11 v schematickom litologickom profile 5 – 5' Pod Brusnianskym grúňom, obr. 13; 8 – 8' Pod Hájnyim grúňom, obr. 14; 6 – 6' Brusniansky grúň, obr. 15) majú variabilnú zrnitosť aj hrúbku. Táto fácia má prevažne chaotické uloženie alebo sa dajú pozorovať náznaky zvrstvenia a triedenia materiálu. Štruktúra je chaotická. Fácia má tmavosivú farbu a hrúbku vrstiev do 15 m. Redeponované tufy pozostávajú z fragmentov pemzy a andezitu. Fragmenty majú veľkosť do 3 cm a vyskytujú sa v množstve do 20 %. Majú angulárny a subangulárny tvar. Matrix je pemzovo-tufový.



Obr. 13. Schematický litologický profil Pod Brusnianskym grúňom 5 – 5'.

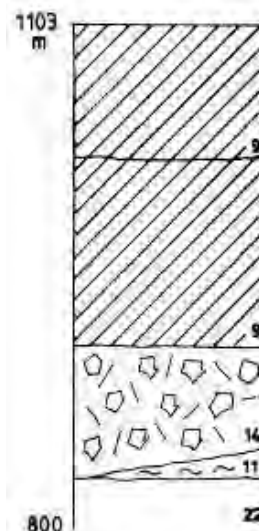


Obr. 14. Schematický litologický profil Pod Hájnyim grúňom 8 – 8'.

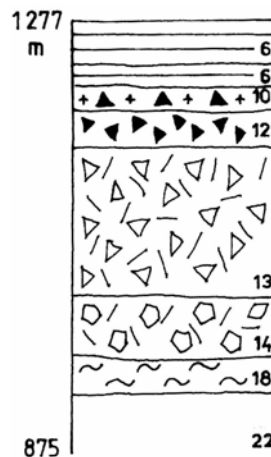
Chaotické brekcie pyroklastických prúdov

Chaotické brekcie pyroklastických prúdov (pozri fáciu č. 10 v schematickom litologickom profile 12 – 12' Vepor, obr. 16; 13 – 13' K Hrбу, obr. 17) tvoria významnú fáciu v rámci sukcesie formácie Poľana. Majú chaotickú štruktúru a vyznačujú sa chaotickým uložением. Pyroklastiká majú kompaktný a homogenizovaný charakter. Vrstvy facií majú hrúbku do 40 m. Pyroklastiká sú zložené z fragmentov s veľkosťou do 50 cm a vyskytujú sa v množstve do 70 %. Tieto fácie majú červenastú alebo sivastú farbu. Tvoria ich fragmenty, bloky a matrix. Fragmenty a bloky sú v matrixe uložené chaoticky. Majú sférický, subsférický alebo angulárny tvar.

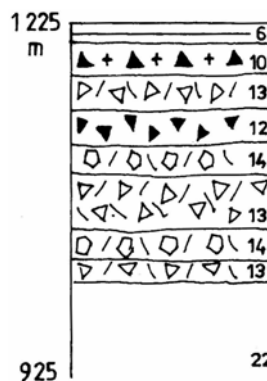
Vo vrstvách facií pyroklastických brekcií sú aj bloky väčšie ako 450 cm. Je pre ne charakteristická radiálna odlučnosť. Fragmenty sú sklovité alebo sčasti pórovité. Matrix má drobnouločkovitý charakter a má charakter pemzovo-tufovej substancie. Je červenastej farby, pričom



Obr. 15. Schematický litologický profil Brusniansky grúň 6 – 6'.



Obr. 16. Schematický litologický profil Vepor 12 – 12'.



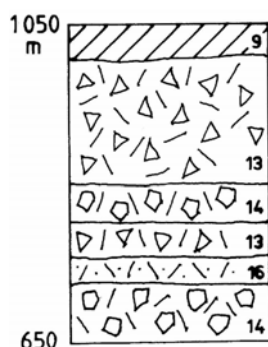
Obr. 17. Schematický litologický profil K Hrбу 13 – 13'.

v spodnej časti prúdov je čierny. Charakteristická je solidifikácia až spekanie úlomkovitého materiálu a dezintegrácia väčších fragmentov. Z petrografického hľadiska fragmenty tvoria amfibolicko-pyroxénický andezit a pyroxénický andezit.

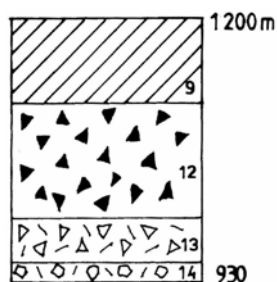
Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov – typ Brusniansky grúň

Lávové prúdy typu Brusnianskeho grúňa (pozri fáciu č. 9 v schematickom litologickom profile 9 – 9' Nad

Dlhým potokom, obr. 18; 21 – 21' Matulova jama, obr. 19; 6 – 6' Brusniansky grúň, obr. 15) majú hrúbku do 40 m. Telesá lávových prúdov majú blokovitú alebo doskovitú odlučnosť. Tvoria ich andezit čieranosivej a tmavosivej farby. V lávových prúdoch sme zistili nový fenomén, a to sú diery v lávových telesách, ktoré môžu byť zvyškom po zdevastovaných paleostromoch. Na báze a vo vrchnej časti majú vyvinuté lávové brekcie. Lávové brekcie majú blokovitú alebo troskovitú charakter a brekciovitú štruktúru. Telesá lávových brekcií majú červenkastú farbu. Ich matrix je červenkastý, s brekciovitou stavbou. Lávové prúdy sú zložené z amfibolicko-pyroxénického andezitu. Výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou do 2 mm, amfibol do 4 mm, pyroxén do 2 mm a opakové minerály. Základná hmota je pilotaxitická a mikroliticko-skrýtokryštalická.



Obr. 18. Schematický litologický profil Nad Dlhým potokom 9 – 9'.



Obr. 19. Schematický litologický profil Matulova jama 21 – 21'.

Lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom – typ Konce

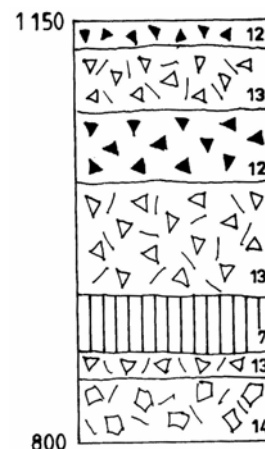
Lávové prúdy typu Konce (pozri fáciu č. 8 v schematickom litologickom profile 1 – 1' Konce, obr. 5) majú hrúbku do 50 m. Vyznačujú sa doskovitou odlučnosťou. Lávové prúdy tvorí strednozrnný andezit. Má tmavosivú a čieranosivú farbu. Jeho štruktúra je porfýrická, textúra celistvá alebo pórovitá. Tvoria ho výrastlice plagioklasu s veľkosťou do 8 mm, hyperstenu do 1,5 mm, augitu do 0,3 mm, amfibolu do 2 mm a opakové minerály. Základná hmota je mikrolitická a pilotaxitická.

Lávové prúdy pyroxénických andezitov – typ Poľana

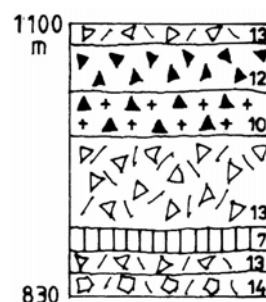
Lávový prúd (pozri fáciu č. 7 v schematickom litologickom profile 18 – 18' Rusenkovská, obr. 20; 19 – 19' Veporské skalky, obr. 21; 20 – 20' Koliby, obr. 22) má hrúbku do 30 m. Má doskovitú až blokovitú odlučnosť.

Lávový prúd tvorí pyroxénický andezit. Má čieranosivú a sivočiernu farbu a drobnou až strednoporfýrickú textúru.

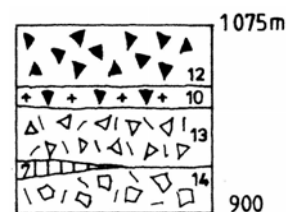
Jeho základná hmota je mikrolitická. Výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou do 2 mm, augit do 0,5 mm, hypersten do 2 mm a opakové minerály.



Obr. 20. Schematický litologický profil Rusenkovská 18 – 18'.



Obr. 21. Schematický litologický profil Veporské skalky 19 – 19'.



Obr. 22. Schematický litologický profil Koliby 20 – 20'.

Lávové prúdy bazaltických andezitov – typ Vepor

Tieto lávové prúdy (pozri fáciu č. 6 v schematickom litologickom profile 14 – 14' Hrb, obr. 23; 15 – 15' Z Hrbu, obr. 24; 17 – 17' Pod Veprom, obr. 25) majú hrúbku do 30 m. Vyznačujú sa doskovitou alebo blokovitou odlučnosťou.

V spodnej a vrchnej časti lávových prúdov sú vyvinuté lávové brekcie zložené z fragmentov a blokov andezitov angulárneho tvaru s veľkosťou do 50 cm. Matrix tvoria fragmenty andezitu a drviny lávovej masy. Má červeno-ružovkastú alebo sivoružovú farbu. Lávové brekcie majú troskový charakter.

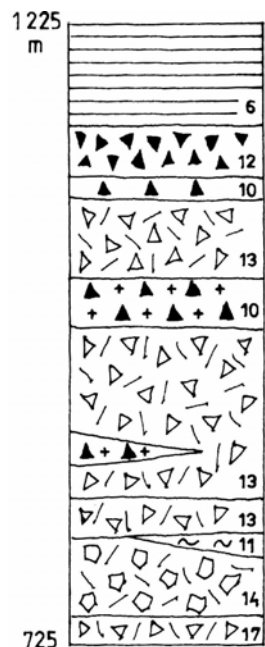
Lávové prúdy tvorí bazaltický andezit čieranosivej alebo sivočiernej farby s jemne porfýrickou textúrou. Základná hmota andezitu je mikroliticko-hyalopilitická alebo mikroliticko-hyalínna. Výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou do 1 mm, augit do 0,5 mm, hypersten do 1 mm, olivín do 1 mm a opakové minerály.



Obr. 23. Schematický litologický profil Hrb 14 – 14'



Obr. 24. Schematický litologický profil Z Hrbu 15 – 15'.



Obr. 25. Schematický litologický profil Pod Veprom 17 – 17'.

Mineralogická a petrologická charakteristika vulkanitov

Vulkanické horniny tvoriace študovanú oblasť sme rozdelili na 4 hlavné petrografické typy: amfibolicko-pyroxénické andezity, bazaltické andezity, pyroxénické andezity a pyroxénické andezity s amfibolom.

Predmetom štúdia boli najmä amfibolicko-pyroxénické andezity a bazaltické andezity, ktoré na skúmanom území reprezentujú nový fenomén (pozri *Geologickú mapu Poľana-sever*, obr. 2). Pyroxénické andezity a pyroxénické andezity s amfibolom sa na tomto území vyskytujú ojedinele.

Charakteristika hlavných petrografických typov hornín

Amfibolicko-pyroxénické andezity

Amfibolicko-pyroxénické andezity nepredstavujú jednotný petrografický typ. Štúdiom týchto hornín sa zistilo, že tvoria tri skupiny, ktorých rozlišovacím znakom je stupeň zachovania amfibolu a stav základnej hmoty:

1. amfibolicko-pyroxénické andezity so zachovanými amfibolmi a s hyalopilitickou základnou hmotou (foto 6a, 7a),

2. amfibolicko-pyroxénické andezity so zachovanými, prípadne čiastočne opacitizovanými amfibolmi a vykryštalizovanou základnou hmotou (foto 6c),

3. amfibolicko-pyroxénické andezity s čiastočne alebo úplne opacitizovanými amfibolmi a vykryštalizovanou základnou hmotou (foto 6d, 7b).

Amfibolicko-pyroxénické andezity 1. skupiny

Do tejto skupiny patria vzorky 483a, 483c, 524a, 524b, 562, 574, 590a, 590b, 590c, 1 103, 1 555, 1 564, 3SPS a 7SPS.

Tieto andezity majú *porfýrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou*. Výrastlice tvorí *plagioklas, ortopyroxén a amfibol*. *Výrastlice amfibolov sú zachované, nemajú opacitový lem alebo len tenký*.

Ďalšie významné minerály prítomné vo vzorke sú *klinopyroxén, Ti-magnetit a ilmenit*. Klinopyroxény sú pomerne zriedkavé, vo vzorkách 483a, 1 103 a 7SPS neboli identifikované vôbec. Alterovaný Ti-magnetit je vo vzorkách 483, 524a, 3SPS a 7SPS.

V základnej hmote sa nachádza sklo, plagioklas, ortopyroxén a opakované minerály.

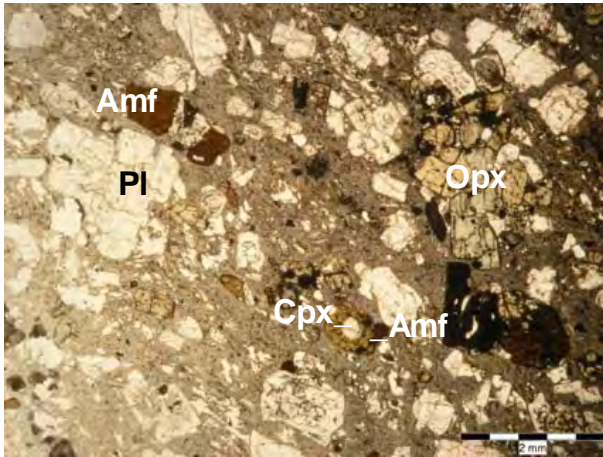
V prvej skupine andezitov môžeme nájsť niekoľko zvláštností – samotné horniny, ako aj agregáty minerálov.

Vzorka 524a (foto 6b) predstavuje **veľmi drobnozrný materiál** tvorený plagioklasom, ortopyroxénom, klinopyroxénom, amfibolom, ilmenitom a alterovaným Ti-magnetitom. V základnej hmote je iba sklo. Oproti iným vzorkám skupiny má najvyšší obsah skla v základnej hmote. Táto vzorka pravdepodobne pochádza z dajky, ktorá veľmi rýchlo stuhla.

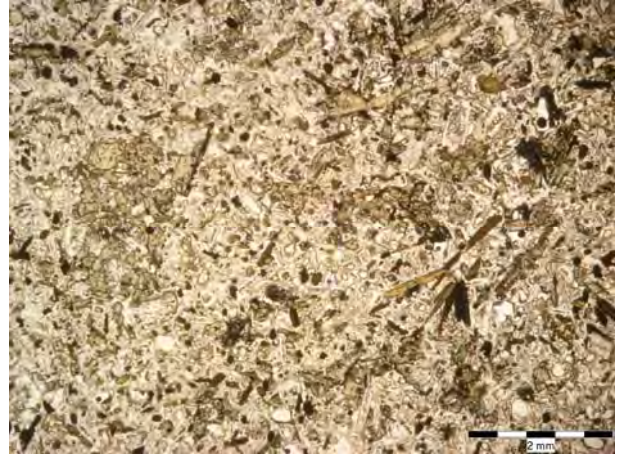
Vzorka 1 564 má ako hlavné výrastlice plagioklas a ortopyroxén. **Amfiboly sú zriedkavé a malé**. Výnimkou je väčší amfibol s reakčným lemom. Veľmi zriedkavé sú klinopyroxény.

Vo vzorkách 590b, 1 103 a 3SPS môžeme nájsť ojedinelé výskyty **biotitu**, vo vzorkách 590b a 3SPS vo forme agregátov a vo vzorke 1 103 ako biotit s reakčným lemom tvoreným plagioklasom, ortopyroxénom, ilmenitom a taeninou (foto 10d).

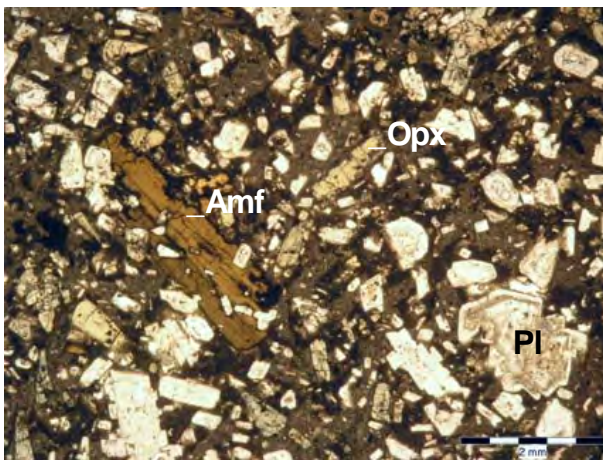
Vo vzorke 1 555 sa nachádza **pravdepodobne tepelne metamorfovaný kus sedimentu** so zložením: Ti-Al-magnetit, Ti-magnetit, ilmenit, spinel (najmä Al, + Fe a Mg), ortopyroxén a plagioklas.



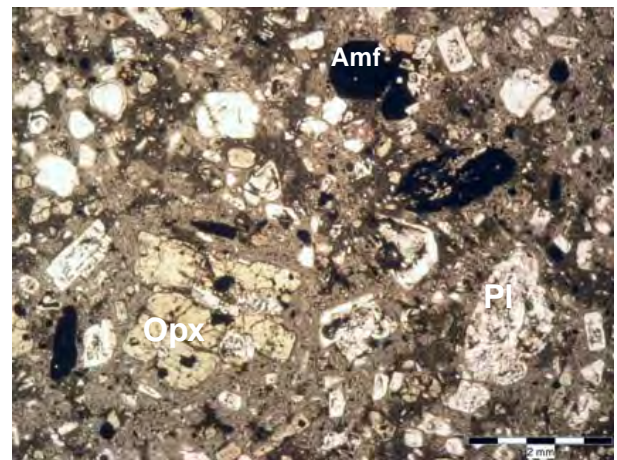
a) Vzorka 1 555, rovnobežné nikoly.



b) Vzorka 524a, rovnobežné nikoly.

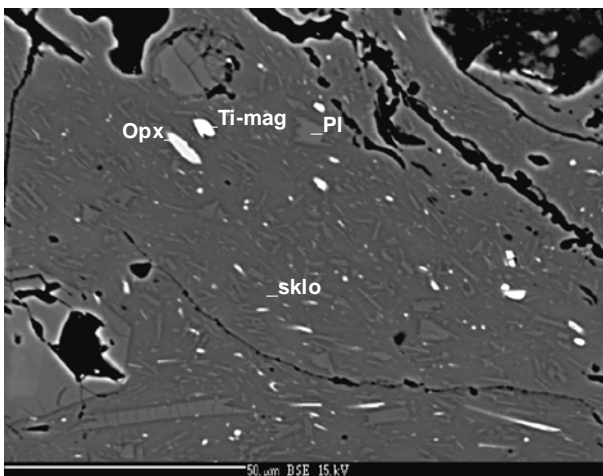


c) Vzorka 6SPS, rovnobežné nikoly.

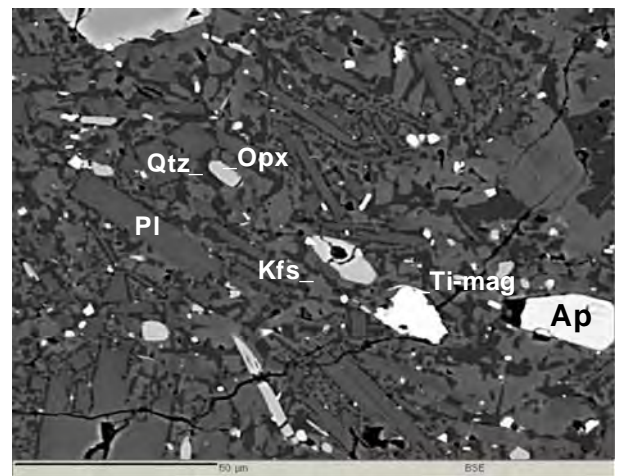


d) Vzorka 4SPS, rovnobežné nikoly.

Foto 6. Amfibolicko-pyroxénický andezit 1. skupiny (a), andezit tej istej skupiny s veľmi drobnozrnnou štruktúrou (b), amfibolicko-pyroxénický andezit 2. skupiny (c) a amfibolicko-pyroxénický andezit 3. skupiny (d). Amf – amfibol, Cpx – klinopyroxén, Opx – ortopyroxén, Pl – plagioklas.



a) Vzorka 7SPS, BEI.



b) Vzorka 1SPS, BEI.

Foto 7. Fotografia hyalopilitickej základnej hmoty (a) a vykryštalizovanej základnej hmoty (b). Ap – apatit, Kfs – draselný živec, Opx – ortopyroxén, Pl – plagioklas, Qtz – kremeň, Ti-mag – Ti-magnetit, BEI – obraz tvorený späťne rozptýlenými elektrónmi (*backscattered electron image*).

Amfibolicko-pyroxénické andezity 2. skupiny

Do tejto skupiny patria iba dve vzorky: 383 a 6SPS.

Vzorky majú *porfýrickú štruktúru*. Výrastlice v oboch horninách tvorí *plagioklas, ortopyroxén* a *amfibol*. Vo vzorke 383 sú amfiboly *intenzívnejšie opacitizované* ako v predchádzajúcej skupine andezitov, ale *vnútro je väčšinou bez stôp premeny*. V 6SPS sú *opacitizované len v malej miere*. Ďalšie významné minerály prítomné v oboch vzorkách sú *klinopyroxén, Ti-magnetit* a *ilmenit*. Klinopyroxény sú vo vzorke 383 zriedkavé, v 6SPS sú častejšie.

Základná hmota je v oboch vzorkách iná. Vzorka 383 má *mikrokryštalickú základnú hmotu* tmavej farby. Tmavá farba je spôsobená natesno usporiadanými *plagioklasmi*. Okrem nich je v základnej hmote prítomný *ortopyroxén, Ti-magnetit* a *kremeň*. Vzorka 6SPS má dva typy základnej hmoty, jeden so svetlým a druhý s tmavým odtieňom. Tmavá základná hmota je *vykryštalizovaná (mikrokryštalická)* a tvorí ju *plagioklas, kremeň, ortopyroxén, Ti-magnetit, ilmenit* a *draselný živec*. Svetlá základná hmota je *sklovitá*, s mikrolitmi minerálov *plagioklasu, ortopyroxénu, Ti-magnetitu* a *ilmenitu*.

Vo vzorke 6SPS boli identifikované dve zrná **kremeňa**. Jedno z nich má reakčný lem tvorený najmä pyroxénmi, čo poukazuje na to, že ide o xenokryštal. Druhý nemá reakčný lem, je iba zaoblený vplyvom zatlačania taveninou.

Amfibolicko-pyroxénické andezity 3. skupiny

Do tejto skupiny patria vzorky 502, 694, 860, 1 246, 1 270, 1SPS, 4SPS a 8SPS.

Vzorky majú *porfýrickú štruktúru s mikrokryštalickou základnou hmotou*. Výrastlice tvorí *plagioklas, ortopyroxén* a *amfibol*, ktorý je *častočne alebo úplne opacitizovaný*.

Vo vzorke 502 sa nachádzajú alterované ortopyroxény. Ďalšie významné minerály sú *klinopyroxén, Ti-magnetit* a *ilmenit*. Klinopyroxény majú významnejšie zastúpenie vo vzorkách 1 246, 4SPS a 8SPS. Vo vzorke 502 a 1 270 je *Ti-magnetit* alterovaný.

Základná hmota je vykryštalizovaná a tvorí ju *plagioklas, ortopyroxén, opakové fázy (Ti-magnetit a ilmenit), draselný živec* a *kremeň*, vo vzorke 4SPS aj *klinopyroxén*. Vo vzorkách 1 246, 4SPS a 8SPS sa nachádza základná hmota *s dvomi farebnými odtieňmi – svetlým a tmavým*. Rozdiely v odtieni spôsobuje rôzny podiel plagioklasu a kremeňa: v tmavých zónach je viac plagioklasu a menej kremeňa oproti svetlým zónam. Vo vzorke 860 má základná hmota *hrubozrnnejšiu a jemnozrnnejšiu časť*. V hrubozrnnejšej časti sa nachádza aj alterované sklo(?).

Vo vzorke 694 je **výrastlica ortopyroxénu veľká asi 4 mm** s uzavreninami plagioklasu a opakových fáz. Vo vzorke 1 246 je **kremeň veľký asi 4 mm**, ktorý pozostáva z dvoch častí. Nemá reakčný lem, je iba zaoblený. Iný kremeň má náznaky zonálnosti, čo môže poukazovať na jeho pôvod v acidnejšej magme.

Bazaltické andezity

Tento petrografický typ reprezentujú 3 vzorky: 1 892, 1 906a a 1 906b.

Bazaltické andezity (foto 8) majú *porfýrickú štruktúru s mikrokryštalickou základnou hmotou*. Ich charakteristic-

kým znakom je prítomnosť **olivínu**. Vo vzorke 1 892 tvorí olivín zriedkavé výrastlice s tenkým reakčným lemom tvoreným ortopyroxénom. Vo vzorke 1 906b olivín ako samostatná výrastlica nevystupuje. Je obkolesený ortopyroxénom, ktorý ho môže aj výraznejšie zatláčať, alebo na jednom mieste je uzatvorený v klinopyroxéne.

Ďalšie výrastlice tvorí *plagioklas, ortopyroxén* a *klinopyroxén*. V oboch vzorkách je aj *magnetit* a *ilmenit*. V základnej hmote je prítomný *plagioklas, pyroxény, opakové fázy* a *kremeň*.

Vo **vzorke 1 906a** sa nachádza **útržok hrubozrnnej horniny tvorený plagioklasmi a pyroxénmi a xenokryštal biotitu** s reakčným lemom. Hrubozrná hornina mohla vykryštalizovať v spodných častiach magmatického rezervoára a mohla byť vynesena na povrch ďalším pulzom magmy.

Charakteristika horninotvorných minerálov

Plagioklasy

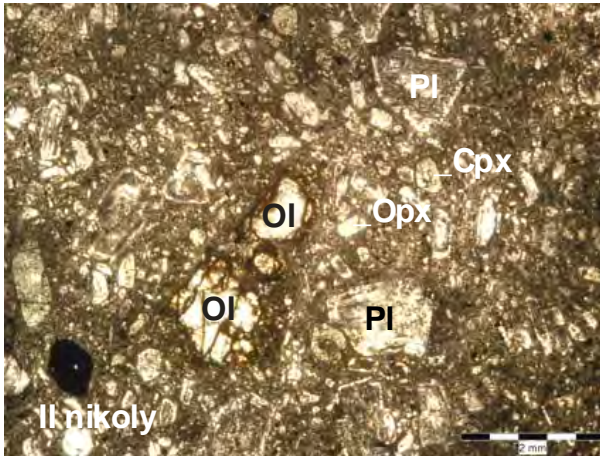
Plagioklasy (foto 9) sú najhojnejšie minerály v študovaných vzorkách. Tvorí výrastlice, glomeroporfýrické agregáty a sú súčasťou základnej hmoty. Majú lištový, tabuľkový a ihličkový tvar a rôznu veľkosť.

Typické pre ne je dvojčatenie (polysyntetické lamelovanie a karlovarské zrasty) a zonálnosť, ktorá môže byť zložitá. Tieto dva fenomény sú pozorovateľné v mikroskope pri skrížených nikoloch. Zonálnosť plagioklasov ešte viac zvýraznia BEI (backscattered electron images; obrazy tvorené spätne rozptylenými elektrónmi).

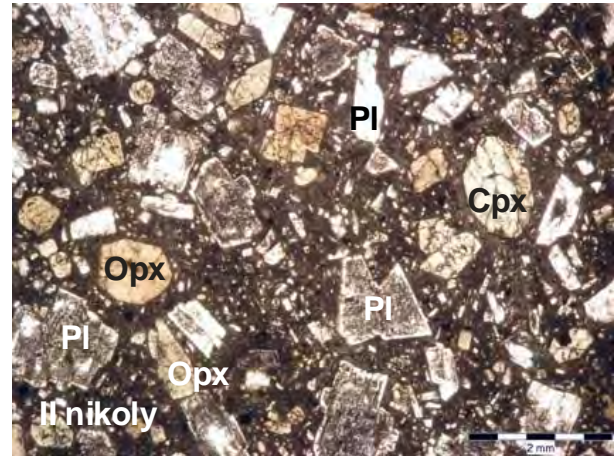
Častým typom zonálnosti je **oscilačná zonálnosť** (foto 9a). Oscilačná zonálnosť (zóny široké 1 – 10 μm) odráža oscilácie v zložení malého rozsahu (1 – 10 mol. %) na rozhraní plagioklas/tavenina a jej vznik pravdepodobne kontroluje difúzia (Pearce a Kolishnik, 1990; Singer et al., 1995; Streck, 2008). Prítomnosť oscilačnej zonálnosti poukazuje na pomalé tempo rastu plagioklasu (10^{-11} až 10^{-13} m/s; Shore a Fowler, 1996). Niekedy môžeme pozorovať vlnovité rozhrania medzi jednotlivými zónami alebo zaoblenie rohov niektorých zón. Sú spôsobené rozpúšťaním vplyvom mierneho zvýšenia teploty, po ktorom nastal opätovný rast plagioklasu (Berlo et al., 2007; Singer et al., 1995).

Ďalším typom zonálnosti plagioklasov v študovaných vzorkách je **normálna a reverzná zonálnosť**. Pri normálnej zonálnosti smerom zvnútra von rastie obsah Na a klesá obsah Ca. Pri reverznej zonálnosti je to opačne. Tieto zmeny v zložení môžu byť postupné alebo náhle, kontinuálne alebo oscilačné (Gill, 1981). Normálna zonálnosť, ktorá je odrazom postupných zmien v zložení, môže byť výsledkom frakčnej kryštalizácie v uzavretom systéme počas izobarického chladnutia a/alebo izotermálneho výstupu vodnatej magmy (Gill, 1981). Tento typ zonálnosti môžeme v študovaných vzorkách pozorovať v plagioklasoch vykryštalizovanej základnej hmoty.

Plagioklas s trendom nárastu obsahu Na smerom von však môže obsahovať rozhranie s výraznou zmenou obsahu An poukazujúcou na nerovnováhu. Je to vtedy, keď je napr. veľký rozdiel medzi obsahom An bázičkejšieho jadra a An acidnejšieho lemu. Bázičné jadro môže byť zaoblené a môže obsahovať sitovú štruktúru. Tieto javy poukazujú

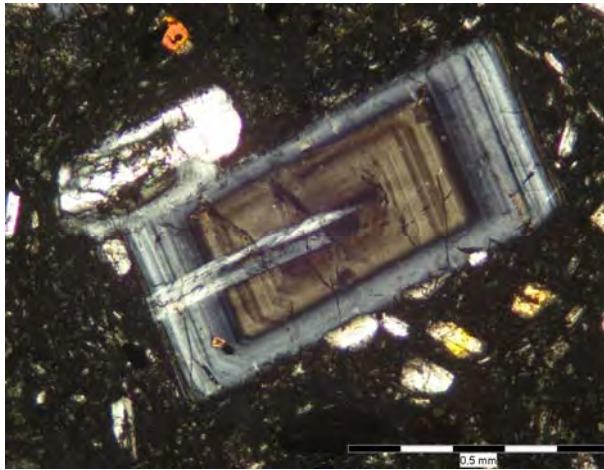


a) Vzorka 1 892, rovnobežné nikoly.

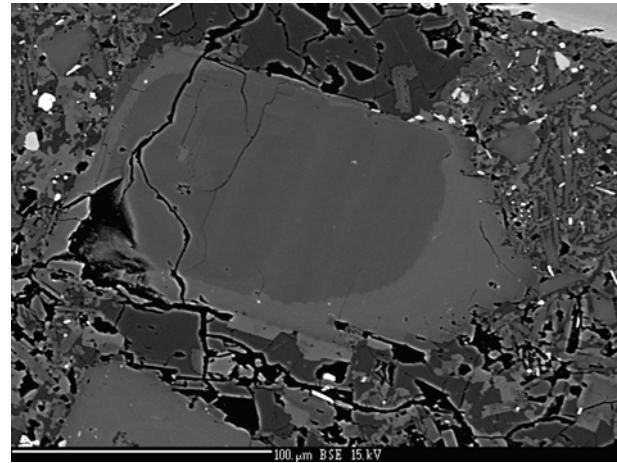


b) Vzorka 1 906b, rovnobežné nikoly.

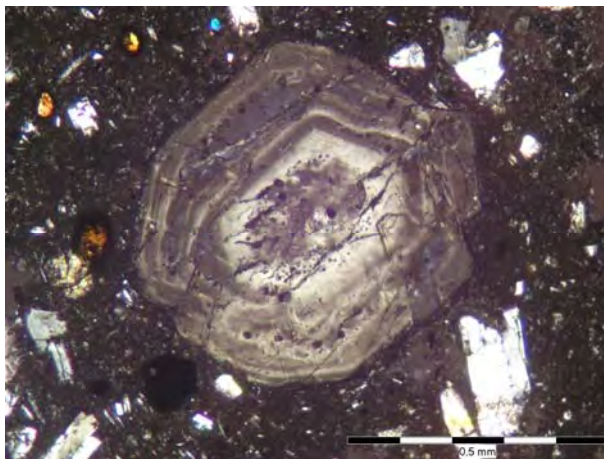
Foto 8. Mikrofotografie bazaltických andezitov. Ol – olivín, ostatné skratky ako na fotografii 6.



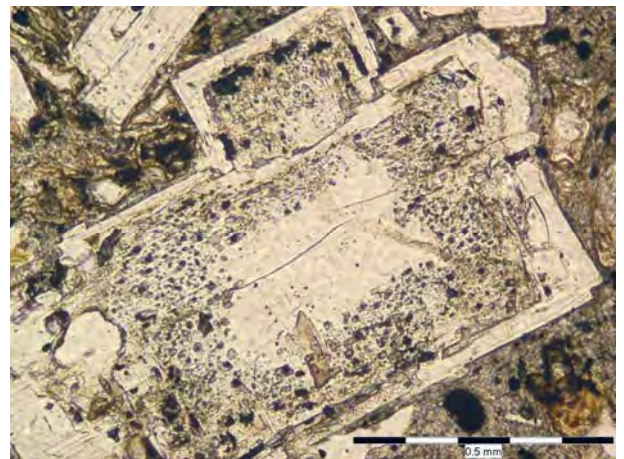
a) Vzorka 3SPS, skrížené nikoly.



b) Vzorka 1SPS, BEI.



c) Vzorka 383, skrížené nikoly.



d) Vzorka 524b, rovnobežné nikoly.

Foto 9. Oscilačne zonálny plagioklas (a), reverzne zonálny plagioklas s jadrom s An₄₂ a lemom s An₆₂ (b), plagioklas s viacerými prejavmi nerovnováhy (c) a plagioklas so sitovou štruktúrou v zóne vnútri kryštálu (d). An – anortit, BEI – obraz tvorený späť rozptýlenými elektrónmi (*backscattered electron image*).

na to, že bazické jadro sa dostalo do magmy, s ktorou bolo v nerovnováhe.

Reverzná zonálnosť s výraznou zmenou zloženia (foto 9b) poukazuje na podmienky nerovnováhy, keď sa napr. plagioklas s nižším obsahom An zložky dostane do bazic-

kej magmy, ktorá ho resorbuje. Po kryštalizácii bazického lemu obyčajne nasleduje kryštalizácia oscilačne zonálneho alebo normálne zonálneho plagioklasu. Reverzná zonálnosť však môže vzniknúť aj vplyvom zvýšenia teploty alebo zvýšením tlaku za podmienok nasýtenia vodou (Streck,

2008), pretože prítomnosť vody a zvýšenie teploty stabilizuje plagioklas s vyšším obsahom An (Singer et al., 1995).

V niektorých plagioklasoch môžeme pozorovať niekoľko nerovnovážnych fenoménov, napr. v plagioklase na fotografii 9c. Vnútorne acidné jadro bolo intenzívne resorbované a obrastené vonkajším jadrom bohatším na An zložku. Potom nasledoval rast oscilačne zonálneho plagioklasu. Vlnovitý priebeh oscilačných zón poukazuje na rozpúšťanie, ktoré bolo intenzívne na ľavej strane plagioklasu.

Na výraznú zmenu v chemickom zložení môžu poukazovať aj jadrá v plagioklasoch (jednoduché i zložitejšie) – majú odlišné optické vlastnosti ako plagioklas, ktorý ich obrastá. Nachádzajú sa v plagioklasoch s uzavreninami aj bez nich. Tieto jadrá sa našli vo vzorkách 562, 590, 3SPS, 383, 6SPS, 502, 1 246, 4SPS a 8SPS.

Ďalším významným fenoménom v plagioklasoch študovaných hornín je **prítomnosť uzavrenín**. Tieto plagioklasy obsahujú ich rôzny podiel. Na základe tohto môžeme plagioklasy rozdeliť na tri skupiny:

1. *plagioklasy bez uzavrenín alebo len s ich malým množstvom*. Pomerne málo inklúzií obsahujú plagioklasy vo vzorkách 483, 590, 1 555, 3SPS, 7SPS, 1 270, 4SPS a 8SPS;

2. *uzavreniny vyplňajú vnútro plagioklasu* a v niektorých prípadoch nahrádzajú takmer celý plagioklas;

3. *uzavreniny sú sústredené do zóny vnútri plagioklasu*.

Vo vzorkách sa nachádzajú aj kombinácie uzavrenín 2. a 3. skupiny v rámci jedného plagioklasu. Ak je uzavrenín veľké množstvo, vytvárajú tzv. **sitové štruktúry**. Rozsiahu sitovú štruktúru je možné pozorovať napr. v plagioklase približne v strede na fotografii 8b. Uzavreniny tvoria sklo a minerály, ktoré v danej hornine tvoria fenokryštály (pyroxény, ilmenit, Ti-magnetit; Gill, 1981) a v študovaných horninách sú často alterované. V amfibolicko-pyroxénických andezitoch je menší výskyt a rozsah sitových štruktúr ako v bazaltických andezitoch.

Sitová štruktúra vznikla rozpúšťaním plagioklasu vplyvom zmeny fyzikálnych a chemických vlastností magmatickej taveniny. Táto štruktúra predstavuje **zvýšky siete kanálikov**, ktoré sa navzájom pospájali a cez ktoré do plagioklasu vnikala okolitá magmatická tavenina a reagovala s ním (Nelson a Montana, 1992; Cole et al., 2000). Ďalšia kryštalizácia plagioklasu kanáliky uzavrela a ich výplň sa chladnutím magmy zmenila na taveninové inklúzie.

Sitovú štruktúru prítomnú v plagioklase vo forme zóny (foto 9d) Morrice a Gill (1986) nazývajú **celulárna morfológia (zóna)**. Podľa tvaru vnútorného okraja zóny (okraj zo strany jadra plagioklasu) možno určiť, aký proces túto zónu spôsobil: **resorpcia** (napr. Dungan a Rhodes, 1978, in Morrice a Gill, 1986) – difúzne vnútorné okraje alebo **rýchly rast kryštálu** za podmienok nasýtenia fluidami (*vapour phases*; Lofgren, 1974a, in Morrice a Gill, 1986) – ostré vnútorné okraje. Plagioklasy v študovaných vzorkách majú **difúzne vnútorné okraje**, čo odráža proces resorpcie. Resorpciu môže iniciovať pokles tlaku, nárast P_{H_2O} alebo **mixing s horúcejšou magmou** (Morrice a Gill, 1986). Podobným spôsobom mohla vzniknúť aj sitová štruktúra, ktorá vyplní celé vnútro plagioklasu. Zdá sa, že plagioklasy so sitovou štruktúrou v zóne a difúznymi vnú-

torými okrajmi predstavujú čiastočnú resorpciu vnútra plagioklasu a plagioklasy so sitovou štruktúrou v celom vnútri predstavujú úplnú resorpciu vnútra.

Diagramy An vs. Or (obr. 26 a 27) znázorňujú variabilitu v chemickom zložení plagioklasov. Plagioklasy amfibolicko-pyroxénických andezitov prvej skupiny majú rozsah v zložení plagioklasov zhruba An_{45} až An_{80} . Výnimkou je jadro s dvomi analýzami An_{40} a An_{42} (obr. 26a; vzorka 1 103), ktoré pochádza z diferencovanejšej magmy (dacitovej?). Jadro bolo zaoblené a narástlo na ňom plagioklas, ktorý je acidnejší ako analyzovaná výrastlica a agregát plagioklasu. Podobné zloženie ako tieto bázičkejšie plagioklasy majú plagioklasy z agregátu s ortopyroxénom a taveninou a plagioklasy uzavreté v ortopyroxénoch a amfiboloch (obr. 26a).

Obrázok 26b poukazuje na výrazné rozdiely v obsahu An v rámci jadra plagioklasu vo vzorkách 3SPS a 7SPS (projekčné body analýz z jedného jadra sú spojené čiarou). V tomto prípade pravdepodobne ide o rozpúšťanie jedného typu plagioklasu v jadre a jeho nahrádzanie druhým typom.

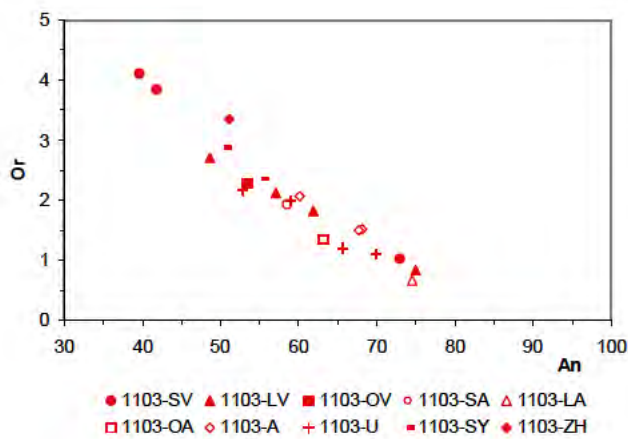
Na oboch diagramoch vidieť pomerne širokú variabilitu zloženia plagioklasov uzavretých v iných mineráloch.

Pre plagioklasy amfibolicko-pyroxénických andezitov tretej skupiny (obr. 27a) je charakteristický vo všeobecnosti nižší obsah An ako v plagioklasoch prvej skupiny (An_{40} až An_{75}). Tretia skupina má zároveň plagioklasy s vyšším obsahom Or. V plagioklasoch vo vzorke 1SPS môžeme pozorovať jednu výraznejšiu zónu resorpcie. Vnútorne plagioklas je normálne alebo oscilačne zonálny, prípadne aj v jeho vnútri môžeme pozorovať vlnovité rozhrania medzi zónami, čo indikuje rozpúšťanie. Tento plagioklas bol resorbovaný (výrazné vlnovité rozhranie) a obrastý bazickým plagioklasom. Na rozhraní môže byť vytvorená sitová zóna. Príkladom je plagioklas na fotografii 9b. Chemické zloženie jeho jadra na diagrame 27a znázorňujú analýzy v čiernom ovále vpravo hore, bázičky lem reprezentujú analýzy v druhom čiernom ovále. Prerušovaná čiara, ktorá ich spája, znamená skokovú zmenu zloženia medzi nimi na resorpčnom rozhraní. Červená čiara znamená obdobnú situáciu v inom plagioklase, ktorého vnútro vykazuje výrazné zmeny v zložení.

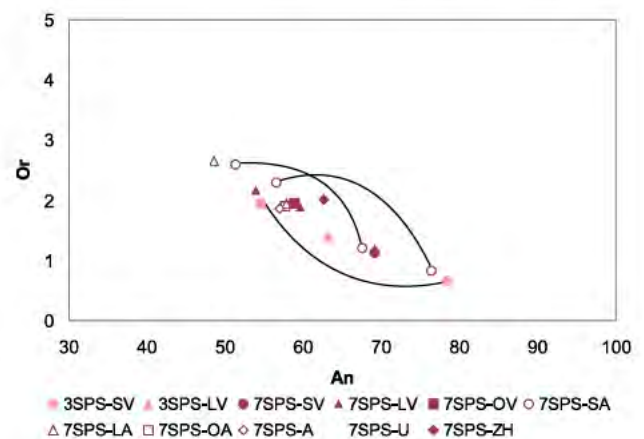
Plagioklasy bazaltických andezitov (obr. 27b) sú podľa očakávania najbázičkejšie (An_{50} – 92). Jadrá a lemy plagioklasov sú vo všeobecnosti bázičkejšie ako okraje, aj keď boli identifikované dve acidné jadrá s An_{58} a An_{59} . Najbázičejší je plagioklas s vnútrou s An_{92} , ktorý je zvláštnym spôsobom resorbovaný aj alterovaný a môže mať vrchnoplášťový pôvod. Naopak, najacidnejšie sú plagioklasy základnej hmoty s nízkym obsahom An a vysokým obsahom Or (plagioklas s An_{38} a Or_{13} je už mimo diagramu).

Ortopyroxény

Ortopyroxény (foto 10) sú druhé najčastejšie minerály študovaných hornín. Vystupujú vo forme samostatných jedincov (výrastlíc) alebo v glomeroporfýrických agregátoch. Sú prítomné aj v základnej hmote ako drobné zrníčka. Majú slabý svetlohnedo-zelenkavý pleochroizmus. Sú prevažne hypidiomorfné až alotriomorfné. Agregáty tvoria medzi sebou navzájom, s plagioklasmi, opakovými fázami, amfibolmi a s klinopyroxénmi. Na BEI sú nezonálne alebo

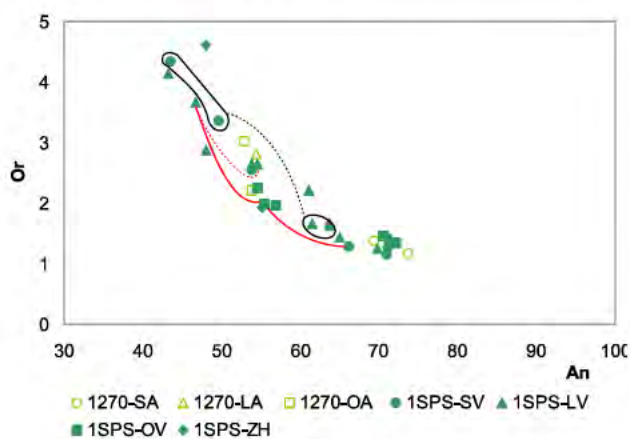


Obr. 26a

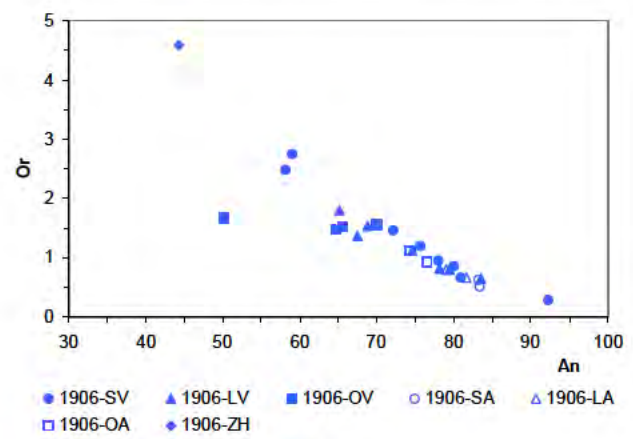


Obr. 26b

Obr. 26a, b. Diagramy An vs. Or znázorňujúce variabilitu zloženia plagioklasov vo vzorkách amfibolicko-pyroxénických andezitov prvej skupiny. An – anortit, Or – ortoklas, SV – stred výrastlice, LV – lem výrastlice, OV – okraj výrastlice, SA – stred minerálu v agregáte, LA – lem minerálu v agregáte, OA – okraj minerálu v agregáte, A – zrno v agregáte, U – uzavrenina, ZH – zrno základnej hmoty, SY – minerál v symplektite.



Obr. 27a



Obr. 27b

Obr. 27a, b. Diagramy An vs. Or znázorňujúce variabilitu zloženia plagioklasov vo vzorkách amfibolicko-pyroxénických andezitov tretej skupiny (a) a bazaltických andezitov (b). Skratky ako na obr. 26.

normálne a reverzne zonálne. Často obsahujú jadro. Uzavreniny tvoria plagioklas, opakové fázy (Ti-magnetit a ilmenit), apatit, tavenina, amfibol a vo vzorke 1SPS natený biotit. Ortopyroxény sú aj súčasťou symplektitov a reakčných lemov.

Vo vzorke 694 sa nachádza veľká, asi 4 mm dlhá výrastlica ortopyroxénu s uzavreninami plagioklasu a opakových fáz. Vo vzorke 502 sú ortopyroxény alterované – ich vnútro je prestúpené žilkami pravdepodobne oxidu Fe, ale časť minerálu je ešte zachovaná.

Na základe obrázkov tvorených spätne rozptýlenými elektrónmi (BEI) možno rozlíšiť niekoľko štruktúrnych typov ortopyroxénov (foto 10).

Zloženie analyzovaných ortopyroxénov zodpovedá najmä enstatitu a výnimočne pigeonitu a ferosilitu (obr. 28).

Nezonálne ortopyroxény alebo ortopyroxény s minimálnou zonálnosťou

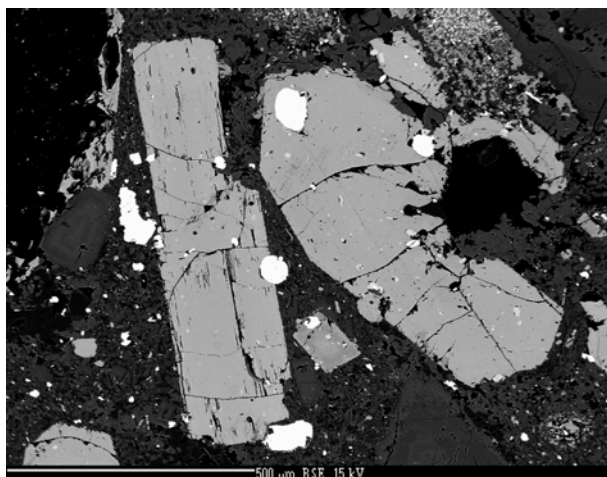
Tieto ortopyroxény (foto 10a) ani v mikroskope, ani na BEI nevykazujú (výraznejšiu) zonálnosť. Takýto typ ortopyroxénov sa analyzoval iba v amfibolicko-pyroxénických (amf-px) andezitoch prvej a tretej skupiny.

Ak sledujeme ich zloženie na diagramoch znázorňujúcich variabilitu zloženia ortopyroxénov Mg# vs. Wo [Mg# je tzv. horčíkové číslo, $Mg/(Mg + Fe^{2+})$; obr. 29] upúta nás ich pomerne nízke horčíkové číslo (0,5 – 0,6). Poukazuje to na kryštalizáciu z diferencovanejšej taveniny. Možno predpokladať, že sa tvorili v neskorších štádiách kryštalizácie magmy, z ktorej vznikli študované horniny.

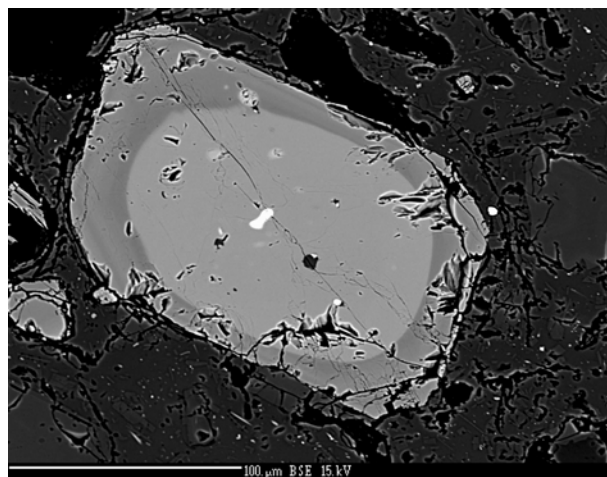
Ortopyroxény so svetlým jadrom a tmavým lemom na BEI (foto 10b)

Pri rovnobežných nikoloch môžu mať jadrá zelenkavú farbu. Na diagramoch zloženia ortopyroxénov (obr. 30) môžeme vidieť, že svetlé jadrá výrastlíc 1. a 3. skupiny amf-px andezitov a bazaltických andezitov majú nízke Mg#. Veľmi podobné Mg# majú tieto ortopyroxény z prvej skupiny a nezonálne ortopyroxény. V tretej skupine a v prípade bazaltických andezitov je Mg# o niečo vyššie. Body analýz s Mg# 0,68 a 0,76 predstavujú tmavé nepravidelné zóny v svetlom jadre výrastlice (3. skupina).

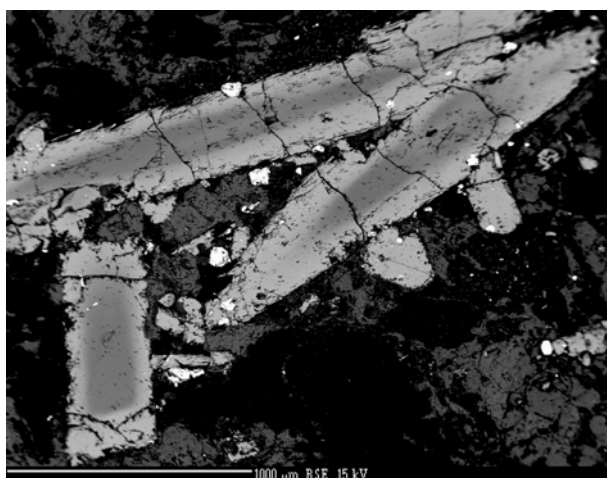
Jadrá tiež pochádzajú z diferencovanejšej taveniny, ale inej, ako bola tavenina, z ktorej sa tvorili nezonálne ortopyroxény. Svetlé jadrá neskôr zachytila bázičkejšia tavenina.



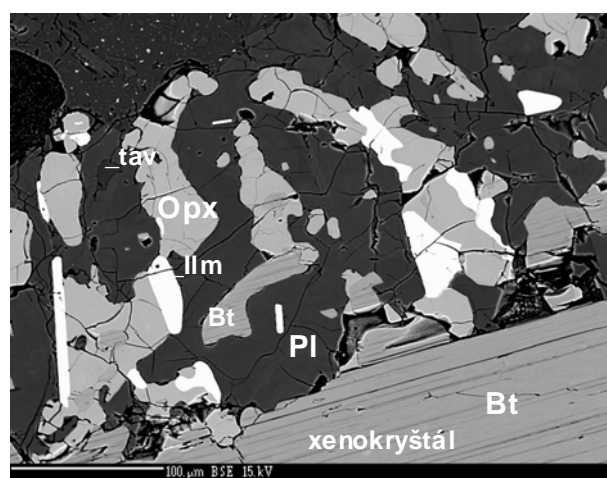
a) Vzorka 1 270, BEI.



b) Vzorka 1 103, BEI.



c) Vzorka 1 564, BEI.



d) Vzorka 1 103, BEI.

Foto 10. Dve nezonálne výrastlice ortopyroxénu (a), ortopyroxén so svetlým jadrom na BEI (b), výrastlice ortopyroxénov s tmavým jadrom (c) a ortopyroxén ako súčasť symplektitu okolo xenokryštálu biotitu (d). Bt – biotit, Ilm – ilmenit, Opx – ortopyroxén, Pl – plagioklas, tav – tavenina.

na (pravdepodobne pri *mixingu* magiem). Táto tavenina jadrá resorbovala (zaoblila) a z nej vyrástol tmavý lem s vyšším Mg#. Analýzy tmavých lemov výrastlíc majú pri amf-px andezitoch 1. skupiny a bazaltických andezitoch hodnotu Mg# do 0,7, ale pri amf-px andezitoch 3. skupiny je rozdiel v zložení oveľa väčší: tmavé lemy dosahujú hodnotu Mg# = 0,76 – 0,81.

Po kryštalizácii lemu nasledovala kryštalizácia normálne zonálneho alebo oscilačne zonálneho pyroxénu. Na diagramoch sa to prejavuje hodnotami Mg# podobnými alebo nižšími, ako majú lemy. Okolo výrastlice ortopyroxénu vo vzorke 1 892 bol identifikovaný tenký lem tvorený ortopyroxénom s Mg# okolo 55 a vyššími hodnotami obsahu Wo. Tento lem vykryštalizoval v záverečných štádiách kryštalizácie.

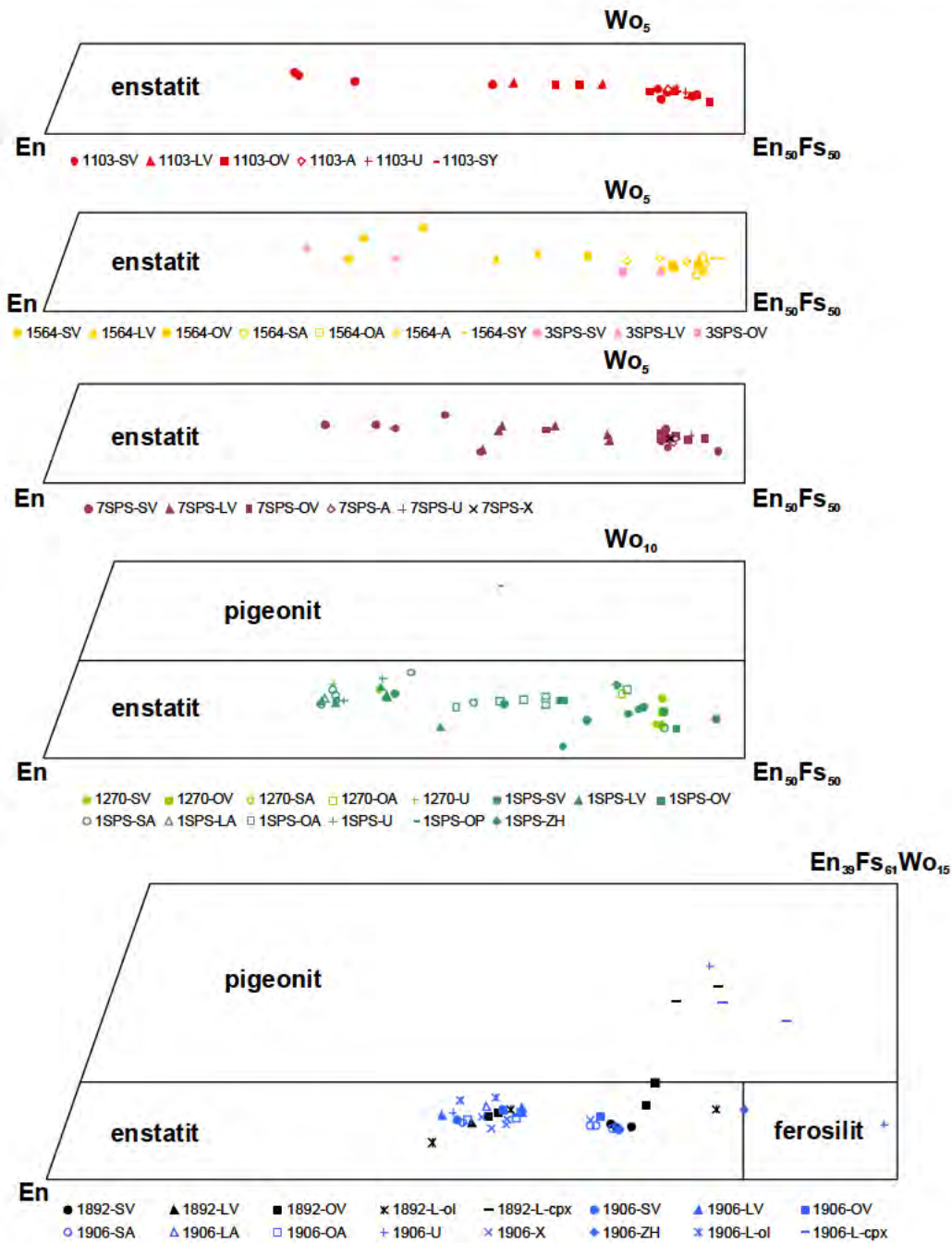
Podobný trend zloženia ako v prípade výrastlíc môžeme pozorovať aj pri analýzach ortopyroxénov z agregátov v bazaltických andezitoch. Z toho môžeme usúdiť, že tieto agregáty sú zhlukmi výrastlíc. Mg# agregátov v amfibolicko-pyroxénických andezitoch 3. skupiny je vyššie, čo poukazuje na to, že minerály týchto agregátov kryštalizovali z bázičkejšej magmy ako výrastlice.

Ortopyroxény s tmavým resorbovaným jadrom a svetleším okrajom (foto 10c)

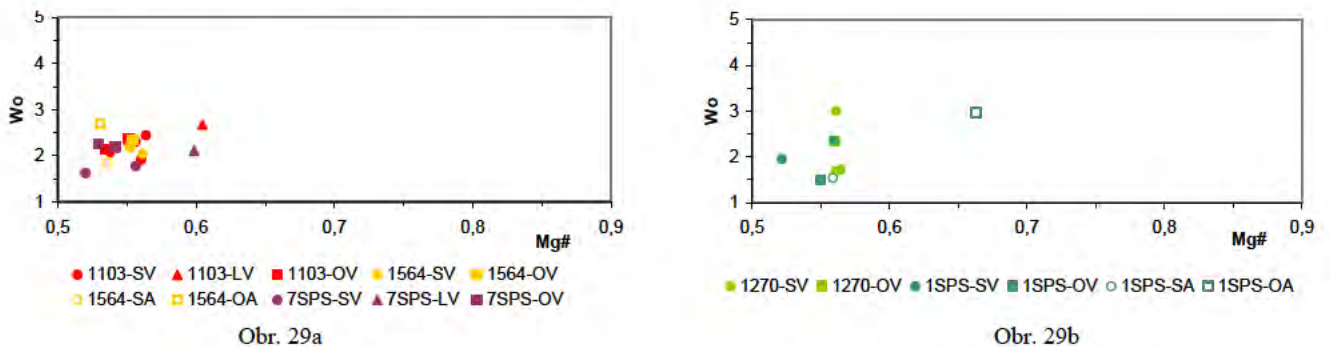
Pri rovnobežných nikoloch majú tieto jadrá veľmi svetlú, skoro až bielu farbu. Variabilitu ich chemického zloženia odráža obr. 31. Pre tento typ jadier v amf-px andezitoch je charakteristické vysoké Mg# – približne od 0,70, pričom väčšina hodnôt leží v intervale od 0,75 do 0,85. Tento interval platí aj pri jadrách v ortopyroxénoch agregátov. Mg# jadier v bazaltických andezitoch majú hodnotu okolo 0,70. Je to prekvapujúce, lebo v bázičkejších horninách by sa očakávali vysoké hodnoty Mg#.

Tieto jadrá sa tvorili z rôzne diferencovaných bázičkových tavenín, nezávisle od typu horniny. Jedno jadro vo vzorke 1 103 má však zvýšený obsah Cr₂O₃ (0,24 a 0,29 hm. %) a MgO takmer 30 hm. %. Môže to poukazovať na jeho plášťový pôvod.

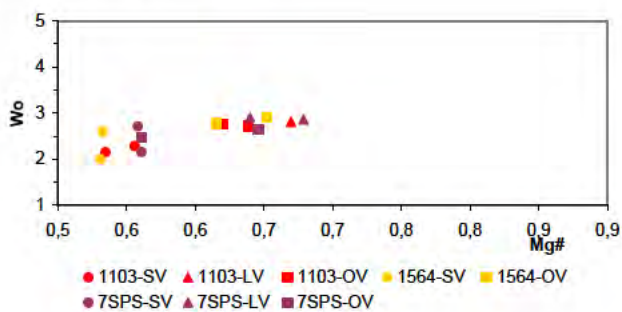
Tmavé jadrá zachytila a resorbovala diferencovanejšia tavenina. Najmenší rozdiel v hodnote Mg# medzi jadrom na jednej strane a lemom a okrajom na druhej strane majú bazaltické andezity. Najvýraznejší je tento rozdiel pri amf-px andezitoch prvej skupiny. Môže to poukazovať na



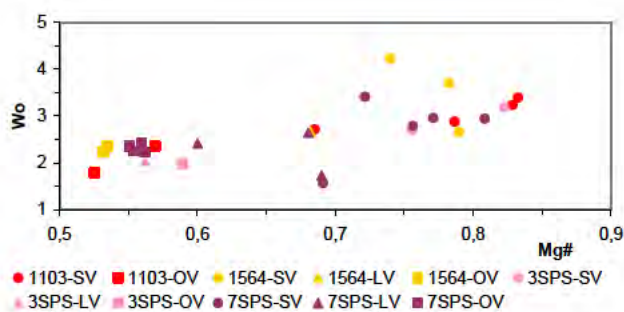
Obr. 28. Klasifikácia ortopyroxénov (Morimoto et al., 1988). En – enstatit, Fs – ferosilit, Wo – wollastonit, X – ortopyroxén ako produkt rozpadu olivínu, OP – minerál, ktorý je súčasťou opacitizácie, L-cpx – minerál lemujúci klinopyroxén, L-opx – minerál lemujúci ortopyroxén, L-ol – minerál lemujúci olivín. Ostatné skratky ako na obr. 26.



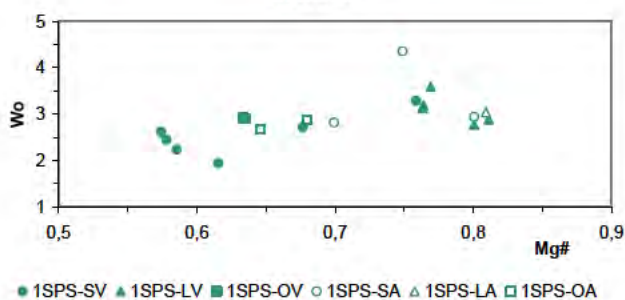
Obr. 29. Variabilita v zložení nezonálnych ortopyroxénov amf-px andezitov 1. (a) a 3. (b) skupiny. Mg# je tzv. horčíkové číslo $[(Mg/(Mg + Fe^{2+}))]$. Skratky ako na obr. 26 a 28.



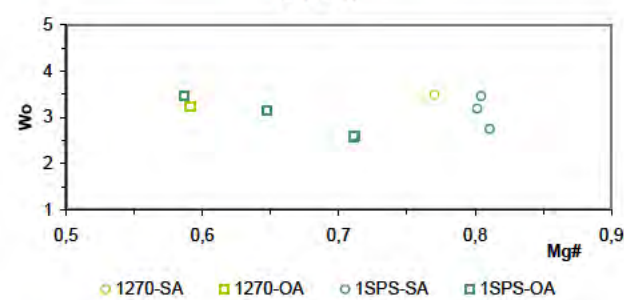
Obr. 30a



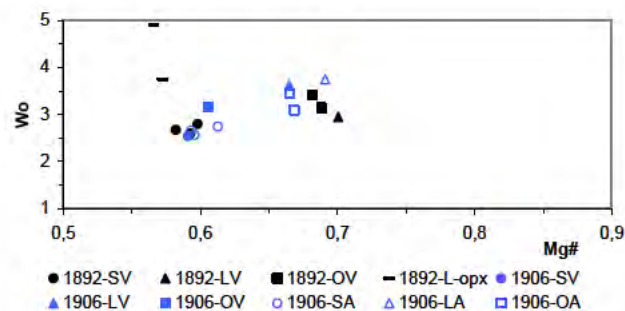
Obr. 31a



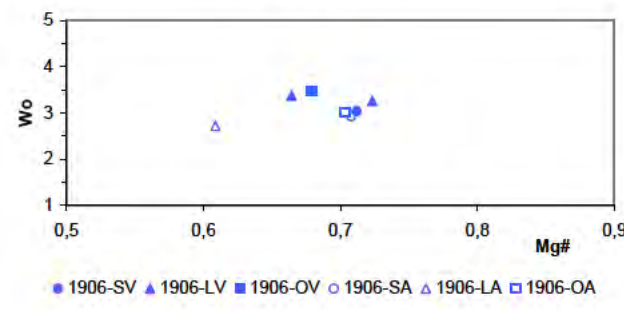
Obr. 30b



Obr. 31b



Obr. 30c



Obr. 31c

Obr. 30. Variabilita v zložení ortopyroxénov so svetlým jadrom amf-px andezitov 1. (a) a 3. (b) skupiny a bazaltických andezitov (c). Skratky ako na obr. 26 a 28.

Obr. 31. Variabilita v zložení ortopyroxénov s tmavým jadrom amf-px andezitov 1. (a) a 3. (b) skupiny a bazaltických andezitov (c). Skratky ako na obr. 26 a 28.

proces *mixingu* magiem – bázičkej magmy, z ktorej kryštalizovali jadrá, a diferencovanejšej magmy, z ktorej sa tvorili napríklad nezonálne výrastlice.

Iné typy ortopyroxénov

Ortopyroxény v študovaných vzorkách vystupujú aj v základnej hmote, ako uzavreniny v iných mineráloch, v reakčných ledoch a symplektitoch (foto 10d). Variabilitu ich chemického zloženia odráža obr. 32.

V amf-px andezitoch prvej skupiny ortopyroxény prítomné ako uzavreniny v mineráloch a ako zrná v agregátoch a symplektitoch majú pomerne úzky rozsah Mg# podobný tomuto parametru v prípade nezonálnych výrastlic a svetlých jadier.

V amf-px andezitoch tretej skupiny a v bazaltických andezitoch sú rozdiely v Mg# väčšie. Pomerne veľké rozdiely sú v Mg# zrn základnej hmoty. Uzavreniny ortopyroxénov analyzované vo vzorkách 1 270 a 1SPS majú prekvapivo vysoké Mg#, čo dovoľuje uvažovať o ich pôvode z bázičkej magmy. Uzavreniny ortopyroxénov v plagioklasoch vo vzorke 1 906 pre svoju veľkú variabilitu neboli zaznačené do diagramov. Dve uzavreniny majú

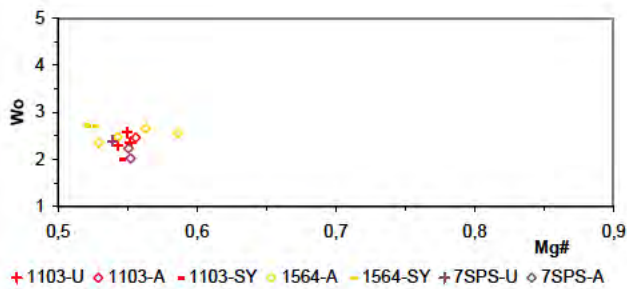
veľmi nízke Mg# (0,40 a 0,53) a jedna z nich má vôbec najvyšší obsah Wo z analyzovaných ortopyroxénov, a to 10,68. Poukazuje to na pigeonitové zloženie.

Veľké rozdiely v Mg# majú aj rôzne reakčné lemy a lemy na olivínoch tvorené ortopyroxénom. Pozornosť si zasluhujú reakčné lemy na klinopyroxénoch v bazaltických andezitoch a jedna analýza z opacitového lemu zo vzorky 1SPS s veľmi vysokým obsahom Wo, čo už zodpovedá pigeonitu.

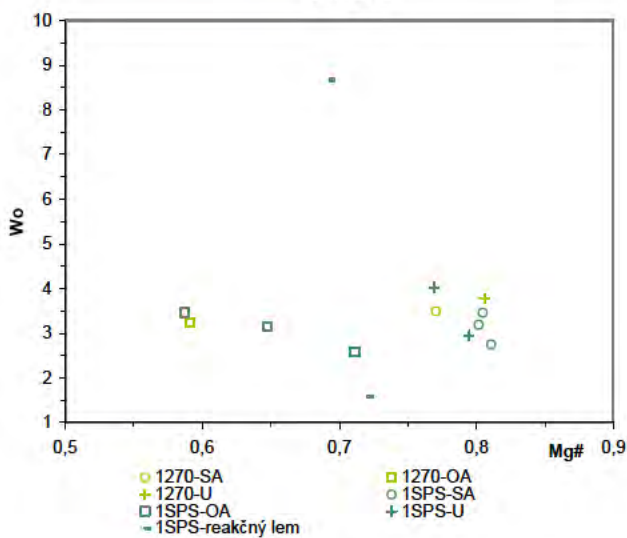
Zloženie ortopyroxénov, ktoré vznikli rozpadom olivínu, zodpovedá zloženiu výrastlic v zodpovedajúcich vzorkách. Aj zloženie tohto posledného typu ortopyroxénov v študovaných vzorkách poukazuje na prítomnosť rôznych magiem v genéze týchto hornín.

Amfiboly

Amfiboly (foto 11) v študovaných horninách vystupujú v troch formách: ako **zachované amfiboly** so žiadnym alebo len malým opacitovým lemom, ako **amfiboly s rozsiahlou opacitizáciou**, či už čiastočnou alebo úplnou, alebo ako **uzavreniny** v ortopyroxénoch a klinopyroxénoch.



Obr. 32a



Obr. 32b

Obr. 32. Variabilita chemického zloženia iných typov ortopyroxénov v amf-px andezitoch 1. skupiny (a), v amf-px andezitoch 3. skupiny a v bazaltických andezitoch (b). Skratky ako na obr. 26 a 28.

Zachované amfiboly (foto 11a) sú v amfibolicko-pyroxénických andezitoch 1. a 2. skupiny (vzorky 383, 483a, 483c, 524a, 524b, 562, 574, 590a, 590b, 590c, 1 103, 1 555, 1 564, 3SPS, 6SPS a 7SPS).

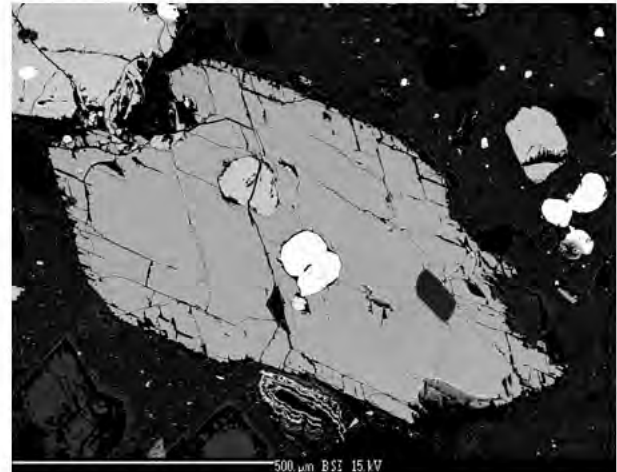
Amfiboly 1. skupiny tvoria idiomorfne až alotriomorfne výrastlice rôznej veľkosti, prípadne glomeroporfýrické agregáty. Majú výrazný pleochroizmus svetlohnedej až čokoládovhnedej farby. Opacitové lemy nemajú alebo ich majú len tenké. Okrem výrastlíc tvoria aj agregáty s plagioklasmi a ortopyroxénmi. Sú zonálne aj nezonálne. Uzavreniny tvoria ortopyroxén, plagioklas, apatit a opakové fázy (Ti-magnetit a ilmenit).

Vo vzorke 562 je čiastočne resorbovaný amfibol s výrazným jadrom, okolo ktorého je lem tvorený klinopyroxénom. Vo vzorke 1 564 sú amfiboly zriedkavé: sú to malé amfiboly bez opacitových lemov a väčšia výrastlica(?) amfibolu s výrazným reakčným lemom tvoreným ortopyroxénom, plagioklasom, Ti-magnetitom a ilmenitom. Vo vzorke 7SPS sme pozorovali dvojčatenie amfibolu.

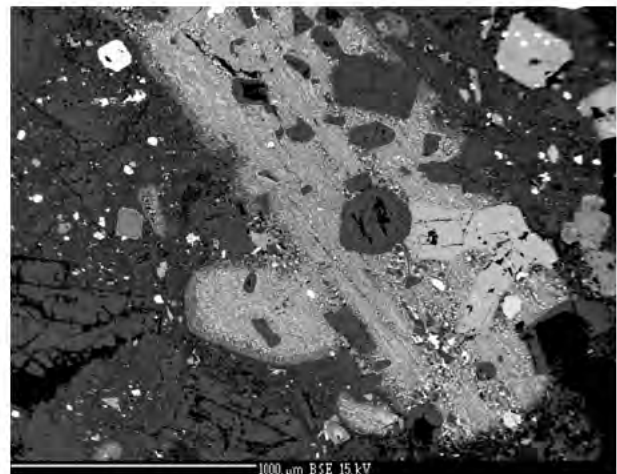
Amfiboly 2. skupiny majú rôznu veľkosť a intenzívny pleochroizmus. Vo vzorke 383 sú viac alebo menej intenzívne opacitované, vnútro minerálu je zachované. Vo vzorke 6SPS sú amfiboly opacitované len v malej miere. Pozorovali sme v nej dvojčatenie amfibolu, niektoré amfiboly z tejto vzorky majú jadro.

Intenzívne opacitované amfiboly (foto 11b) sa nachádzajú v amfibolicko-pyroxénických andezitoch 3. skupiny

(vzorky 502, 694, 860, 1 246, 1 270, 1SPS, 4SPS a 8SPS). Opacitizáciu tvorí asociácia minerálov **opx – cpx – pl – Ti-mag – ilm**. Opacitizácia amfibolu vzniká vtedy, keď sa amfibol dostane do podmienok nerovnováhy s okolitou magmatickou taveninou a reaguje s ňou za vzniku uvedenej minerálnej asociácie.



a) Vzorka 1103, BEI.



b) Vzorka 1SPS, BEI.

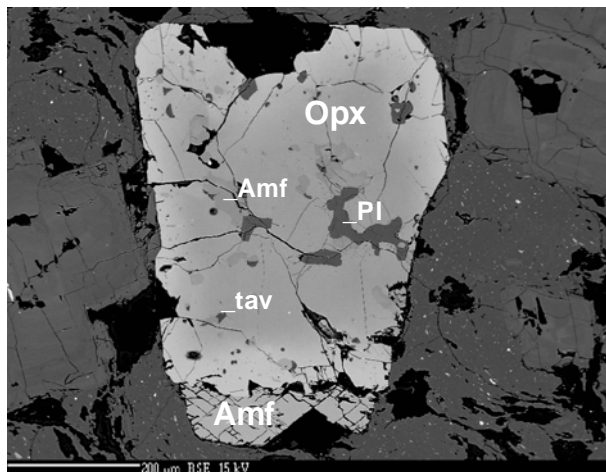
Foto 11. Výrastlica zachovaného amfibolu (a) a intenzívne opacitované amfiboly (b).

Amfiboly 3. skupiny majú rôznu veľkosť a tvoria výrastlice a glomeroporfýrické agregáty. Sú čiastočne alebo úplne opacitované. Zachované plochy pôvodného amfibolu sú prestúpené žilkami oxidu Fe. Amfiboly môžu uzavierať plagioklas, ortopyroxén a opakové fázy. Vo vzorke 1 270 je agregát s plagioklasmi, kde amfibol rástol do voľných miest medzi plagioklasmi. Podobných agregátov aj spolu s ortopyroxénmi je vo vzorke viac. Agregáty s plagioklasom sa nachádzajú aj vo vzorke 860.

Zvláštnym prípadom je amfibol prítomný vo vzorke 483c v agregáte s priemerom asi 6 mm. V strede agregátu sa nachádza **restit amfibolu, obkolesený hrubým lemom** tvoreným ortopyroxénom, plagioklasom, Ti-magnetitom a ilmenitom. Tieto minerály sú bežným produktom opacitizácie amfibolu. Preto možno predpokladať, že ide o výrazne opacitovaný amfibol.

Ako **uzavreniny** sú prítomné v ortopyroxénoch alebo v klinopyroxénoch v amfibolicko-pyroxénických andezi-

toch 1. skupiny (foto 12). Boli identifikované vo vzorkách 524a, 1 103, 1 564 a 7SPS v ortopyroxénoch a vo vzorke 1 555 v klinopyroxénoch v agregáte. V klinopyroxénoch sú sústredené v jadrách, ktoré predstavujú najbázickejšie časti kryštálov. V ortopyroxénoch nie sú striktné sústredené na určitú časť kryštálu.



Vzorka 7SPS, BEI.

Foto 12. Amfiboly uzavreté v ortopyroxéne. Amf – amfibol, Opx – ortopyroxén, Pl – plagioklas, tav – tavenina.

Amfiboly boli klasifikované podľa klasifikácie uvedenej v práci Leakea et al. (1997). Obsah Fe^{3+} bol vypočítaný na základe postupu, ktorý uvádza Schumacher v závere práce Leakea et al. (1997). V prípade amfibolov nie je možné vypočítať presný obsah Fe^{3+} . Je možné vypočítať len minimálny (Fe^{3+}_{min}) a maximálny (Fe^{3+}_{max}) obsah Fe^{3+} , ktorý môže byť v amfibole.

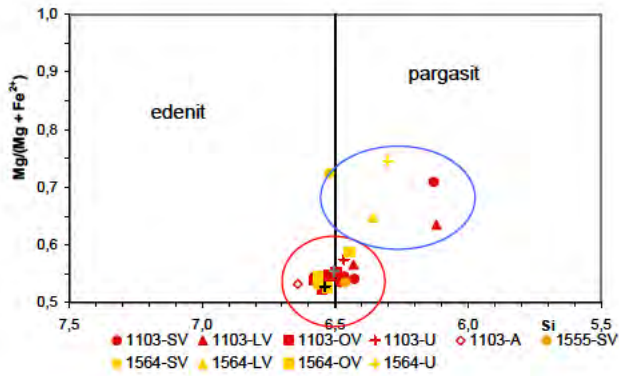
Amfiboly majú takýto všeobecný vzorec: $A_{(0-1)}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$. Na základe obsahu Ca v pozícii B amfibolu, ktorý je vždy väčší ako 1,5, amfiboly študovaných hornín patria medzi **Ca amfiboly**. Ďalším klasifikačným parametrom je obsah Na + K v pozícii A. Pri vypočítanom obsahu Fe^{3+}_{min} je táto hodnota, okrem jednej výnimky, vždy vyššia ako 0,5. Príslušný klasifikačný diagram umožnil analyzované amfiboly klasifikovať ako **edenity** a **pargasity**, v jednom prípade ako **magneziostastingsit** (obsah Al v pozícii C, na rozdiel od pargasitov, má nižší ako obsah ako Fe^{3+}). Jeden amfibol s $(Na + K)_A = 0,497$ už možno označiť ako **magnezihornblend**. Pri vypočítanom obsahu Fe^{3+}_{max} je situácia komplikovanejšia. Pri mnohých analýzach amfibolov vychádza $(Na + K)_A$ menej ako 0,5, preto je nutné použiť až dva klasifikačné diagramy. Analýzy danej vzorky sú nakreslené iba v jednom diagrame. Amfiboly pri obsahu Fe^{3+}_{max} zodpovedajú **tschermakitu**, **pargasitu**, **magnezihornblendu** a **edenitu**.

Ak použijeme klasifikačné diagramy Si vs. $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (obr. 33) ako diagramy znázorňujúce variabilitu zloženia analyzovaných amfibolov, môžeme vidieť, že väčšina analýz zachovaných amfibolov (amfiboly amf-px andezitov 1. skupiny) sa sústreďuje okolo rozhrania edenit/pargasit a má horčíkové číslo $[(Mg/(Mg + Fe^{2+})); Mg\#]$ do 0,6. Na diagrame sú v červenom ovále.

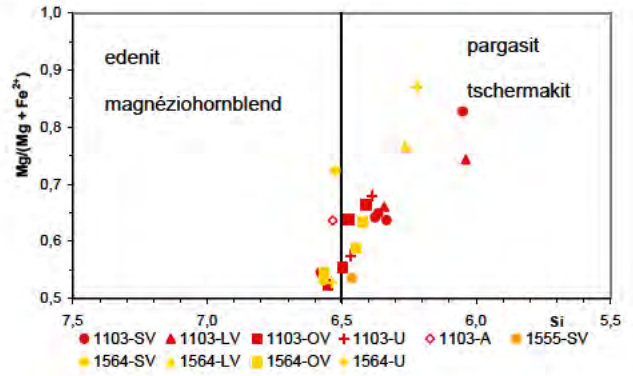
V modrom ovále sa nachádzajú stredy a vnútro vyrastlíc s vyšším Mg# zo vzoriek 1 103, 1 564 a 7SPS. Pre tieto časti vyrastlíc amfibolov je charakteristická tmavá farba na

Tab. 1. Názvy amfibolov podľa klasifikačných diagramov pri obsahu Fe^{3+}_{min} a Fe^{3+}_{max} .

Vzorka	Č. an.	Min	Názov pri Fe^{3+}_{min}	Názov pri Fe^{3+}_{max}
694	1	amf	EDENIT	PARGASIT
694	2	amf	EDENIT	EDENIT
694	3	amf	EDENIT	EDENIT
860	1	amf	EDENIT	EDENIT
860	2	amf	PARGASIT	PARGASIT
860	3	amf	PARGASIT	PARGASIT
860	4	amf	PARGASIT	PARGASIT
1270	1	amf	PARGASIT	PARGASIT
1270	14	amf	EDENIT	EDENIT
1270	15	amf	EDENIT	EDENIT
1270	16	amf	PARGASIT	PARGASIT
1271	17	amf	EDENIT	EDENIT
1271	28	amf	EDENIT	EDENIT
1271	29	amf	EDENIT	EDENIT
1SPS	39	amf	PARGASIT	TSCHERMAKIT
1SPS	40	amf	PARGASIT	PARGASIT
1SPS	90	amf	PARGASIT	PARGASIT
1SPS	91	amf	Mg-HASTINGSIT	PARGASIT
1SPS	92	amf	PARGASIT	PARGASIT
8SPS	1	amf	PARGASIT	PARGASIT
8SPS	2	amf	PARGASIT	PARGASIT
1103	1	SV	PARGASIT	TSCHERMAKIT
1103	28	SV	EDENIT	EDENIT
1103	66	SV	PARGASIT	TSCHERMAKIT
1103	69	SV	PARGASIT	TSCHERMAKIT
1103	71	SV	PARGASIT	PARGASIT
1103	72	LV	PARGASIT	PARGASIT
1103	73	LV	PARGASIT	TSCHERMAKIT
1103	2	OV	EDENIT	EDENIT
1103	67	OV	EDENIT	TSCHERMAKIT
1103	70	OV	EDENIT	TSCHERMAKIT
1103	74	OV	PARGASIT	PARGASIT
1103	23	U	EDENIT	TSCHERMAKIT
1103	24	U	PARGASIT	PARGASIT
1103	57	A	EDENIT	Mg-HORNBLEND
1555	3	SV	PARGASIT	PARGASIT
1564	41	SV	EDENIT	EDENIT
1564	58	SV	EDENIT	EDENIT
1564	59	LV	PARGASIT	TSCHERMAKIT
1564	42	OV	EDENIT	TSCHERMAKIT
1564	60	OV	PARGASIT	PARGASIT
1564	61	OV	EDENIT	EDENIT
1564	20	U	EDENIT	EDENIT
1564	21	U	PARGASIT	TSCHERMAKIT
3SPS	2	SV	PARGASIT	TSCHERMAKIT
3SPS	12	SV	EDENIT	TSCHERMAKIT
3SPS	13	LV	PARGASIT	PARGASIT
3SPS	14	LV	EDENIT	EDENIT
3SPS	15	OV	PARGASIT	TSCHERMAKIT
7SPS	35	SV	PARGASIT	TSCHERMAKIT
7SPS	49	SV	PARGASIT	PARGASIT
7SPS	51	SV	EDENIT	TSCHERMAKIT
7SPS	36	OV	PARGASIT	TSCHERMAKIT
7SPS	42	OV	EDENIT	TSCHERMAKIT
7SPS	50	OV	EDENIT	TSCHERMAKIT
7SPS	52	OV	EDENIT	TSCHERMAKIT
7SPS	24	SA	PARGASIT	TSCHERMAKIT
7SPS	12	U	PARGASIT	TSCHERMAKIT
7SPS	13	U	PARGASIT	TSCHERMAKIT
7SPS	17	U	PARGASIT	PARGASIT
7SPS	18	U	EDENIT	EDENIT
7SPS	19	U	EDENIT	Mg-HORNBLEND
7SPS	20	U	PARGASIT	PARGASIT
7SPS	21	U	EDENIT	Mg-HORNBLEND
7SPS	60	A	Mg-HORNBLEND	Mg-HORNBLEND

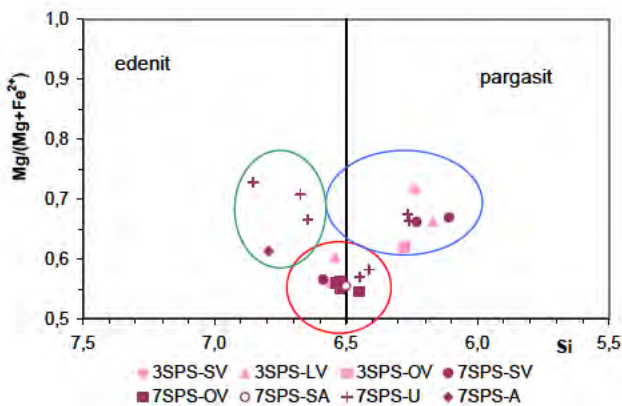


Obr. 33a

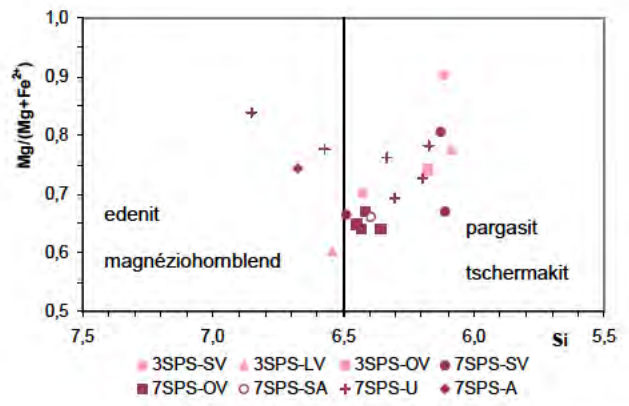


Obr. 33b

Obr. 33a, b. Klasifikácia amfibolov pri obsahu Fe^{3+} min (a) a Fe^{3+} max (b) vo vzorkách 1 103, 1 555 a 1 564. Skratky ako na obr. 26.

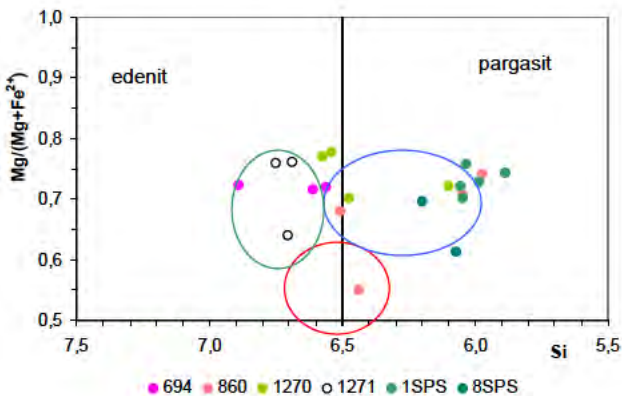


Obr. 33c

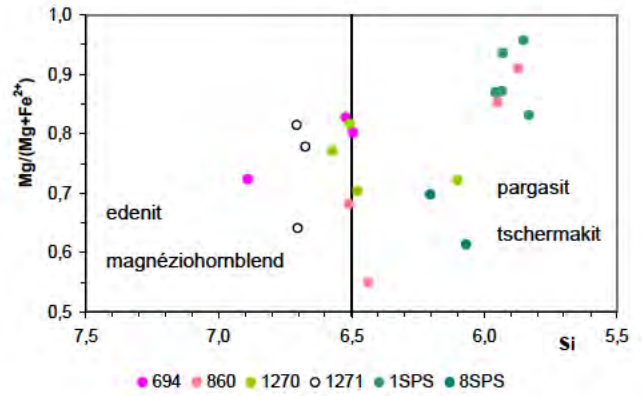


Obr. 33d

Obr. 33c, d – pokračovanie. Klasifikácia amfibolov pri obsahu Fe^{3+} min (c) a Fe^{3+} max (d) vo vzorkách 3SPS a 7SPS. Skratky ako na obr. 26.



Obr. 34a



Obr. 34b

Obr. 34. Klasifikácia amfibolov pri obsahu Fe^{3+} min (a) a Fe^{3+} max (b) vo vzorkách 694, 860, 1 270, 1 271, 1SPS a 8SPS.

BEI. Tieto tmavé jadrá sú resorbované a väčšinou majú aj zvýšený obsah Al. Tieto jadrá môžu pochádzať zo skorších štádií kryštalizácie.

Najväčšiu variabilitu v zložení majú zonálne amfiboly zo vzoriek 1 103, 1 564 a 3SPS.

Výrastlica amfibolu zo vzorky 1 564 s reakčným lemom tvoreným ortopyroxénom, plagioklasom, Ti-magnetitom a ilmenitom má podobné zloženie ako väčšina analyzovaných výrastlic amfibolov prvej skupiny amf-px andezitov. Vzorka 1 564 je pravdepodobne bázeckejšia ako ostatné

vzorky so zachovanými amfibolmi. Preto ak takýto amfibol vnikol do magmy, bol resorbovaný a vytvoril sa okolo neho reakčný lem.

Najvariabilnejšie zloženie majú amfiboly tvoriace uzavreniny v ortopyroxénoch. Ich body na diagramoch sú vo všetkých troch ováloch. Ich zloženie pri obsahu Fe^{3+} min zodpovedá edenitom a pargasitom.

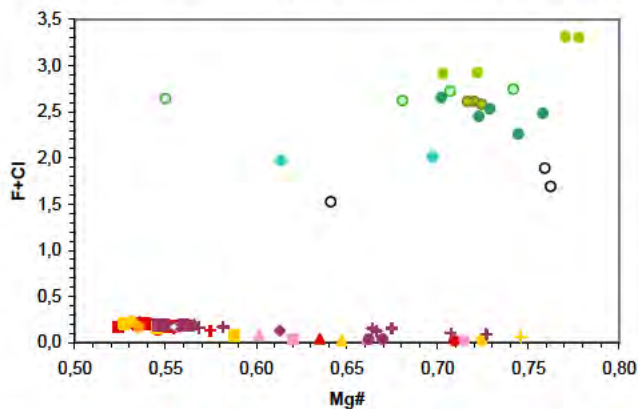
Osobitné postavenie má amfibol s magnéziohornblendovým zložením z agregátu s ortopyroxénmi zo vzorky 7SPS.

Zloženie analyzovaných restitov opacitovaných amfibolov v andezitoch 3. skupiny (obr. 34) má podobné trendy ako v prvej skupine, ale aj napriek tomu má mierne odlišné trendy smerom k vyššiemu Mg#. Tento posun môže byť spôsobený aj samotnou opacitáciou. Zvýšenie obsahu horčíka v amfibole môže byť spojené aj so vznikom oxidov Fe pri opacitácii.

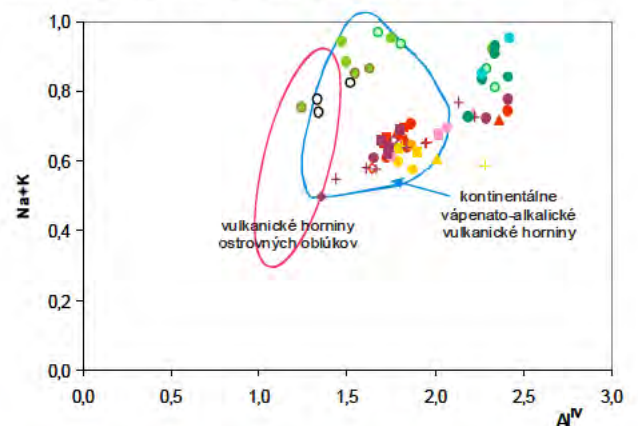
Diagramy skonštruované pri obsahu Fe³⁺ max vykazujú väčší rozptyl ako diagramy skonštruované pri obsahu Fe³⁺ min.

Na zaujímavú závislosť poukazuje diagram znázorňujúci obsah F a Cl v analyzovaných amfiboloch (obr. 35). Tento diagram výrazne od seba oddelil zachované amfiboly, ktoré obsahujú minimálne množstvá týchto prvkov, a opacitované amfiboly, ktoré majú obsah týchto prvkov oveľa vyšší. Toto zistenie poukazuje na fakt, že amfibol počas stagnácie v magmatickom rezervoári nereagoval len s magmatickou taveninou, ktorá spôsobila jeho opacitáciu, ale aj s magmatickými fluidami.

Jakeš a White (1972) zostavili diskriminačný diagram na základe obsahu Al^{IV} a sumy alkálií v amfiboloch (obr. 36).



Obr. 35. Závislosť obsahu F a Cl od Mg#. Mg# je tzv. horčíkové číslo [(Mg/(Mg + Fe²⁺))]. Skratky ako na obr. 26.



Obr. 36. Príslušnosť amfibolov študovaných hornín k amfibolom hornín dvoch prostredí: ostrovných oblúkov a kontinentov (Jakeš a White, 1972). Skratky ako na obr. 26.

Polia ohraničujú zloženie amfibolov prítomných vo vulkanických horninách ostrovných oblúkov a kontinentálnych vápenato-alkalických vulkanických horninách. Zloženie amfibolov študovaných hornín ukazuje trend kontinentálnych vápenato-alkalických hornín. Súhlasí to s prostredím, v ktorom sa formovali vulkanity Poľany. Zaujímavý je aj zvýšený obsah alkálií v opacitovaných amfiboloch v porovnaní so zachovanými amfibolmi. Pravdepodobne aj to odráža zmenu chemického zloženia v procese opacitácie.

Klinopyroxény

Klinopyroxény (foto 13) môžeme nájsť vo všetkých petrografických typoch študovaných hornín, aj keď v niektorých vzorkách neboli identifikované (vzorky 483a, 1 103, 7SPS). V malej miere sú klinopyroxény prítomné vo vzorkách 483c, 524a, b, 562, 1 555, 1 564, 3SPS, 383, 502, 694, 860 a 1 270. Početnejšie sú vo vzorkách 590a, b, c, 6SPS, 1 246, 1SPS, 4SPS a 8SPS. Vyšší podiel klinopyroxénov oproti amfibolicko-pyroxénickým andezitom majú bazaltické andezity.

V amfibolicko-pyroxénických andezitoch vystupujú klinopyroxény ako **drobné kryštály** (foto 13a), vo forme **agregátov** (medzi sebou navzájom, s plagioklasom, ortopyroxénom, amfibolom), alebo sú súčasťou **agregátov iných minerálov** (ortopyroxén, magnetit). Väčšie klinopyroxény boli identifikované vo vzorkách 590a, 6SPS, 1 246, 1SPS a 8SPS vo forme individuálnych kryštálov alebo ako súčasť agregátov. Vo vzorke 1 555 sa našiel **klinopyroxén uzavretý v amfibole**, ktorý ho resorbuje (foto 13b). Vo vzorke 4SPS **klinopyroxén narastá na ortopyroxén**.

V bazaltických andezitoch (vzorky 1 892 a 1 906) môžeme nájsť klinopyroxény aj do veľkosti 1 mm a viac (foto 8b vpravo). Tvoria **výrastlice a glomeroporfýrické agregáty** medzi sebou navzájom, ale aj s inými minerálmi (foto 13c). Nachádzajú sa aj v **základnej hmote**. Vo vzorkách bolo identifikované **narastanie klinopyroxénu na ortopyroxén**. Ferguson et al. (1992) tento jav opisujú ako jeden z fenoménov odrážajúcich **mixing magiem**. V prípade klinopyroxénov sa často vyskytuje **tenký reakčný lem** tvorený **ortopyroxénom** (foto 13d), čo poukazuje na malý stupeň **nerovnováhy** medzi klinopyroxénom a okolitou taveninou.

Na základe klasifikácie pyroxénov podľa Morimota et al. (1988) analyzované klinopyroxény väčšinou zodpovedajú **augitu** a niektoré z nich **diopsidu** (obr. 37). Najmenší rozptyl v zložení majú klinopyroxény z bazaltických andezitov a vo všeobecnosti najnižší obsah Wo majú vzorky 1 270 a 1SPS.

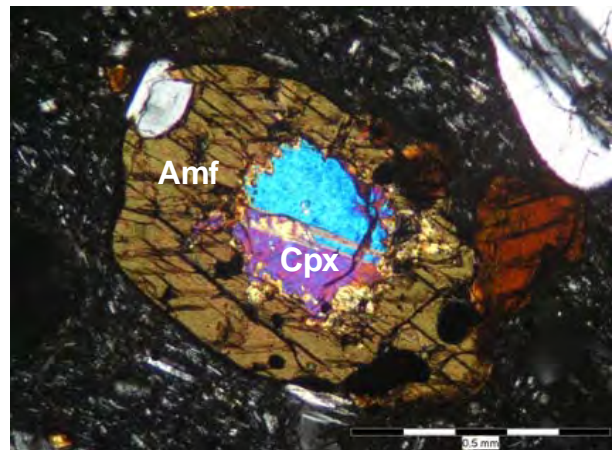
Olivíny

Zachované olivíny sa nachádzajú iba vo vzorkách bazaltických andezitov 1 892 a 1 906. Vo vzorke 1 982 tvoria výrastlice s tenkým ortopyroxénovým reakčným lemom (foto 8a). Vo vzorke 1 906 majú ortopyroxénový reakčný lem alebo ich ortopyroxén výraznejšie zatláča (foto 13c vľavo). Okrem toho sa olivín našiel uzavretý v klinopyroxéne.

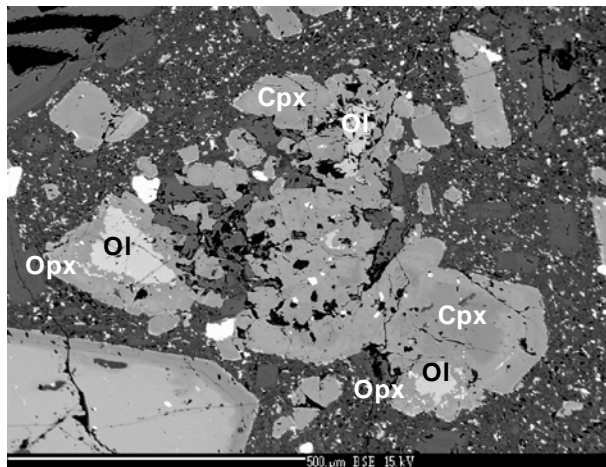
Chemické zloženie olivínov reprezentované obsahom forsteritovej zložky (Fo) znázorňuje diagram na obr. 38.



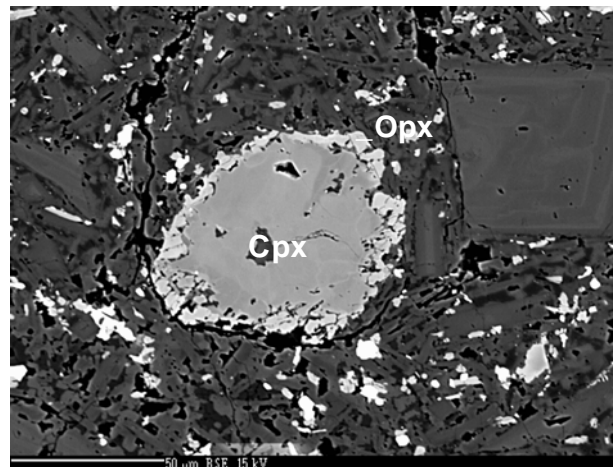
a) Vzorka 694, skrížené nikoly.



b) Vzorka 1 555, skrížené nikoly.

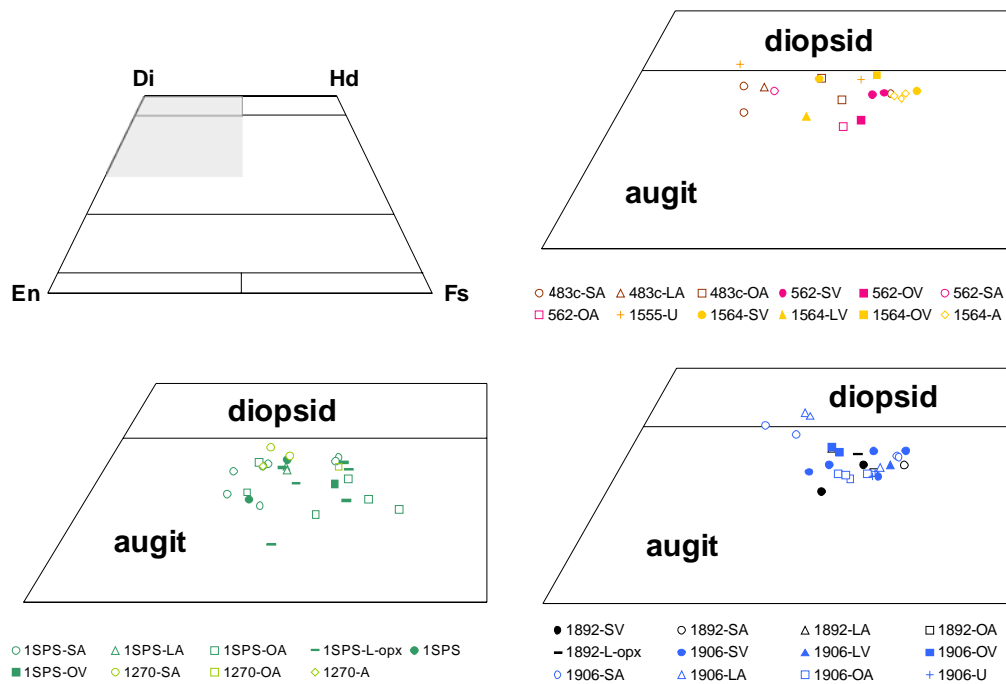


c) Vzorka 1 906b, BEI.

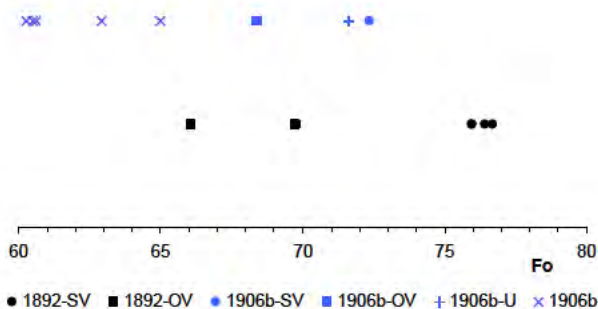


d) Vzorka 1 906b, BEI.

Foto 13. Malá výrastlica takmer idiomorfného klinopyroxénu (a), klinopyroxén uzavretý v amfibole (b), klinopyroxény v agregáte s ortopyroxénmi a olivínmi (c), klinopyroxén s reakčným lemom tvoreným ortopyroxénom (d). Amf – amfibol, Cpx – klinopyroxén, Ol – olivín, Opx – ortopyroxén.



Obr. 37. Klasifikačné diagramy klinopyroxénov v študovaných horninách (Morimoto et al., 1988). En – enstatit, Fs – ferosilit, Di – diopsid, Hd – hedenbergit. Ostatné skratky ako na obr. 26 a 28.



Obr. 38. Variabilita chemického zloženia olivínov v študovaných vzorkách. Fo – forsterit, R – restit olivínu. Ostatné skratky ako na obr. 26.

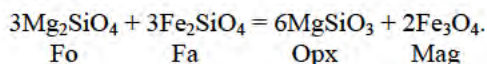
Najvyšší obsah Fo má vnútro oboch výrastlíc olivínu vo vzorke 1 892 – dosahuje hodnotu 76 – 77. Ich okraje majú obsah Fo = 70 a 66. Tento obsah Fo zložky je porovnateľný s obsahom Fo v olivínoch bazických vulkanických hornín (bazalty). Zároveň odráža kryštalizáciu olivínu z magmatickej taveniny, ktorá je spojená so znižovaním obsahu Fo smerom k okraju. Obe výrastlice majú tenký reakčný lem tvorený ortopyroxénom, čo poukazuje na to, že tieto olivíny neboli v rovnováhe s magmou, do ktorej boli vnesené.

Obsah Fo rovný 72 má vnútro olivínu vo vzorke 1 906b, ktorý je pravdepodobne výrastlicou obkolesenou pomerne hrubým reakčným lemom tvoreným ortopyroxénom. Aj pri tomto olivíne môžeme pozorovať normálnu zonálnosť, ktorá vznikla pri kryštalizácii z bazickej magmy: vnútro má obsah Fo = 72 a okraj na styku s ortopyroxénom 68. Hodnotu Fo = 72 má uzavrenina olivínu v klinopyroxéne. Aj to môže poukazovať na magmatický pôvod(?).

Najnižší obsah Fo (60 – 65) majú restity olivínov zatláčané ortopyroxénom vo vzorke 1 906b (foto 13c). Zatlačanie ortopyroxénov je intenzívnejšie ako vo vzorke 1 892. Táto skutočnosť opäť poukazuje na nerovnováhu medzi olivínom a magmou, ktorá ho zachytila. Coombs a Gardner (2004) tento jav pripisujú *mixingu magiem*.

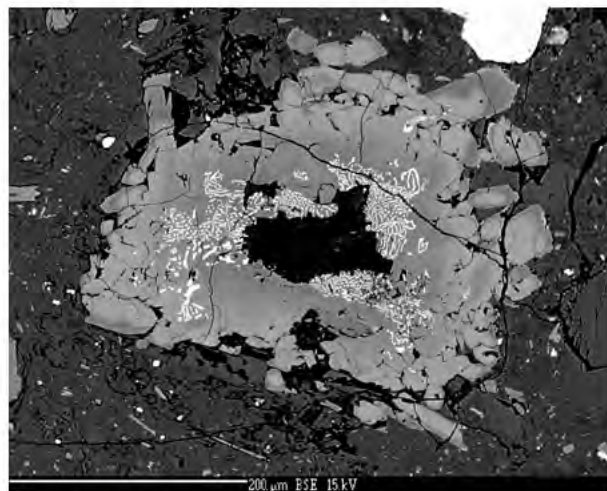
Indície prítomnosti olivínu v študovaných vzorkách

Ambler a Ashley (1977) opísali vermikulárne (červikovitě) prerastanie ortopyroxénu a magnetitu v gabre z vrstvomitej mafickej intrúzie Wateranga v jv. Queenslande v Austrálii. Vznik tohto symplektitu pripísali simultánnej kryštalizácii ortopyroxénu a magnetitu na rôznych miestach v kryštálovej „kaši“, kde nastala reakcia olivínu so zložením Fo₆₃ – ₆₉ a reziduálnych magmatických tavenín. Reakcia olivínu a zvyškovej taveniny môže viesť až k úplnému nahradeniu olivínu symplektitom ortopyroxén – magnetit. Goode (1974) však uvažuje, že typické symplektity ortopyroxénu a magnetitu sa formovali subsolidovou oxidáciou v olivínoch so zložením Fo₇₅ – Fo₆₃ a s ešte nižším obsahom forsteritovej zložky. Pri zložení Fo₅₀ ich vznik ilustruje rovnica:



Symplektitické prerastanie ortopyroxénu a magnetitu bolo identifikované aj v niektorých študovaných horninách vo vzorkách 7SPS, 383 a 6SPS (foto 14). Možno predpokladať, že tieto symplektity vznikli zatláčaním olivínov

v spodnej časti magmatického rezervoára, kde mohli vzniknúť horniny podobné gabrám. Pseudomorfozy po olivínoch tvorené symplektitmi mohli byť zachytené a vynesené ďalším pulzom magmy, ktorá vnikla do rezervoára. Z nej mohli vykryštalizovať okolo pseudomorfoz obkolesujúce minerály, najmä ortopyroxény.

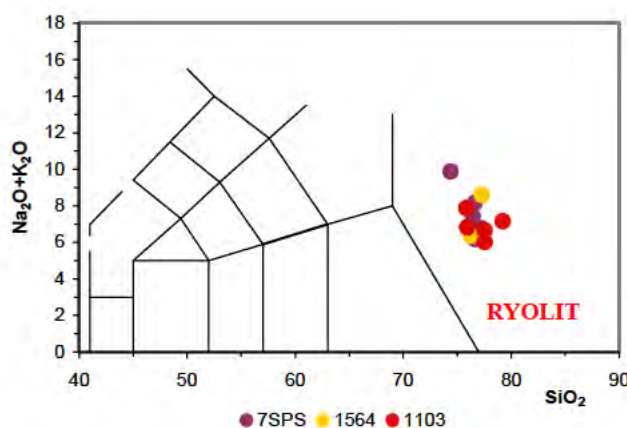


Vzorka 6SPS, BEL.

Foto 14. Červikovitě prerastanie magnetitu (biely) s ortopyroxénom.

Taveniny (sklá)

V študovaných horninách boli analyzované taveniny iba vo vzorkách amf-px andezitov prvej skupiny. Tieto taveniny sú uzavreté v plagioklasoch, ortopyroxénoch a agregátoch minerálov. Vo vzorke 1 103 bolo analyzované sklo v základnej hmote. Táto analýza má najvyšší obsah SiO₂. Podľa TAS diagramu (SiO₂ vs. Na₂O + K₂O; obr. 39) majú všetky analyzované sklá ryolitové zloženie. Poukazuje to na prítomnosť acidných magiem v genéze študovaných hornín.



Obr. 39. Klasifikačný TAS diagram tavenín (sklá) analyzovaných vo vzorkách 7SPS, 1 564 a 1 103.

Geochemická charakteristika vulkanitov

Geochemickú analýzu sme robili na štyroch vzorkách andezitov (4SPS, 8SPS, 1 270 a 1 892; tab. 2) z územia Poľana-sever. Na ich štúdium sme použili postupne petrografické diagramy pomocou programu GCDkit, verzia 2.3

Tab. 2. Chemické analýzy študovaných vzoriek s prepočítanými CIPW normami.

	4SPS	8SPS	1 270	1 892
SiO ₂	59,2	59,50	59,70	55,5
Al ₂ O ₃	17,14	17,07	17,00	17,7
Fe ₂ O ₃	7,10	7,12	7,14	8,76
FeO	4,10	4,31	3,09	5,10
CaO	6,20	6,26	5,57	7,12
MgO	3,26	3,19	3,31	4,13
TiO ₂	0,79	0,78	0,83	0,96
MnO	0,12	0,12	0,12	0,15
K ₂ O	2,09	2,11	2,16	1,79
Na ₂ O	2,96	2,87	2,80	2,70
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,22	0,19
S celk.	0,06	0,46	0,01	0,04
SO ₃	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01
Cl	< 0,01	< 0,01	0,02	0,02
F	< 0,05	< 0,05	0,06	0,05
Str. žih.	< 0,01	< 0,01	0,21	0,04
H ₂ O ⁺	0,52	0,46	0,54	0,61
H ₂ O ⁻	0,47	0,46	0,64	0,85
CO ₂	< 0,05	< 0,05	0,13	0,07
CIPW				
Q	16,80	17,45	12,57	19,38
C	0,00	0,00	0,00	0,86
Or	12,35	12,47	10,58	12,77
Ab	25,05	24,29	22,85	23,69
An	27,31	27,46	30,89	25,08
Di	1,16	1,32	1,97	0,00
Hy	8,04	7,99	10,11	8,25
Mt	10,29	10,32	12,70	7,91
Il	1,50	1,48	1,82	1,58
Hm	0,00	0,00	0,00	1,69
Ap	0,52	0,50	0,45	0,52
Sum	103,31	103,73	102,47	103,20
Ag	< 0,1	< 0,1	< 0,4	< 0,4
As	< 0,2	2	< 2	< 2
B	16	15	12	10
Ba	528	515	534	380
Be	1,5	1,5	2,7	2,1
Bi	< 2	< 2	< 0,1	< 0,1
Ce	60	61	64	47
Co	11	11	14	22
Cr	32	26	15	14
Cs	< 2	< 2	< 3	< 3
Cu	17	14	9	18
Ga	20	20	20	21
Hg	0,01	0,02	0,07	0,10
La	33	32	38	25
Li	14	11	14	12
Mo	< 3	< 3	< 3	< 3
Nb	21	19	18	14
Ni	4	6	6	5
Pb	16	17	14	12
Rb	80	79	74	64
Sb	< 2	< 2	< 2	< 2
Sn	2	2	2	2
Sr	348	326	328	271
Th	10	10	12	8
U	5	3	< 3	< 3

	4SPS	8SPS	1 270	1 892
V	152	131	126	153
W	< 10	< 10	< 10	< 10
Y	21	21	20	23
Zn	83	80	74	77
Zr	139	139	137	123
Dy	3,5	3,3	4,1	4,4
Er	1,9	1,8	2,3	2,5
Eu	1,2	1,1	1,4	1,1
Gd	4,0	3,7	4,9	4,3
Ho	0,7	0,7	0,8	0,9
Lu	0,31	0,29	0,34	0,4
Nd	25,6	23,6	29,6	22,7
Pr	7,0	6,7	8,2	5,9
Sm	4,8	4,5	5,5	4,7
Tb	0,6	0,6	0,7	0,7
Tm	0,3	0,3	0,3	0,3
Yb	2,0	1,9	2,2	2,5

(Janoušek, Farrow a Erban, 2008). Na porovnanie sme mali k dispozícii staršie analýzy z územia Poľany (Dublan, 1981). Staršie súbory obsahujú len silikátové analýzy, zatiaľ čo nové aj stopové prvky a prvky vzácnych zemín. Kvôli prehľadnosti sme diagramy z nových analýz zostavili samostatne a ak to bolo možné, vytvorili sme tzv. porovnávacie diagramy, kde sa pridali aj analýzy z predchádzajúcej práce (Šimon, 2010) a práce Dublana (1981). Použili sme nasledujúce diagramy:

AFM (Irvine a Baragar, 1971)

Z uvedeného grafu vyplýva, že študované vulkanické horniny majú v podstate vápenato-alkalický charakter (obr. 40a), pričom staršie analýzy spadajú do tohto poľa istejšie (40b).

Variačný diagram FeOt/MgO – SiO₂ – FeOt/MgO (Miyashiro, 1974)

Tento diagram poukazuje na zaradenie nových analýz na hranicu medzi tholeiitovou sériou a vápenato-alkalickej sériou viac smerom doľava (obr. 41, 42).

Variačný diagram SiO₂ – K₂O (Peccerillo a Taylor, 1976)

Variačný diagram Co – Th (Hastie et al., 2007)

Prvý diagram (obr. 43) zaraďuje andezity na hranicu vysoko draselnej vápenato-alkalickej série a vápenato-alkalickej série. Zaujímavé je, že podľa druhého diagramu (obr. 49) vzorky spadajú do poľa vysoko draselnej vápenato-alkalickej série a vytvárajú rad od bazaltického andezitu (1 892) po andezity (1 270) až na hranicu kyslejších variet (4SPS, 8SPS).

TAS (Le Bas et al., 1986)

Táto klasifikácia bola zavedená pri vulkanických horninách, ktoré obsahujú viac sklovitej základnej hmoty, a vychádza z chemického zloženia hornín. Z diagramu (obr. 45) vychádza, že študované horniny spadajú do poľa andezitov, s výnimkou vzorky 1 892, ktorá patrí do poľa bazaltických andezitov.

Variačný diagram A/NK x A/CNK (Shand,1943)

Podľa tohto diagramu (obr. 47, 48) sú všetky vzorky metaluminózne.

REE (sample/REE chondrites)

Vzorky vykazujú miernu negatívnu Eu anomáliu, čo potvrdzuje proces frakčnej kryštalizácie (obr. 50).

Variačný diagram Sm/Nd x Nd na určenie postupnosti frakčnej kryštalizácie magmy

Diagram (obr. 51) znova naznačuje predchádzajúci trend v prípade všetkých vzoriek v skupinke, zatiaľ čo vzorka 1 892 je v poli menej frakčne kryštalizovanej magmy, keďže pomery Sm/Nd klesajú s postupujúcou frakčnou kryštalizáciou magmy.

Študované vzorky andezitov vybraného územia Poľany sa pohybujú na hranici vápenato-alkalickej série a majú

metaluminózny charakter. Všetky spadajú do poľa andezitov, s výnimkou vzorky 1 892, ktorá sa nachádza v poli bazaltických andezitov. Vznikli v procese frakčnej kryštalizácie. Pokiaľ ide o stopové prvky, bazaltický andezit má menej B, Ba, Ce, La, Nb, Sr a Th a o čosi viac Co. Vzorky 1 270 a 1 892 v porovnaní s ostatnými vzorkami majú menej uránu.

Legenda k diagramom na obr. 40a, 41, 43, 45, 47, 49, 50 a 51:

Vzorky (Šimon, 2012):

4SPS ● 1 270 ●

8SPS ● 1 892 x

Legenda k diagramom na obr. 40b, 42, 44, 46 a 48:

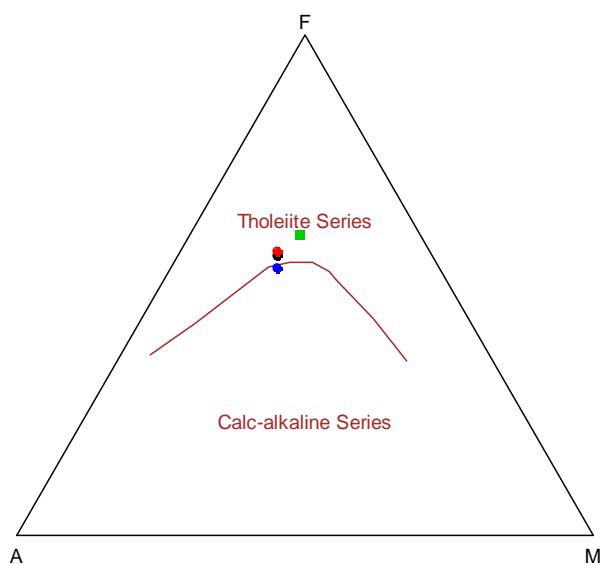
Vzorky:

Dublan (1981, 1997) +

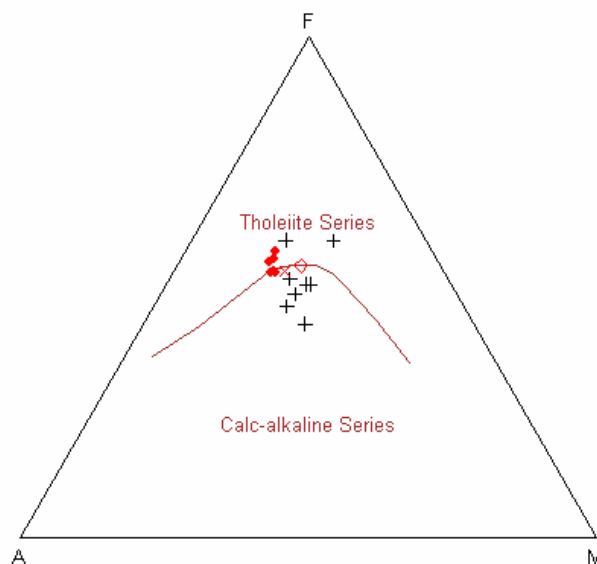
Šimon (2010)

Šimon (2012) ●

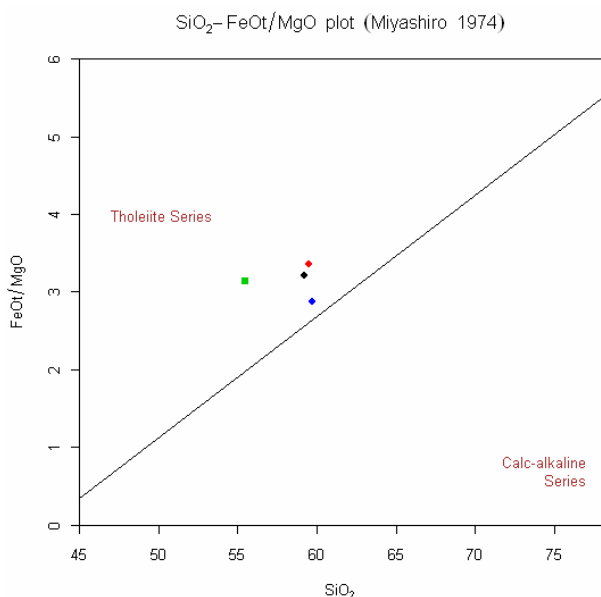
● (vzorka 5 – □, vzorka 16 – x)



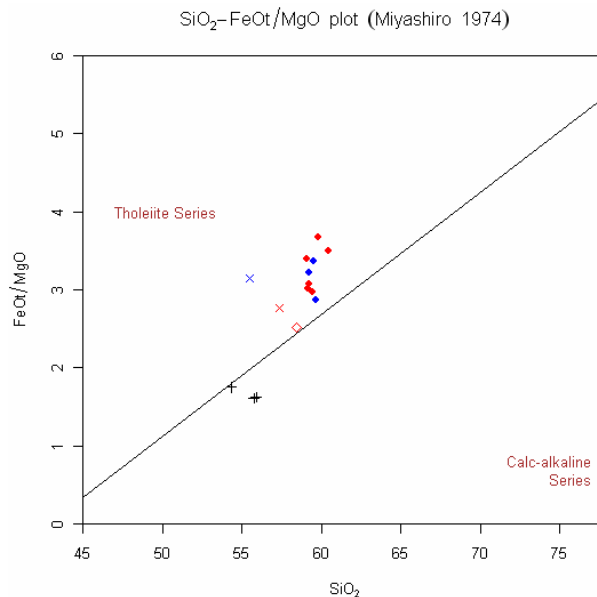
Obr. 40a. AFM diagram študovaných px andezitov.



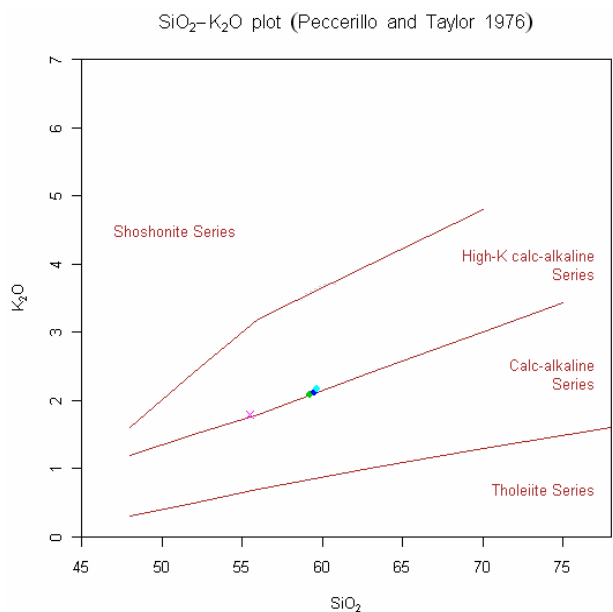
Obr. 40b. AFM diagram px andezitov – porovnanie.



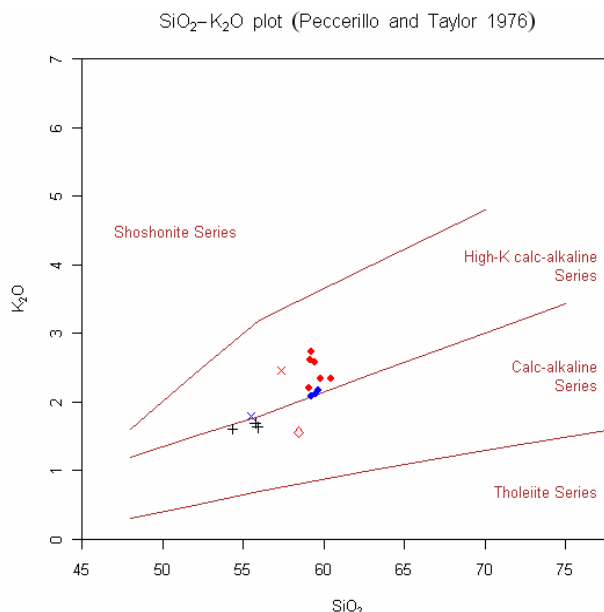
Obr. 41. AFM diagram študovaných px andezitov.



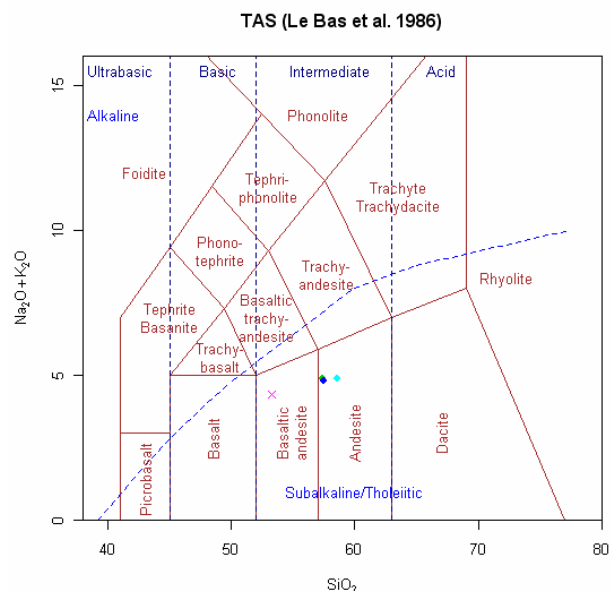
Obr. 42. Diagram px andezitov – porovnanie (Miyashiro, 1974).



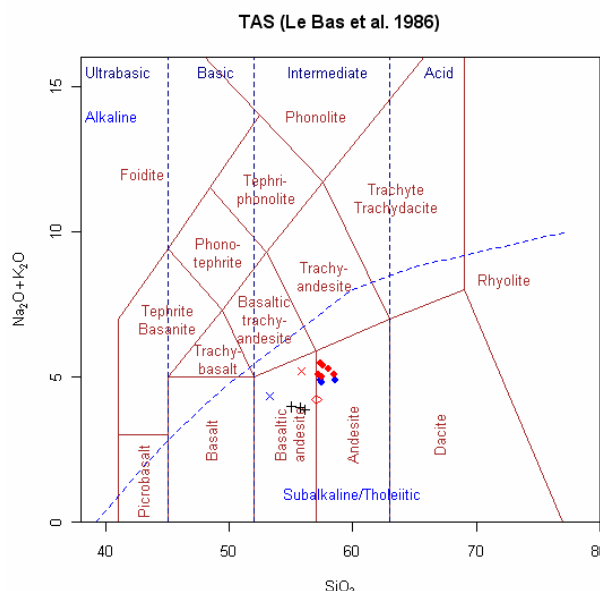
Obr. 43. Diagram študovaných px andezitov (Peccerillo a Taylor, 1976).



Obr. 44. Diagram px andezitov – porovnanie (Peccerillo a Taylor, 1976).



Obr. 45. TAS diagram študovaných px andezitov.



Obr. 46. TAS diagram px andezitov – porovnanie.

Vulkanologická charakteristika územia

Na základe terénneho geologického profilovania, vulkanologického výskumu a litofaciálnej analýzy sme vo vulkanickej stavbe Poľany mohli rekonštruovať charakter vulkanických facií, model uloženia vulkanických zón vulkánu, vulkanické prostredie, typy vulkanických produktov, charakter transportu a typy erupcií.

V študovanom území sme vyčlenili nasledujúce typy vulkanických produktov: 1. lávové prúdy, 2. uloženiny pyroklastických prúdov, 3. uloženiny autochtónnych pyroklastík, 4. uloženiny redeponovaných pyroklastík, 5. uloženiny epiklastických vulkanických hornín.

Telesá lávových prúdov reprezentujú významnú časť študovaného územia. Lávové prúdy sú uložené najmä vo formácii Poľana. Sú produktom efuzívnej vulkanickej aktivity, čo je prejavom pokojnej vulkanickej aktivity.

Lávové prúdy majú rôznorodý charakter vývoja odlučnosti. Ich odlučnosť je blokovitá, hruboblokovitá, doskovi-

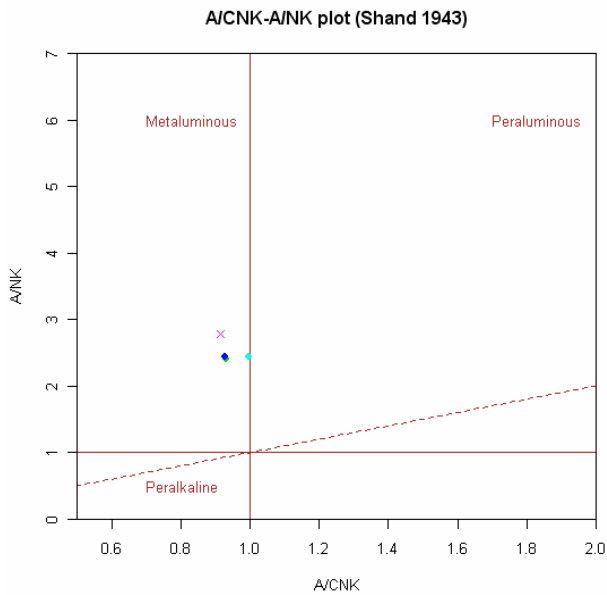
tá a lavicovitá. Povrch telesa lávového prúdu má charakter zbrekčovatenia s blokovým typom brekcie (obr. 52).

Tento typ brekcie predstavuje blokový typ lávy. Lávová brekcia sa vytvára na báze, na povrchu a v čele lávového prúdu. Fragmenty v brekciách majú zväčša angulárny tvar. Brekcie tvoria asi 20 % objemu telesa lávového prúdu.

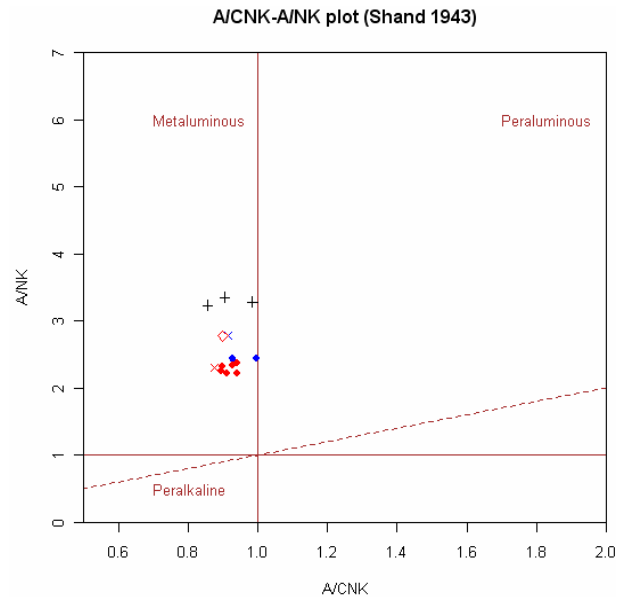
Lávové prúdy sú charakteristické tým, že majú strednú hrúbku, ktorá sa pohybuje v rozmedzí 20 – 50 m. Sklon polôh fluidality je v priemere od 10 do 25 stupňov. V niektorých lávových prúdoch pozorujeme injektáž lávových brekcií do telesa lávy.

V lávových prúdoch sme zistili nový fenomén, a to sú diery v lávových telesách, ktoré môžu byť zvyškom po zdevastovaných paleostromoch.

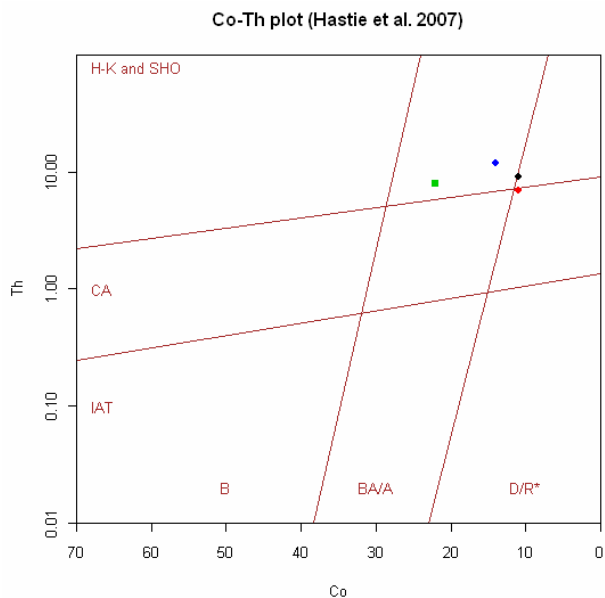
Zaujímavosťou z petrografického hľadiska je prítomnosť bazaltických andezitov a amfibolicko-pyroxénických andezitov s rôznym obsahom amfibolu, ktorý je buď opacitizovaný, alebo zachovaný.



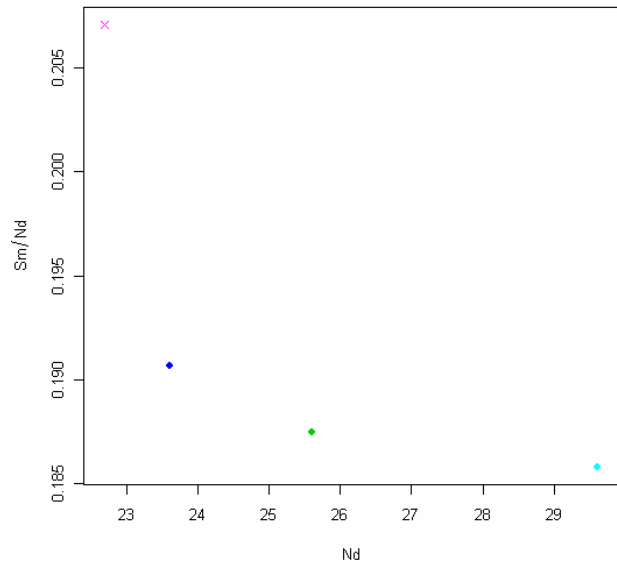
Obr. 47. Diagram študovaných px andezitov (Shand, 1943).



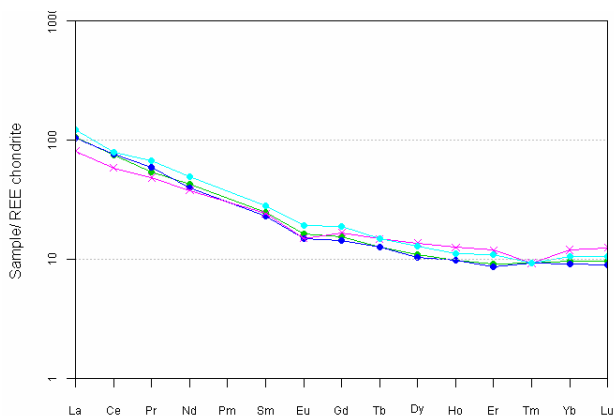
Obr. 48. Diagram px andezitov – porovnanie (Shand, 1943).



Obr. 49. Diagram študovaných px andezitov (Hastie et al., 2007).



Obr. 51. Diagram študovaných andezitov.

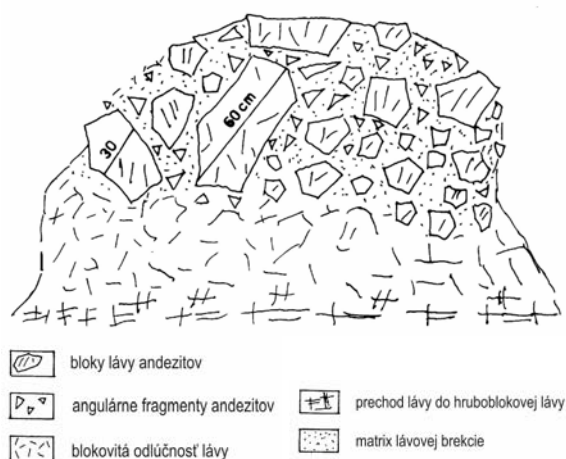


Obr. 50. Diagram REE študovaných px andezitov.

Na základe opísaných znakov usudzujeme, že lávové prúdy sú uložené v prechodnej vulkanickej zóne (Cas a Wright, 1988) a sú typickým produktom andezitového vulkanizmu (McPhie et al., 1993).

Uloženie pyroklastických prúdov sa vyskytujú na viacerých miestach študovaného územia v sukcesii s vulkanoklastickými horninami. Vyskytujú sa najmä vo východnom svahu lokality Záhorská skala, vo východnom a západnom svahu lokality Vepor a v sz. svahu lokality Hájny grúň.

Pyroklastické prúdy sme opísali vo formácii Poľana (pozri mapu facií územia Poľana-sever, obr. 58). Pyroklastické prúdy predstavujú produkty explozívnej vulkanickej činnosti. Vznikajú pri náhlom uvoľnení plynov nahromadených v magme. Sú uložené vo forme chaotickej masy, ktorá nemá znaky zvrstvenia alebo triedenia materiálu.



Obr. 52. Lávová brekcia vo vrchnej časti lávového prúdu.

Chaotické brekcie pyroklastického prúdu (obr. 53) v formácii Poľana majú chaotickú štruktúru a homogenizovaný charakter. Sú hrubé 20 až 40 m. Obsahujú fragmenty s veľkosťou do 30 cm v množstve do 50 % a vyskytujú sa aj angulárne bloky andezitu s primárne doskovitou odlúčenosťou s veľkosťou do 70 cm. Matrix reprezentuje spečený podrvený materiál červenastej farby.

Z uvedených poznatkov vyplýva, že pre fácie je charakteristický nižší stupeň fragmentácie. Fácie pyroklastík majú červenastú alebo aj sivastú farbu. Netriedené uloženiny sú monolitické, pozostávajú z fragmentov juvenilnej magmy v popolovom matrixe.



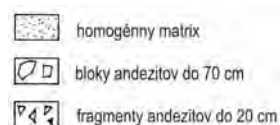
Obr. 53. Chaotická brekcia pyroklastického prúdu.

Fragmenty s andezitovým zložením sú chudobne vezikulárne. Prítomné sú veľké angulárne bloky a reverzná gradácia. Fragmenty majú radiálne orientované trhliny, ktoré vznikajú pri prudkom ochladiení a poukazujú na umiestnenie blokov v horúcom stave.

Na základe uvedených charakteristík usudzujeme, že pyroklastické prúdy reprezentujú produkt explozívneho procesu, ktorý sa vytvoril kolapsom erupčného stĺpca plíniovského typu s prechodmi až do vulkánového typu erupcie (Cas a Wright, 1988; Fisher a Schmincke, 1984).

Uloženie autochtónnych pyroklastík sa vyskytujú vo formácii Poľana na východnom a západnom svahu lokality Vepor a v sz. svahu lokality Hájny grúň.

Fácia autochtónnych pyroklastík je uložená v sukcesii s fáciami formácie Poľana. Autochtónne pyroklastické horniny (obr. 54) reprezentujú pemzové tufy a tufy a autochtónne aglomeráty. Fácie sú uložené zväčša chaoticky. Materiál fácií tufov má však občas aj náznaky triedenia. Aglomeráty majú zväčša chaotickú stavbu s homogenizovaným matrixom a obsahujú fragmenty a bloky andezitov.



Obr. 54. Autochtónne pyroklastiká.

Hrúbka vrstiev fácií je do 40 m. V aglomerátoch sme opísali okrem klasických fragmentov angulárneho a subangulárneho tvaru aj bloky andezitov a prítomné sú aj megabloky andezitov.

Megabloky amfibolicko-pyroxénického andezitu majú veľkosť v priemere od 150 až do 350 cm. Na povrchu majú črty fumarolového odplyňovania a je pre ne charakteristické monolitické zloženie s prevažne angulárnym tvarom.

Na základe uvedených charakteristík usudzujeme, že pyroklastické horniny reprezentujú produkty explozívneho procesu, ktorý je spojený s kolapsom erupčného stĺpca plíniovského typu a v prípade blokových aglomerátov aj vulkánového typu erupcií (Cas a Wright, 1988; Mc Phie et al., 1993; Sigurdsson, 2000; Schmincke, 2004).

Na základe tohto výsledku a analógie môžeme konštatovať, že pemzové tufy a autochtónne aglomeráty formácie Poľana sú produktom deštrukcie vulkanického dómu, ktorý sa vyvinul v sarmatskej stavbe vulkánu Poľana.

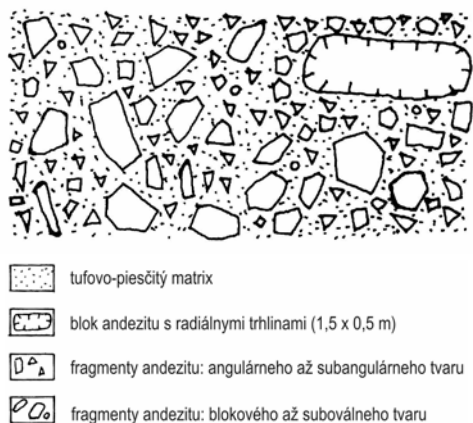
Uloženie redeponovaných pyroklastík sa vyskytujú v študovanom území v sukcesii s vulkanickými horninami najmä vo východnom svahu lokality Ramža, v okolí lokalít Hrončocký grúň a Turníky, v sv. svahu lokality Brusnian-sky grúň a v západnom a východnom svahu lokalít Vepor a Hrb.

Redeponované pyroklastiká vznikli prepracovaním a premiestnením materiálu autochtónnych pyroklastík. Materiál pyroklastík je resedimentovaný v procese úlomkovitých prúdov, hyperkoncentrovaných prúdov alebo úlomkovitých lavín. V tomto procese redeponované pyroklastiká stratili primárne vulkanické štruktúry. Napriek tomu vo fáciách môžeme pozorovať dominantný pôvodný obsah pyroklastického materiálu.

Redeponované pyroklastiká vo formácii Strelníky reprezentujú fáciu hrubú asi 20 m s fragmentmi andezitov s veľkosťou až do 10 cm a nevulkanického materiálu, uloženými v tufovom alebo tufovo-piesčitom matrixe s obsahom do 60 %.

Reprezentujú produkty procesu, ktorý je spojený s vývojom vulkánskeho typu erupcie s prvkami freatomagmatickej erupcie (Cas a Wright, 1988), s následným premiestnením prostredníctvom úlomkových prúdov alebo až hyperkoncentrovaných prúdov vo vývoji sukcesí formácie Strelníky.

Redeponované pyroklastiká (obr. 55) vo formácii Poľana reprezentujú fácie redeponovaných tufov, redeponovaných pemzových tufov a redeponovaných aglomerátov. Fácie sú zväčša hrubo vytriedené a zvrstvené, s hrúbkou 5 až 30 m, s fragmentmi a blokmi andezitov do veľkosti až 150 cm s radiálnou odlučnosťou, uložených v tufovo-piesčitom matrixe. Ich obsah je do 50 %.



Obr. 55. Redeponované pyroklastiká.

Redeponované pyroklastiká reprezentujú produkty procesu spojeného s vývojom vulkánskeho typu erupcie, ktorý asociuje so subplíniiovským typom erupcie (Cas a Wright, 1988) a následným premiestnením prostredníctvom úlomkových prúdov alebo až úlomkových lavín vo vývoji prechodnej vulkanickej zóny vulkánu Poľana.

Uloženie epiklastických vulkanických hornín vznikli pri intereruptívnej aktivite vulkánu Poľana. Sú produktom zvetrávania a erózie vulkanických hornín alebo vznikli premiestnením nesúdržného vulkanického materiálu na vulkanickom svahu vplyvom gravitačných síl.

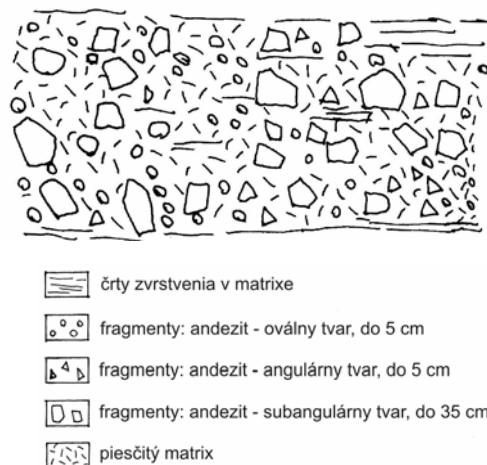
Vznikli v procese aktivity úlomkovitých prúdov alebo hyperkoncentrovaných prúdov. Tieto prúdy sa navzájom líšia rozdielnym stupňom vytriedenia materiálu a charakterom textúry.

Vo formácii Strelníky sa vyskytujú uloženiny v horizonte epiklastík s hrúbkou do 100 m. Horizont epiklastík je dynamická sukcesia fácie brekcií, pieskovcov, konglomerátov a redeponovaných pyroklastík. Fácie vytvárajú masívne polohy, ktoré sú dobre vytriedené, dobre zvrstvené a navzájom sú mnohonásobne prevrstvené. Pozorujeme v nich normálnu aj reverznú gradáciu. Jednotlivé fácie tvoria rôznorodé horniny ryodacitov, andezitov, pemzy aj nevulkanického materiálu. Fragmenty majú rôznorodý tvar, veľkosť do 40 cm a ich obsah je až do 50 %. Sú uložené v piesčitom, piesčito-tufovom alebo piesčito-pemzovo-tufovom matrixe.

Na základe uvedených charakteristík tieto uloženiny formácie Strelníky zaraďujeme do úlomkovitých prúdov a hyperkoncentrovaných prúdov (Smith a Lowe, 1991).

Vo formácii Poľana sa vyskytujú uloženiny epiklastických vulkanických brekcií (obr. 56), konglomerátov a pieskovcov. Epiklastiká reprezentujú fácie drobnouľomkovitých a strednouľomkovitých epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov striedajúce sa s vrstvami hruboúľomkovitých až blokovitých epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov, ojedinele aj s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov.

Epiklastiká obsahujú fragmenty a obliaky do veľkosti 50 cm. Vyskytujú sa v množstve do 50 %. Majú subangulárny alebo suboválny tvar a sú uložené v piesčitom matrixe.



Obr. 56. Epiklastické vulkanické brekcie.

Významným znakom v stavbe fácií je podporná stavba buď klastov, alebo matrixu. Matrix je zväčša piesčitý. Vrstvy majú hrúbku niekoľko metrov alebo niekoľko desiatok metrov. Na ich báze sa často vyskytujú vrstvičky epiklastického vulkanického pieskovca alebo epiklastických vulkanických siltovcov. Jednotlivé vrstvy epiklastík sú obvykle buď nezvrstvené a tvoria chaotickú masu, alebo sú vytriedené a majú gradačné zvrstvenie.

Na základe uvedených charakteristík tieto uloženiny formácie Poľana zaraďujeme do úlomkovitých prúdov a hyperkoncentrovaných prúdov (Smith a Lowe, 1991). Ak je vo vrstvách prevaha chaotickej masy s obsahom rôznorodých fragmentov, tak tieto epiklastiká zaraďujeme do skupiny úlomkových prúdov.

Podľa týchto poznatkov usudzujeme, že študované uloženiny epiklastických vulkanických hornín sa uložili v prostredí prechodnej vulkanickej zóny (Cas a Wright, 1988).

Faciálnu rôznorodosť vulkanitov znázorňuje litostratigrafická tabuľka (obr. 57) a mapa fácií územia Poľana-sever (obr. 58).

Litostratigrafická tabuľka zobrazuje sukcesiu 16 litofácií vulkanických hornín andezitového a ryodacitového zloženia. Vulkanické litofácie sú zahrnuté do troch vulkanických formácií.

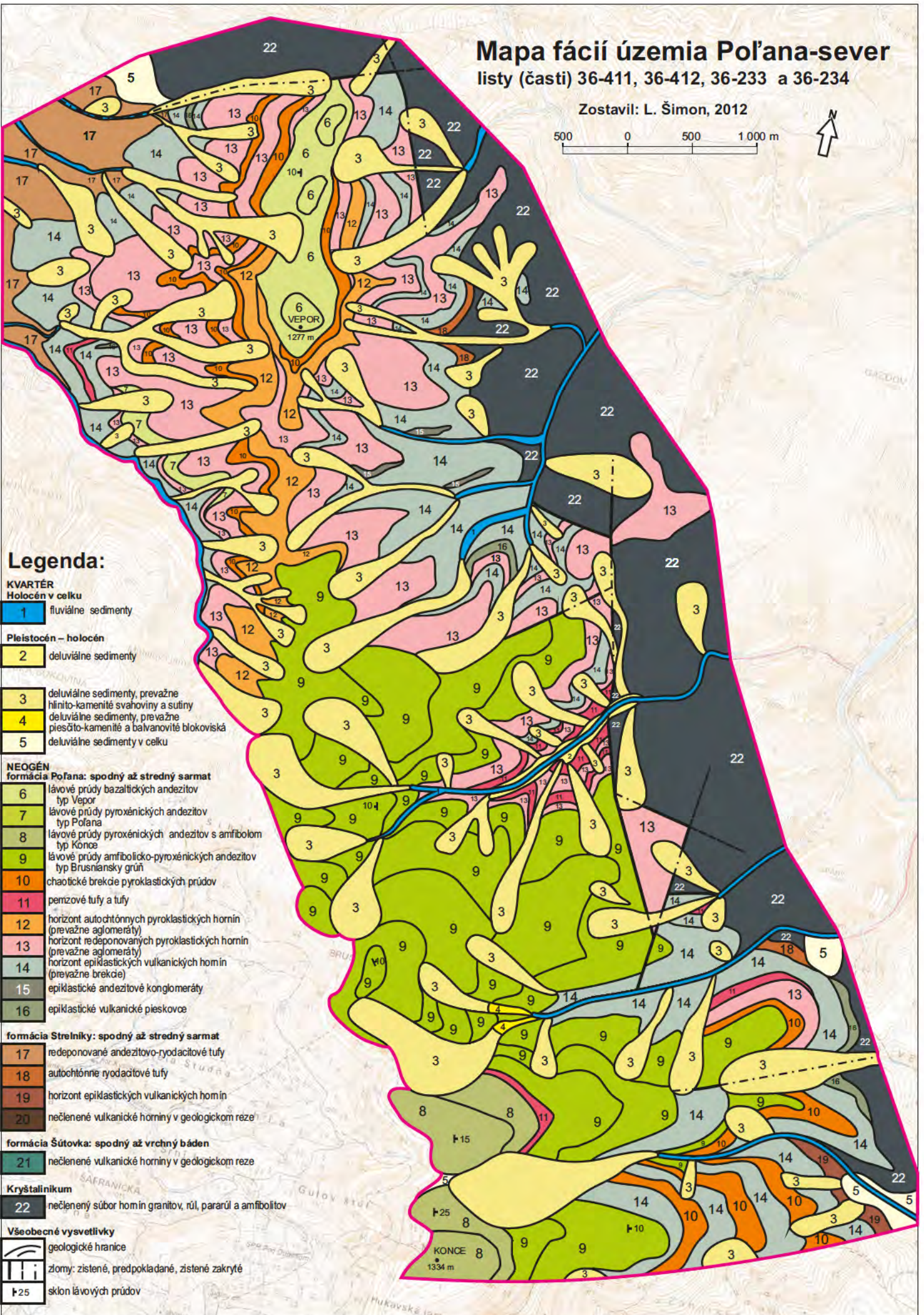
Vulkanické formácie od mladších po staršie reprezentujú (pozri mapu fácií územia Poľana-sever, obr. 58): 1. formácia Poľana, 2. formácia Strelníky, 3. formácia Šútovka (vyskytuje sa len v geologickom reze; pozri geologický rez A – B územím Poľana-sever, obr. 4).

Obr. 58. Mapa fácií územia Poľana-sever. ►

Mapa facií územia Poľana-sever listy (časti) 36-411, 36-412, 36-233 a 36-234

Zostavil: L. Šimon, 2012

500 0 500 1 000 m



Legenda:

KVARTÉR

Holocén v celku

1 fluvialne sedimenty

Pleistocén – holocén

2 deluviálne sedimenty

3 deluviálne sedimenty, prevažne hlinito-kamenité svahoviny a sušiny
4 deluviálne sedimenty, prevažne piesčito-kamenité a balvanovité blokoviská deluviálne sedimenty v celku

NEOGÉN

formácia Poľana: spodný až stredný sarmat

- 6 lávové prúdy bazaltických andezitov typ Vepor
- 7 lávové prúdy pyroxénických andezitov typ Poľana
- 8 lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom typ Konce
- 9 lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov typ Brusniánsky grúň
- 10 chaotické brekie pyroklastických prúdov
- 11 pemzové tufy a tufy
- 12 horizont autochtónnych pyroklastických hornin (prevažne aglomeráty)
- 13 horizont redeponovaných pyroklastických hornin (prevažne aglomeráty)
- 14 horizont epiklastických vulkanických hornin (prevažne brekie)
- 15 epiklastické andezitové konglomeráty
- 16 epiklastické vulkanické pieskovce

formácia Strelníky: spodný až stredný sarmat

- 17 redeponované andezitovo-ryodacitové tufy
- 18 autochtónne ryodacitové tufy
- 19 horizont epiklastických vulkanických hornin
- 20 nečlenené vulkanické horniny v geologickom reze

formácia Šútovka: spodný až vrchný bádén

- 21 nečlenené vulkanické horniny v geologickom reze

Kryštalinikum

- 22 nečlenený súbor hornin granitov, rúl, pararúl a amfibolitov

Všeobecné vysvetlivky

- geologické hranice
- zlomy: zistené, predpokladané, zistené zakryté
- 25 sklon lávových prúdov

STRATIGRAFIA	LITOLOGICKÉ ZLOŽENIE	HRÚBKA	NÁZOV
stredný sarmat		500 m	formácia Poľana
spodný až stredný sarmat		120 m	formácia Strelníky

Obr. 57. Litostratigrafická tabuľka územia Poľana-sever.

Väčšiu časť územia buduje formácia Poľana so sukcesiou andezitových lávových prúdov a vulkanoklastík.

Litofaciálny vývoj územia je výsledkom zložitého vulkanického vývoja spojeného s vulkanicko-tektonickým vývojom oblasti.

Územie je rozčlenené na bloky a má hrast'ovo-prepadlinovú stavbu. Vulkanická činnosť andezitového a ryolitového charakteru formovala územie v bádene a pokračovala až do sarmatu. Zlomy sú orientované v smere SSV – JJZ až S – J a sú prednostne spojené s vývojom vulkanizmu.

Vulkanizmus v študovanej oblasti začal formovať územie vo vrchom bádene. Počiatočný bol andezitový vulkanizmus a reprezentuje ho formácia Sútovka (pozri geologický rez A – B, obr. 4).

V období spodného sarmatu sa vytvorila ďalšia vulkanická stavba reprezentujúca produkty kyslého ryodacitového vulkanizmu formácie Strelníky. Výsledkom vulkanizmu je komplex facií pyroklastík a epiklastík.

V období spodného až stredného sarmatu sa formovali produkty andezitového vulkanizmu formácie Poľana. Produktom vulkanizmu je komplex facií vulkanoklastík a lávových prúdov.

Vytvorili a definovali sme 5 typových litologických profilov formácie Poľana, ktoré charakterizujú vulkanické produkty jednotlivých oblastí študovaného územia Poľana-sever: 1. typový litologický profil oblasti Konce,

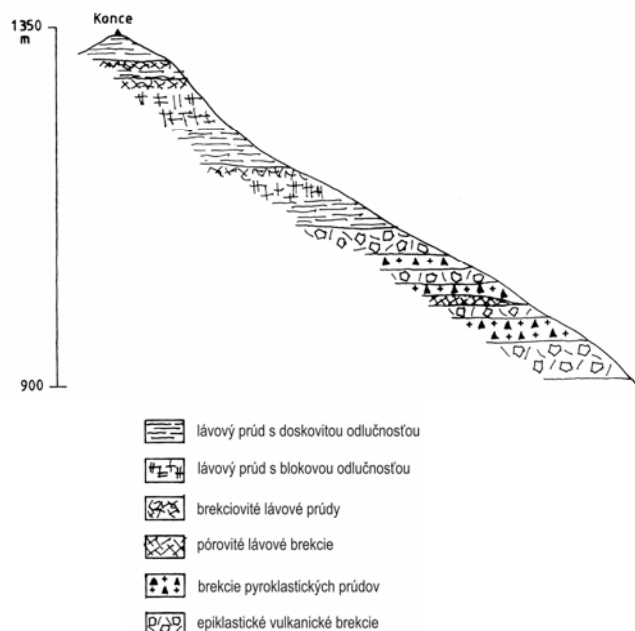
2. typový litologický profil oblasti Ramža,
3. typový litologický profil oblasti Brusniansky grúň,
4. typový litologický profil oblasti Hájny grúň,
5. typový litologický profil oblasti Vepor.

Typový litologický profil oblasti Konce

Typový profil formácie Poľana vo východnom svahu k. 1 344 Konce reprezentuje sukcesia epiklastických vulka-

nických brekcií a brekcií pyroklastických prúdov striedajúcich sa s epiklastikami a vložkou brekciovitého lávového prúdu amfibolicko-pyroxénického andezitu.

Vo vrchnej časti sa striedajú lávové prúdy s doskovitou a blokovitou odlučnosťou amfibolicko-pyroxénického andezitu typu Brusniansky grúň a vrcholová časť tvoria lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom typu Konce (obr. 59).



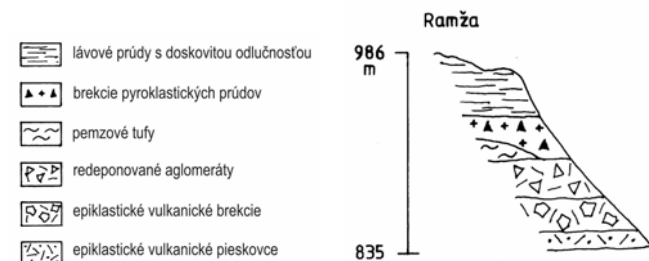
Obr. 59. Typový litologický profil formácie Poľana vo východnom svahu k. 1 344 Konce.

Typový litologický profil oblasti Ramža

Typový profil formácie Poľana v sv. svahu k. 986 Ramža reprezentuje na báze sukcesia epiklastických vulkanických brekcií.

Vyššie sú uložené brekcie pyroklastických prúdov a pemzové tufy so striedajúcimi sa redeponovanými pyroklastikami. Vyskytuje sa tu vložka brekciovitého lávového prúdu amfibolicko-pyroxénického andezitu typu Brusniansky grúň, nad ktorým je poloha epiklastík.

Vo vrchnej časti sa striedajú lávové prúdy s doskovitou a blokovitou odlučnosťou amfibolicko-pyroxénického andezitu (obr. 60).



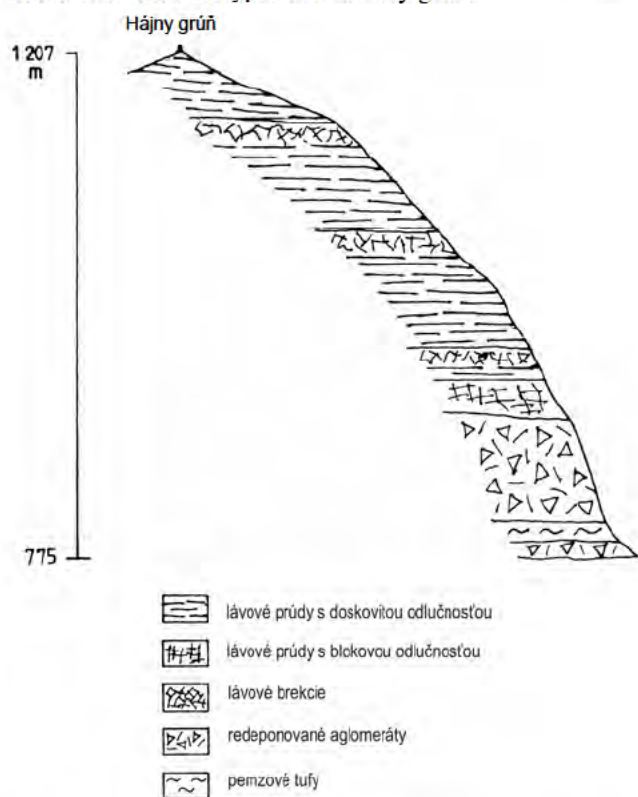
Obr. 60. Typový litologický profil formácie Poľana v sv. svahu k. 986 Ramža.

Typový litologický profil oblasti Brusniansky grúň

Typový profil formácie Poľana vo východnom svahu k 1 271 Brusniansky grúň (obr. 61) reprezentuje sukcesia

pemzových tufov a tufov s redeponovanými pyroklastickými horninami.

Vo vrchnej časti sa dominantne striedajú lávové prúdy s doskovitou a blokovitou odlučnosťou amfibolicko-pyroxénického andezitu typu Brusniansky grúň.



Obr. 61. Typový litostratigrafický profil formácie Poľana vo východnom svahu k. 1 271 Brusniansky grúň.

Typový litologický profil oblasti Hájny grúň

Typový profil formácie Poľana v jv. svahu k 1 207 Hájny grúň (obr. 62) reprezentuje sukcesia redeponovaných aglomerátov s epiklastikami s vložkami pemzových tufov.

Nad nimi je uložený horizont redeponovaných pyroklastických hornín s autochtónnymi pyroklastikami.

Vo vrchnej časti sa striedajú lávové prúdy s doskovitou a blokovitou odlučnosťou amfibolicko-pyroxénického andezitu typu Brusniansky grúň.

Typový litologický profil oblasti Vepor

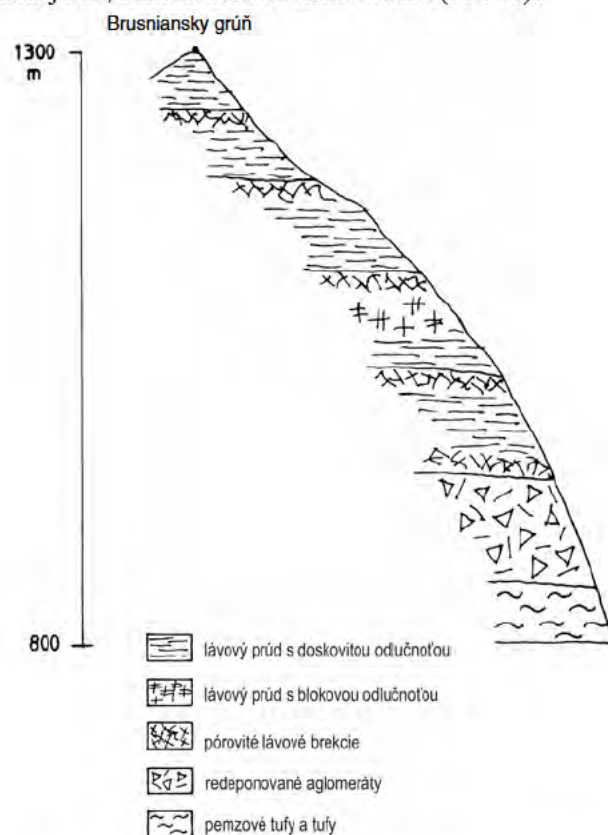
Typový profil formácie Poľana v západnom svahu k 1 277 Vepor (obr. 63) reprezentuje v spodnej časti sukcesia epiklastických vulkanických brekcií s vložkami epiklastických vulkanických pieskovecov a konglomerátov.

Vyskytujú sa tu aj vrstvy pemzových tufov, lávové prúdy pyroxénického andezitu typu Poľana a redeponované pyroklastiká.

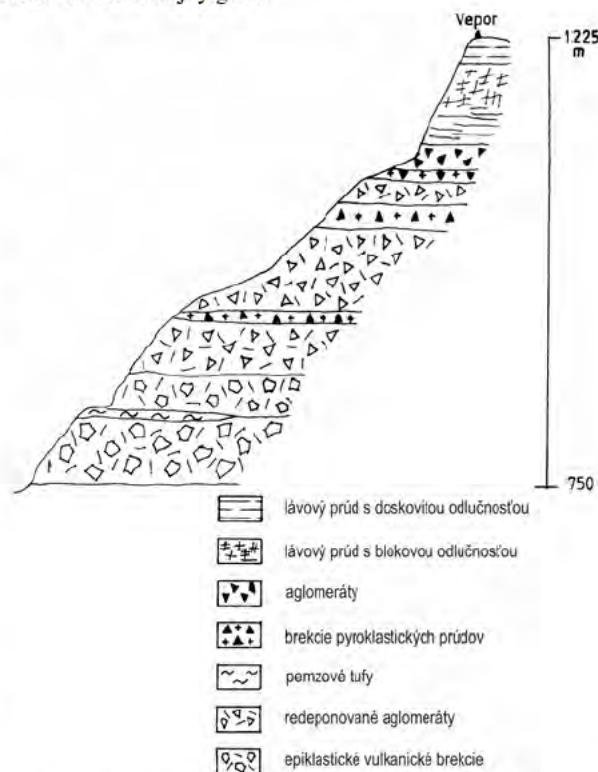
Nad touto sukcesiou je uložený horizont redeponovaných pyroklastických hornín striedajúcich sa s brekciami pyroklastických prúdov a autochtónnych aglomerátov.

Vo vrchnej časti je uložený lávový prúd s doskovitou a blokovitou odlučnosťou bazaltického andezitu typu Vepor.

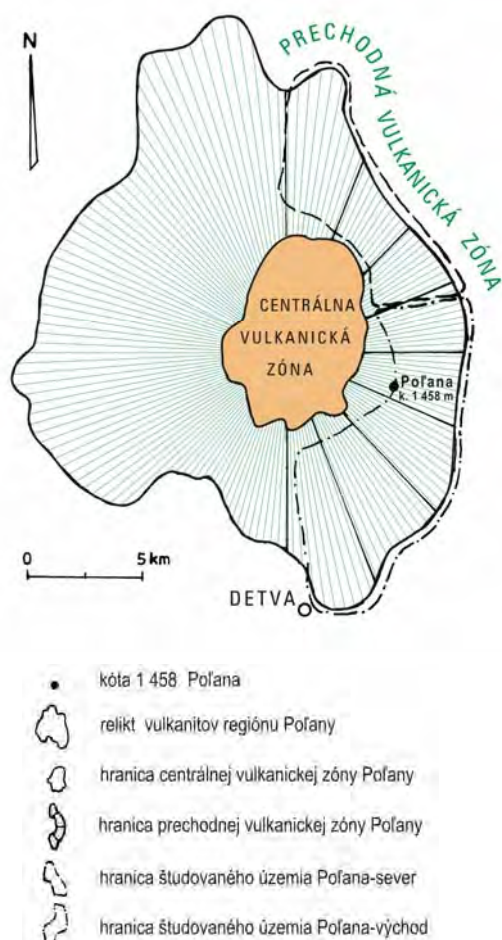
Z výsledkov vulkanologického štúdia vyplýva, že študované územie je uložené na vonkajšom vulkanickom plášti severnej a severovýchodnej časti prechodnej vulkanickej zóny sarmatského vulkánu Poľana (obr. 64).



Obr. 62. Typový litostratigrafický profil formácie Poľana v jv. svahu k. 1 271 Hájny grúň.



Obr. 63. Typový litostratigrafický profil formácie Poľana v západnom svahu k. 1 271 Vepor.



Obr. 64. Model uloženia vulkanických zón v študovanom území vulkánu Poľana.

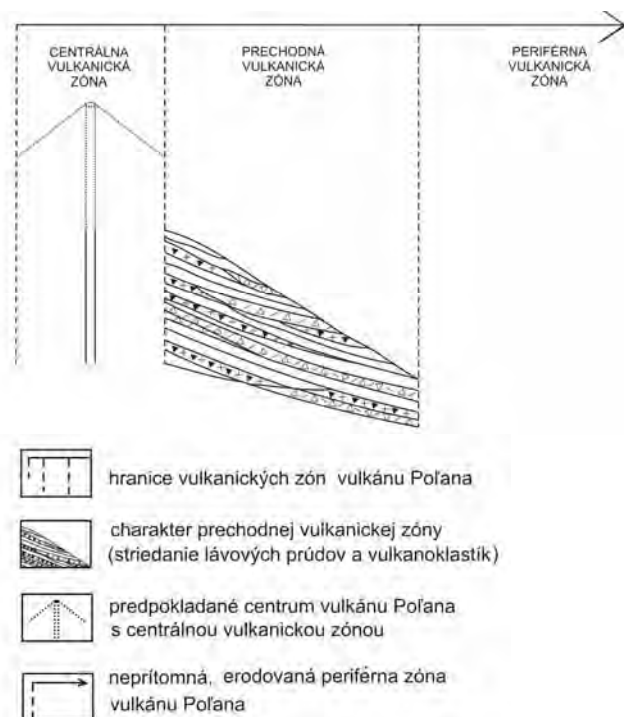
Vulkanické erupcie formujúce túto oblasť mali prevažne charakter suchozemského vulkanizmu. Vulkanizmus prebiehal v terestrickom prostredí v období tektonických pohybov.

Územie Poľana-sever reprezentuje relikť pôvodnej vulkanickej stavby komplexného stratovulkánu Poľana. Pre územie je charakteristické zastúpenie vulkanoklastických hornín a lávových prúdov, ktoré sú typické pre oblasti prechodnej vulkanickej zóny andezitového vulkánu v zmysle Casa a Wrighta (1988).

Vrcholová časť centrálnej vulkanickej zóny vulkánu Poľana je erodovaná. Zachovaná je časť priestoru centrálnej zóny na úrovni existujúceho reliéfu pohoria Poľana (obr. 65). Periférna vulkanická zóna vulkánu Poľana je úplne odstránená v dôsledku výzdvihu a predterciérne podložie je zvyčajne v tektonickom zlomovom styku s vulkanickými horninami (pozri geologickú mapu územia Poľana-sever, obr. 2).

Záver

Na základe vulkanologického výskumu založeného na geologickom terénnom profilovaní, litofaciálnej analýzy, litologicko-petrografického výskumu, petrologicko-mineralogického výskumu a geochemického výskumu sme v študovanom území vyčlenili 3 vulkanické formácie, 16 vulkanických facií a 5 typov vulkanických produktov. Vulkanické formácie reprezentujú formácia Šútovka, Strelníky a Poľana.



Obr. 65. Schematický model uloženia vulkanitov Poľana-sever.

Vulkanické faciie reprezentujú lávové prúdy typu Vepor, Poľana, Konce a Brusniansky grúň, chaotické brekcie pyroklastických prúdov, pemzové tuffy a tuffy, autochtónne pyroklastiká, redeponované pyroklastické horniny, epiklastické vulkanické brekcie, epiklastické vulkanické konglomeráty a epiklastické vulkanické pieskovce. Vulkanické produkty reprezentujú lávové prúdy, uložieniny pyroklastických prúdov, autochtónnych pyroklastických hornín, redeponovaných pyroklastických hornín a epiklastických vulkanických hornín.

Vulkanický vývoj produktov Poľany prebiehal v období vrchného bádenu až stredného sarmatu. Vulkanická stavba je zložitá a závisí od charakteru zlomovej tektoniky. V bádene v priebehu explozívno-efuzívnej aktivity vznikol menší andezitový vulkán (formácia Šútovka). V oblasti spodného sarmatu bol aktívny ryolitový vulkanizmus formácie Strelníky. V sarmate sa uložili produkty formácie Poľana andezitového vulkánu Poľana, pričom v tejto práci sme opísali najmä relikty prechodnej vulkanickej zóny vulkánu Poľana. Vulkanické erupcie formujúce oblasť mali charakter suchozemského vulkanizmu. Geologický proces, ktorý formoval územie, prebiehal najmä v terestrickom prostredí.

Výsledky tejto práce sú prínosom do poznania geológie, vulkanológie a charakteru vulkanických dejov. Potvrdili sme správnosť vyčlenenia novej formácie Poľana a opísali sme rôznorodosť faciálneho charakteru vulkanického komplexu Poľany. Podrobne sme rozdelili lávové prúdy amfibolicko-pyroxénického andezitu typu Brusniansky grúň a vyčlenili sme nový typ lávových prúdov bazaltických andezitov typu Vepor. V lávových prúdoch sme prvýkrát opísali veľké „diery“ v tvare jaskyne, ktoré môžu byť reliktom po obrovských paleostromoch. Na študovanom území sme potvrdili výskyt rozličných jedinečných vulkanoklastík. Redefinovali sme epiklastiká a opísali sme aj nové výskyt pyroklastických prúdov, autochtónnych

aglomerátov, pemzových tufov a redeponovaných aglomerátov. Podrobne sme spracovali horský kvartér a detailne sme ho rozčlenili na 5 hlavných facií v severnej časti pohoria Poľana. Detailne sme spracovali geochemické charakteristiky odobraných vzoriek z územia Poľana-sever a priniesli nové výsledky aj v tejto problematike.

Petrologická charakteristika územia Poľana-sever je prvýkrát spracovaná pomocou elektrónového mikroanalýzátora. Študované horniny vykázali veľkú rozmanitosť navzájom medzi jednotlivými vzorkami, rozdiely v jednotlivých minerálnych fázach v rámci jednej vzorky a veľkú variabilitu v ich chemickom zložení, a to aj v rámci jedného kryštálu. Táto rozmanitosť a variabilita poukazuje na dynamický magmatický rezervoár pod Poľanou, kde mohlo prísť k interakcii viacerých druhov magiem. Na študovanom území Poľana-sever sú prevažujúcim horninovým typom amfibolicko-pyroxénické andezity. Okrem nich sa v menšej miere vyskytujú bazaltické andezity a ojedinele pyroxénické andezity a pyroxénické andezity s amfibolom.

Amfibolicko-pyroxénické andezity netvoria petrograficky jednotný typ. Na základe zachovania amfibolu a miery vykryštalizovania základnej hmoty ich možno rozdeliť na tri skupiny:

1. amfibolicko-pyroxénické andezity so zachovanými amfibolmi a s hyalopilitickou základnou hmotou. Do tejto skupiny sme zaradili aj vzorku 524a, ktorá predstavuje jemnozrnný materiál, pravdepodobne pochádzajúci z magmy, ktorá rýchlo stuhla. Vzorka 1 564 má bližšie k pyroxénickým andezitom, pretože obsahuje amfiboly len veľmi zriedkavo.

2. amfibolicko-pyroxénické andezity so zachovanými, prípadne čiastočne opacitizovanými amfibolmi a vykryštalizovanou základnou hmotou. Vo vzorke 6SPS okrem vykryštalizovanej základnej hmoty môžeme nájsť aj sklovitú. Základná hmota vzorky 383 je pomerne tmavá (pozorovanie v mikroskope pri rovnobežných nikoloch), čo je spôsobené pomerne natesno usporiadanými plagioklasmi v základnej hmotě.

3. amfibolicko-pyroxénické andezity s čiastočne alebo úplne opacitizovanými amfibolmi a vykryštalizovanou základnou hmotou. Niektoré zo vzoriek (1 246, 4SPS a 8SPS) majú základnú hmotu dvoch farebných odtieňov – svetlú aj tmavú. Rozdiely v odtieni spôsobuje rôzny podiel plagioklasu a kremeňa: v tmavých zónach je viac plagioklasu a menej kremeňa oproti svetlým zónam.

Pre **bazaltické andezity** je typická prítomnosť olivínu a vyšší podiel klinopyroxénu oproti amfibolicko-pyroxénickým andezitom.

Študované minerálne fázy a ich zloženie a vzájomné vzťahy poukazujú na zložitý proces, ktoré prebiehali počas genézy magiem, z ktorých sa tvorili skúmané horniny.

Literatúra

Ambler, E. P. a Ashley, P. M., 1977: Vermicular orthopyroxene-magnetite symplectites from the Wateranga layered mafic intrusion, Queensland, Australia. *Lithos*, 10, 163 – 172.
Berlo, K., Blundy, J., Turner, S. a Hawkesworth, Ch., 2007: Textural and chemical variation in plagioclase phenocrysts from the 1980 eruptions of Mount St. Helens, USA. *Contr. Mineral. Petrology*, 154, 291 – 308.

Bezák, V. (ed.), Hraško, L., Kováčik, M., Madarás, J., Šiman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. a Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 178 s. ISBN 80-88974-08-9.
Cas, R. A. F. a Wright, J. V., 1988: Volcanic succession modern and ancient. London, Undin Hyman, 528 s. ISBN 0-04-552022-4.
Cole, J. W., Thordarson, T. a Burt, R. M., 2000: Magma origin and evolution of White Island (Whakaari) Volcano, Bay of Plenty, New Zealand. *J. Petrology* (Oxford), 41, 6, 867 – 895.
Coombs, M. L. a Gardner, J. E., 2004: Reaction rim growth on olivine in silicic melts: Implications for magma mixing. *Amer. Mineralogist*, 89, 748 – 759.
Dublan, L., 1981: Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany (kandidátska dizert. práca). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Dublan, L. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, L., Köhlerová, M., Marcin, D., Onačila, D., Scherer, S., Vozárová, A., Vozár, J. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 238 s. ISBN 80-85314-76-2.
Húsenica, J., 1958: Príspevok ku geologickej stavbe polygénnej sopky Poľany. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 49.
Janoušek, V., Colin, M. F. a Erban, V., 2008: Geochemical Data Toolkit for Windows written in R language, User's Guide to version 2.3.
Gill, J. B., 1981: Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin – Heidelberg – New York, Springer-Verlag, 390 s.
Goode, A. D. T., 1974: Oxidation of natural olivines. *Nature*, 248, 500 – 501.
Jakeš, P. a White, A. J. R., 1972: Hornblendes from calc-alkaline rocks of Island Arcs and continental margins. *Amer. Mineralogist*, 57, 887 – 902.
Ferguson, K. M., Dungan, M. A., Davidson, J. P. a Colucci, T. M., 1992: The Tatara-San Pedro Volcano, 36°S, Chile: A chemically variable, dominantly mafic magmatic system. *J. Petrology*, 33, 1, 1 – 43.
Fisher, V. R. a Schmincke, H. U., 1984: Pyroclastic rocks. Berlin, Springer, 472 s. ISBN 3-540-12756-9.
Konečný, V., Lexa, J. a Šefara, J., 1978: Vzťah vulkanizmu k morfoloogickým štruktúram predvulkanického podložja. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Konečný, V., Lexa, J., Šimon, L. a Dublan, L., 2001: Neogénny vulkanizmus stredného Slovenska. In: Šimon, L., Konečný, V. a Lexa, J., 2001: Banská Štiavnica – Mesto na vulkáne. *Miner. slov.* (Bratislava), 33, 3, 159 – 178.
Konečný, V., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: Geologic structure and evolution of intravolcanic depressions in the area of Neogene volcanism in Central Slovakia. In: *Miner. slov.* (Bratislava), 35, 3 – 4, 255 – 290.
Konečný, V. a Lexa, J., 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 203 s.
Kopecký, M., 1953: Zpráva o orientačním geologickém mapování na Poľane severne od Detvy. *Zpr. geol. Výzk. v r. 1952*, Praha.
Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, Ch. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. Ch., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J.,

- Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. a Yiouzhi, G., 1997: Nomenclature of Amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *Canad. Mineralogist*, 35, 219 – 246.
- McPhie, J., Doyle, M. a Allen, R., 1993: Volcanic texture. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University Tasmania, 197 s. ISBN 0-85901-522-X.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. a Gottardi, G., 1988: Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Mineralogist*, 73, 1 123 – 1 133.
- Mororrice, M. G. a Gill, J. B., 1986: Spatial patterns in the mineralogy of island arc magma series: Sangihe arc, Indonesia. *J. Volcanol. geotherm. Res. (Amsterdam, New York)*, 29, 1 – 4, 311 – 353.
- Pearce, T. H. a Kolisnik, A. M., 1990: Observations of plagioclase zoning using interference imaging. *Earth Sci. Rev.*, 29, 9 – 26.
- Nelson, S. T. a Montana, A., 1992: Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Amer. Mineralogist*, 77, 1 242 – 1 249.
- Schmincke, H. A., 2004: *Volcanism*. Berlin – Heidelberg – New York, Springer, 324 s. ISBN 3-540-42650-2.
- Shore, M. a Fowler, A. D., 1996: Oscillatory zoning in minerals; a common phenomenon. *Canad. Mineralogist*, 34, 1 111 – 1 126.
- Singer, B. S., Dungan, A. M. a Layne, G. D., 1995: Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *Amer. Mineralogist*, 80, s. 776 – 798.
- Sigurdsson, H. et al., 2000: *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego – San Francisco – New York – Boston – London – Sydney – Toronto, Academic Press, 1 417 s. ISBN 0-12-643140-X.
- Smith, G. A. a Lowe, D. R., 1991: Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow – hyperconcentrated flow continuum. In: *Sedimentation in volcanic settings*. Tulsa, Soc. sediment. geol., 59 – 70. ISBN 0-918985-89-7.
- Streck, M. J., 2008: Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Rev. Mineral. Geochem.*, 69, 595 – 622.
- Šimon, L. in Bezák, V. (ed.), Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, L., Grecula, P., Hraško, L., Ivanička, J., Jacko st., S., Jacko ml., S., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Bratislava), Kováčik, M. (Košice), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšovský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: *Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000*. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 53. ISBN 978-80-89343-28-7.
- Šimon, L. a Lexa, J. in: Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšovský, M., Siman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: *Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaž a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000*. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 218 s.
- Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2010: *Geologické profilovanie a paleovulkanické rekonštrukcie sarmatsko-bádenskej stavby stratovulkánu Poľana-východ*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 206.
- Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2011: *Paleovulkanická rekonštrukcia územia z juhovýchodnej časti pohoria Poľana*. *Geol. Práce, Správy* 118. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 17 – 57.
- Šimon, L., Kollárová, V., Kováčiková, M. a Šimonová, B., 2012: *Geologické profilovanie a paleovulkanické rekonštrukcie vulkanickej stavby stratovulkánu Poľana-sever*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 105.
- Vass, D. (ed.), Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köller, E., Krystek, I., Lexa, J. a Nemčok, J., 1988: *Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.

Nové poznatky o stratigrafii a litologickom zložení neogénnych a kvartérnych sedimentov regiónu Záhorská nížina

KLEMENT FORDINÁL, JURAJ MAGLAY, ALEXANDER NAGY, MICHAL ELEČKO, MARTIN VLAČIKY, MARTINA MORAVCOVÁ, ADRIENA ZLINSKÁ, IVAN BARÁTH, DANIELA BOOROVÁ, KATARÍNA ŽECOVÁ a LADISLAV ŠIMON

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstract. In this paper we summarize new data, obtained by geological mapping of the Záhorie lowland region in the years 2006 – 2011. The surface of this region is built mostly by Quaternary deposits, while at the eastern margin also less abundant Neogene and Paleogene deposits and Mesozoic and Paleozoic rocks are present. The oldest Neogene deposits are of early Miocene age. In the Vienna Basin infill, they are overlapped by *Lanzhot Formation* of Lower Badenian age. In the lower part of the *Jakubov Formation* (Middle Badenian), there are *Žižkov Member*, present on the surface on the Lakšárska Nová Ves elevation. In the basin infill, they are covered by mostly sandy deposits of the *Stupava Member* and by clayey *Jakubov Formation*. At the foothill of the Malé Karpaty Mts., there are outcropping deposits of the *Devínska Nová Ves Formation* with changing lithology. In this formation we registered for the first time the presence of rhyolite tuff layer. The Upper Badenian deposits are represented by *Studienka Formation* with marginal *Sandberg Member*. They are covered by the deposits of Sarmatian age, represented by *Holíč* and *Skalica formations*. The youngest Miocene deposits are of Pannonian age, represented by *Bzenec*, *Čáry* and *Gbely formations*. The Pliocene deposits are preserved only in the Kúty and Zohor-Plavecký Mikuláš depressions. The Quaternary deposits are covering almost all the area of the studied part of the Záhorie lowland. The Quaternary geological framework of the area is built by almost full spectra of the terrestrial genetic types of deposits. Among the preserved genetic types, accumulations of aeolian sand are dominant, according to their thickness, lateral distribution and specific facial development. Important Quaternary deposits types are also fluvial accumulations in the studied area. At the western margin of the Malé Karpaty Mts. (Borinka, Pernek villages), we recognized new occurrences of chemogene-organogene spring limestones, bount to the contact between the Neogene deposits and the Tatric Borinka Unit.

Key words: Záhorie Lowland, stratigraphy, Neogene lithostratigraphic units, Quaternary deposits

Úvod

V rokoch 2006 až 2011 sa v rámci projektu číslo 01 06 Ministerstva životného prostredia SR realizoval geologický výskum v oblasti Záhorskej nížiny. Cieľom bolo zostavenie novej geologickej mapy regiónu Záhorská nížina v mierke 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami.

Prvé podrobné geologické mapovanie v regióne sa začalo v roku 1957 v súvislosti s výstavbou vodného diela Wolfstahl (Šlahor et al., 1958) a pokračovalo sa v ňom (Vaškovský et al., 1960; Sabol a Baňacký, 1961; Sabol, 1964) až do roku 1969, keď boli zostavené geologické mapy uvedeného regiónu v mierke 1 : 25 000 a textová správa (Baňacký a Sabol, 1969). Na základe uvedených máp bola zostavená regionálna geologická mapa Záhorskej nížiny

v mierke 1 : 50 000, ktorá bola vydaná tlačou v roku 1973 (Baňacký a Sabol, 1973) bez textových vysvetliviek.

V priebehu nového geologického mapovania regiónu Záhorská nížina sa získalo mnoho nových poznatkov o stratigrafii neogénnych a kvartérnych sedimentov. Po prvýkrát boli exaktne datované viate piesky, travertíny z Borinky a Perneka, rašelina z Rohožníka, fosílna pôda z Borského Mikuláša a fosílné zvyšky z fluvialných sedimentov Moravy z Malých Levár.

Viate piesky boli datované metódou OSL (*Optically stimulated luminescence*) na Humboldtovej univerzite v Berlíne a organické a chemogénne sedimenty (rašelina, pochovaná pôda, travertíny) a fosílné zvyšky (kosti rodu *Megaloceros*) metódou AMS (*Accelerator mass spectrometry*) v Rádiokarbónovom laboratóriu v Poznani.

V rámci geologického mapovania sa v dvoch etapách, a to v roku 2008 a 2009, realizovali plytké mapovacie útvary (obr. 8). Ich účelom bolo zistiť hrúbku, genézu a stratigrafické zaradenie kvartérnych usadenín, ako aj stratigrafické zaradenie podloží neogénnych sedimentov (tab. 6).

Hranice územia novej geologickej mapy regiónu Záhorská nížina boli stanovené tak, aby bol do mapy zahrnutý aj doteraz nezmapovaný úsek s rozlohou asi 10 km² na styku regiónov Malé Karpaty (Mahel' a Cambel, 1972), Záhorská nížina (Baňacký a Sabol, 1973), Myjavská pahorkatina, Brezovské a Čachtické Karpaty (Began et al., 1984) a Chvojnická pahorkatina a severná časť Borskej nížiny (Baňacký et al., 1996a).

V článku sme sa zamerali na najnovšie poznatky o litologickej a faunistickej charakteristike litostratigrafických jednotiek neogénneho veku a významné genetické typy kvartérnych usadenín. Zhodnotenie všetkých doteraz známych údajov o celkovej neogénnej výplni slovenskej časti Viedenskej panvy a kvartérnom pokryve sú uvedené v textových vysvetlivkách k mape 1 : 50 000 Záhorskej nížiny (Fordinál et al., 2012a).

Charakteristika litostratigrafických jednotiek

Neogénne sedimenty

Sedimenty neogénneho veku vystupujú v regióne na povrch najmä pri západnom okraji Malých Karpát a len v malej miere v oblasti Záhorskej nížiny (obr. 1). Zo stratigrafického hľadiska sú zastúpené spodno- až vrchnomiocénne sedimenty. Pliocénne usadeniny sa vyskytujú len v kútskej a zohorsko-plaveckej depresii a sú prekryté sedimentmi kvartérneho veku (obr. 2).

Spodnomiocénne sedimenty reprezentuje *podbrančský zlepenec* egenburského veku, *planinské súvrstvie* otnansko-spodnokarpatského veku, *lakšárske súvrstvie s prietržskými vrstvami* spodnokarpatského veku a *závodské súvrstvie s jablonickým zlepencom* vrchnokarpatského veku.

Podbrančský zlepenec (Kodym a Matějka, 1923) vystupuje na povrch v severnej časti Malých Karpát v okolí obce Prievaly a Rozbehov, časti obce Cerová (fototab. I, obr. 1 – 2). Nachádza sa v nadloží triasových karbonátov jablonickej a havranickej kryhy považského príkrovu hronika. Bázu *podbrančského zlepenca* tvoria dolomitické brekcie a balvanovité (obliaky 30 – 40 cm) a drobnozrnné zlepenca. Tieto sedimenty boli transportované sutinovými prúdmi (*talus flow*). Smerom do nadložia uvedené sedimenty prechádzajú do hrubolavcovitých masívnych zlepenecov a pieskovcov s dobre opracovanými obliakmi. Túto časť vrstvomého sledu môžeme považovať za proximálnu časť formujúceho sa morského náplavového kužľa. V terminálnej časti vrstvomého sledu nachádzajúceho sa v širšom okolí obce Cerová-Rozbehy sa vyskytujú lavicovité a doskovité vrstvitité, gradačne zvrstvené zlepenca, ktoré reprezentujú pravdepodobne usadeniny proximálnej až strednej časti náplavového kužľa (Kováč et al., 1988). Farba zlepenecov a pieskovcov je väčšinou svetlosivá alebo svetlobielosivá, niekedy žltkastá, v prípade strednozrnných vápnitých pieskovcov a piesčitých vápenecov miestami modrosivá (Buday, 1955a; Buday a Cicha, 1956; Buday et al., 1963). *Podbrančský zlepenec* sa usadil v **litorálnom prostredí**, materiál bol derivovaný z okrajov panvy, v prostredí piesčito-kamenistých pláží (Baráth a Kováč, 1989). Zlepenca dosahujú hrúbku okolo 50 m.

Planinské súvrstvie (Kováč et al., 1992) sa nachádza na severnom okraji Malých Karpát v širšom okolí obcí Prievaly, Cerová a Trstín. Tvoria ho najmä ílovce a prachovce striedajúce sa s pieskovcami a zlepencami. Bázu vrstvomého sledu *planinského súvrstvia* tvoria zlepenca s ílovitým tmelom tmavosivej farby („*pebbly mudstone*“). V ich nadloží sú ílovce s laminami a popraškami siltu, v ktorých je časté prúdovo-čerínové, šikmé a flaserové zvrstvenie a stopy po plytkomorskej bioturbácii. V uvedených sedimentoch sa zistila vápnitá nanoflóra zóny NN-3 (Kováč et al., 1992). Vo vrchnej časti uvedeného súvrstvia prevládajú ílovce a ílovce s popraškami siltu na vrstvomých plochách striedajúce sa s polohami prachovcov a pieskovcov, ktorých smerom do nadložia ubúda. Charakteristické je šikmé zvrstvenie, prítomnosť zuhoľnatých zvyškov rastlín a stopy po bioturbácii, zriedkavo sa vyskytujúce šupiny rýb a schránky bivalvií.

Medzi otnanskými a spodnokarpatskými sedimentmi sa nezistilo žiadne erozívne rozhranie, čo poukazuje na nepretržitú sedimentáciu. Prechod medzi otnanskými a karpatskými sedimentmi z biostratigrafického hľadiska charakterizujú chudobné plytkovodné spoločenstvá foraminifer znášajúce zníženie salinity s prevahou druhov *Ammonia beccarii* (L.), ktoré sprevádza spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu s výraznou prevahou druhu *Coccolithus pelagicus* (Kováč et al., 1992). Marginálne vývoje *planinského súvrstvia* tvoria striedajúce sa zlepenca a pieskovce. Spodnokarpatský vrstvomý sled sa vyznačuje množstvom gradačných cyklov, ktoré sa začínajú zlepencami až brekciami a smerom do nadložia prechádzajú do pieskovcov, siltovcov a ílovcov. Prevládajúca farba je zelenosivá a sivá. Cha-

rakteristické sú tenké vrstvičky zuhoľnatej organickej hmoty a vysoký obsah autigénneho pyritu (Kováč et al., l. c.). *Planinské súvrstvie* dosahuje hrúbku 150 – 200 m.

Lakšárske súvrstvie (Špička a Zapletalová, 1964) v regióne reprezentujú *prietržské vrstvy* a panvové usadeniny, tvorené prevažne ílmi a siltmi s vrstvičkami pieskovcov.

Sedimenty *prietržských vrstiev*¹ (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996a) vystupujú na povrch severne od obce Osuské. Je pre ne charakteristické striedanie vrstiev pieskovcov, ílovcov a siltovcov. Pieskovce sú drobné- a strednozrnné, svetlosivej a hnedosivej farby, pozitívne gradačne zvrstvené. Vrstvy pieskovcov dosahujú hrúbku 10 – 50 cm. Ílovce a siltovce majú zelenkavosivú a žltkavosivú farbu. Vyznačujú sa často nápadným nahromadením muskovitu na vrstvomých plochách. Pomer pieskovcov a pelítov je premenlivý. Fauna je v uvedených vrstvách chudobná. Našli sa len ojedinelé úlomky tenkostenných schránok mäkkýšov (Baňacký et al., 1996b; Buday, 1955a) a stratigraficky nevýznamné druhy foraminifer (Zlinská in Baňacký et al., 1996b). Svojou litologickou náplňou *prietržské vrstvy* pripomínajú **turbiditnú sedimentáciu distálneho deltového systému**. Hrúbka vrstiev je v desiatkach metrov (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996b).

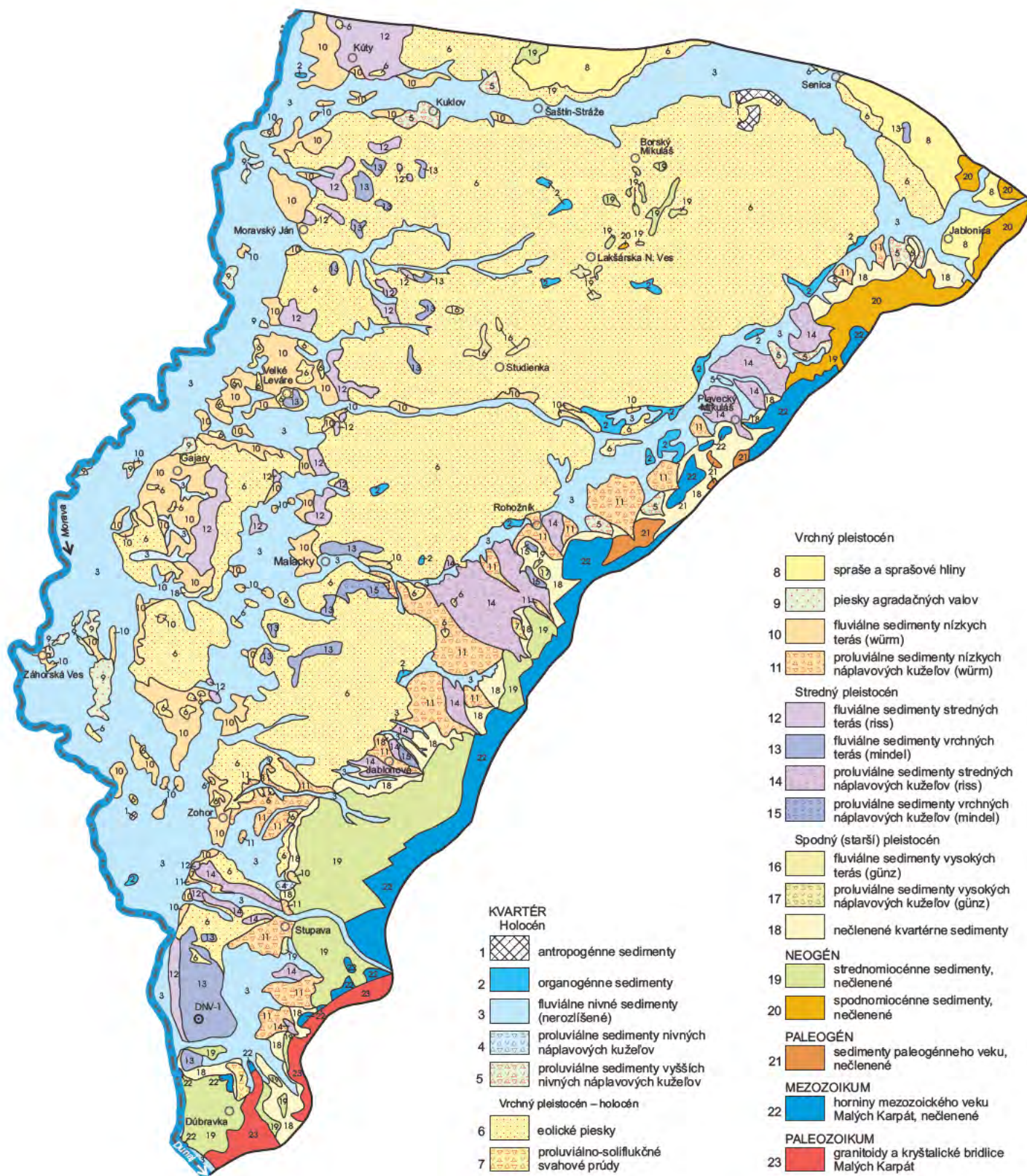
Panvové sedimenty *lakšárskeho súvrstvia* (Špička a Zapletalová, 1964) vystupujú na povrch v okolí obcí Cerová a Senica. Východne od obce Cerová v starom ílovisku sú sedimenty *lakšárskeho súvrstvia* tvorené sivými laminovanými ílmi a siltmi s tenkými vrstvičkami pieskovcov. Obsahujú faunu mäkkýšov (Harzhauser et al., 2011) a otolitov rýb (Chalupová a Ledvák, 2007). Sedimenty *lakšárskeho súvrstvia* sa usadzovali v **hlbokomorskom batyálnom prostredí** (Kováč a Hudáčková, 1997). Súvrstvie dosahuje hrúbku až 1 000 m.

Závodské súvrstvie (Špička a Zapletalová, 1963) je zložené z bazálneho *šaštínskeho piesku*, aluviálno-deltových sedimentov *jablonických zlepenecov* a morských až brakických panvových usadenín.

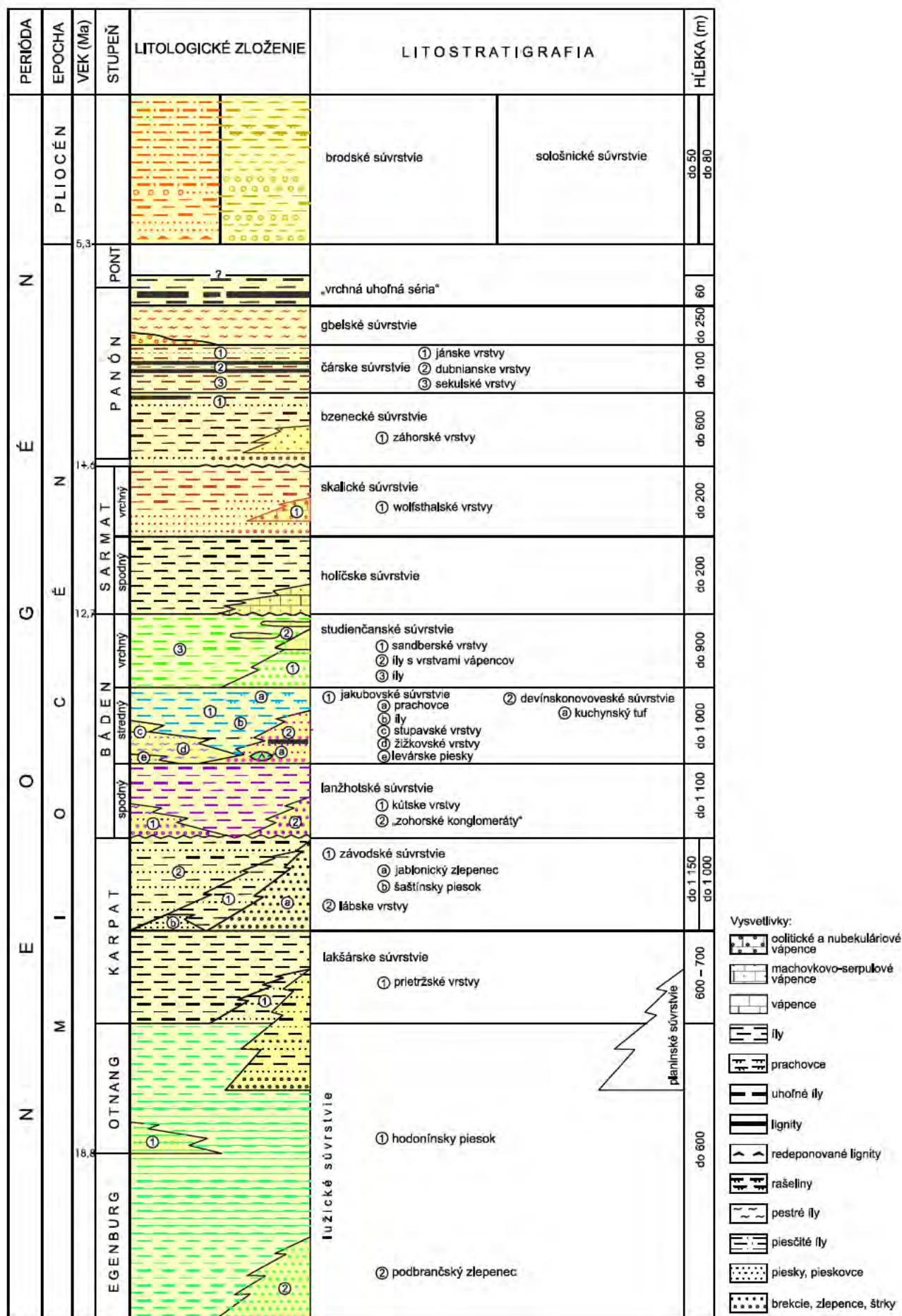
*Jablonický zlepenec*² (Buday, 1955c) sa v regióne nachádza na západnom okraji Malých Karpát medzi obcami Prievaly a Osuské. Sedimenty *jablonického zlepenca* sú veľmi dobre odkryté v hlbokoj erozívnej ryhe nachádzajúcej sa asi 1,5 km jv. od obce Cerová (fototab. I, obr. 3). Uvedenú litostratigrafickú jednotku reprezentujú polymiktne zlepenca, smerom do nadložia prechádzajúce do pieskovcov. Zlepenca sú zložené z obliakov mezozoických vápenecov, kremencov, kremeňa, rohovcov, kriedových a paleogénnych pieskovcov, granitoidov, fylitov a bazických efuzív. Opracovanie obliakov v zlepencoch je veľmi dobré až dokonalé, vytriedenie je zlé. Vo vrstvomom slede zlepenecov sa striedajú vrstvy s rôznou zrnitosťou s pomerne dobre vytriedeným materiálom. Najviac rozšíreným typom sú drobné- až strednozrnné zlepenca s veľkosťou

¹ V minulosti sa označovali ako „flyšové vrstvy vrchného helvétu“ (Buday, 1955a), resp. „flyšoidný vývoj vrchného helvétu“ (Buday in Buday et al., 1962).

² *Jablonický zlepenec* sa považoval za bazálny člen *lakšárskeho súvrstvia* (Cicha in Buday et al., 1963). Novšie Kováč et al. (1991, 2001) zastávajú názor, že zlepenec predstavuje regresívnu fáciu stratigrafického rozsahu neskorý karpát – raný bádén. Na základe faciálneho vývoja a superpozičných vzťahov sme *jablonický zlepenec* stratigraficky začlenili do vrchného karpátu a z litostratigrafického hľadiska ako člen *závodského súvrstvia* (Fordinál et al., 2012a).



Obr. 1. Schematická geologická mapa regiónu Záhorská nížina (zostavili K. Fordinál a J. Maglay, 2013).



Obr. 2. Litostratigrafická tabuľka neogénnej výplne slovenskej časti Viedenskej panvy (K. Fordinál, 2012).

obliakov od 2 do 10 cm. Tmel v zlepenoch je vápniťo-piesčité, miestami len vápniť. Pieskovce sú hnedosivej a modrosivej farby. Miestami sa v *jablonických zlepenoch* vyskytujú vrstvy šošovkovite zvrstvených netriedených konglomerátov s piesčito-flovitou prímiesou (fototab. I, obr. 4) reprezentujúcich produkty prívalových neusporiadaných tokov.

Sedimenty *jablonických zlepenov* reprezentujú **usadeniny aluviálno-deltových vejárov** (Baráth, 1993a; Kováč, 1985, 1986). Ich hrúbka je od niekoľko metrov až prvé desiatky metrov. *Závodské súvrstvie* dosahuje hrúbku až 1 150 m.

Strednobádenské sedimenty v regióne sú zastúpené terestrickým *devínskonovoveským súvrstvom* (Vass et al., 1988; Fordinál in Kohút et al., 2007; Fordinál et al., 2010) a morskými usadeninami *jakubovského súvrstvia* (Špička, 1966; Vass, 2002).

Devínskonovoveské súvrstvie reprezentujú viaceré litofácie. V najväčšej miere sú zastúpené brekcie, štrky a nevápniťe piesky. V menšej miere sa v uvedenom súvrství vyskytujú aj silty, prachovce, íly, uhoľné íly a lignity (obr. 3) a na jednej lokalite aj ryolitové tufy.

Čiastkový stratotyp *súvrstvia* sa nachádza na severnom okraji obce Borinka v záreze lesnej cesty vedúcej na hrad Pajštún (fototab. I, obr. 5). V stenách tohto zárezu dlhom asi 70 m a vysokom až 8 m vystupujú takmer monomiktne žulové brekcie (fototab. I, obr. 6) tvorené chaoticky uloženými ostrohrannými blokmi granitoidov (do 40 cm). Ich podiel v hornine je až 95 %. Ojedinele sa v brekciách nachádzajú slabo opracované úlomky kremeňov a silne zvetrané úlomky kryštalických bridlíc (do 2 cm). Matrix je prachovo-piesčité, s vysokým obsahom muskovitu, nevápniť, resp. slabo vápniť. Reprezentuje materiál fosílnych kôr zvetrávania prevažne na granitoidných horninách. Z genetického hľadiska uvedené usadeniny reprezentujú sedimenty **sutínových a múrových kuželov** (Vass et al., 1988).

Piesky tvoriace súčasť *devínskonovoveského súvrstvia* sú žltej a žltohnedej farby, nevápniťe, stredno- až hrubozrné, niekedy s tenkými vrstvami štrkov (fototab. I, obr. 7) a prepláškami (1 – 2 cm) ílov (fototab. I, obr. 8). Vo vrte PKH-2 (Borinka) boli piesky na základe sedimentologického vyhodnotenia charakterizované ako strednozrné, so štrkovou a prachovou prímiesou. Na základe hodnôt sigma ϕ (1,4 – 2,6) boli začlenené k zle až veľmi zle vytriedeným sedimentom (Nagy in Polák a Nagy, 1993). Z genetického hľadiska piesky zaradujeme v prevažnej miere k **distálnym aluviálnym náplavom**. Piesky s tenkými vrstvami štrkov sa usadili v **litorálnej zóne**, kde boli aluviálne sedimenty prepracované morským vlnením v procese regionálneho stúpania relatívnej morskej hladiny (Baráth in Fordinál et al., 2010).

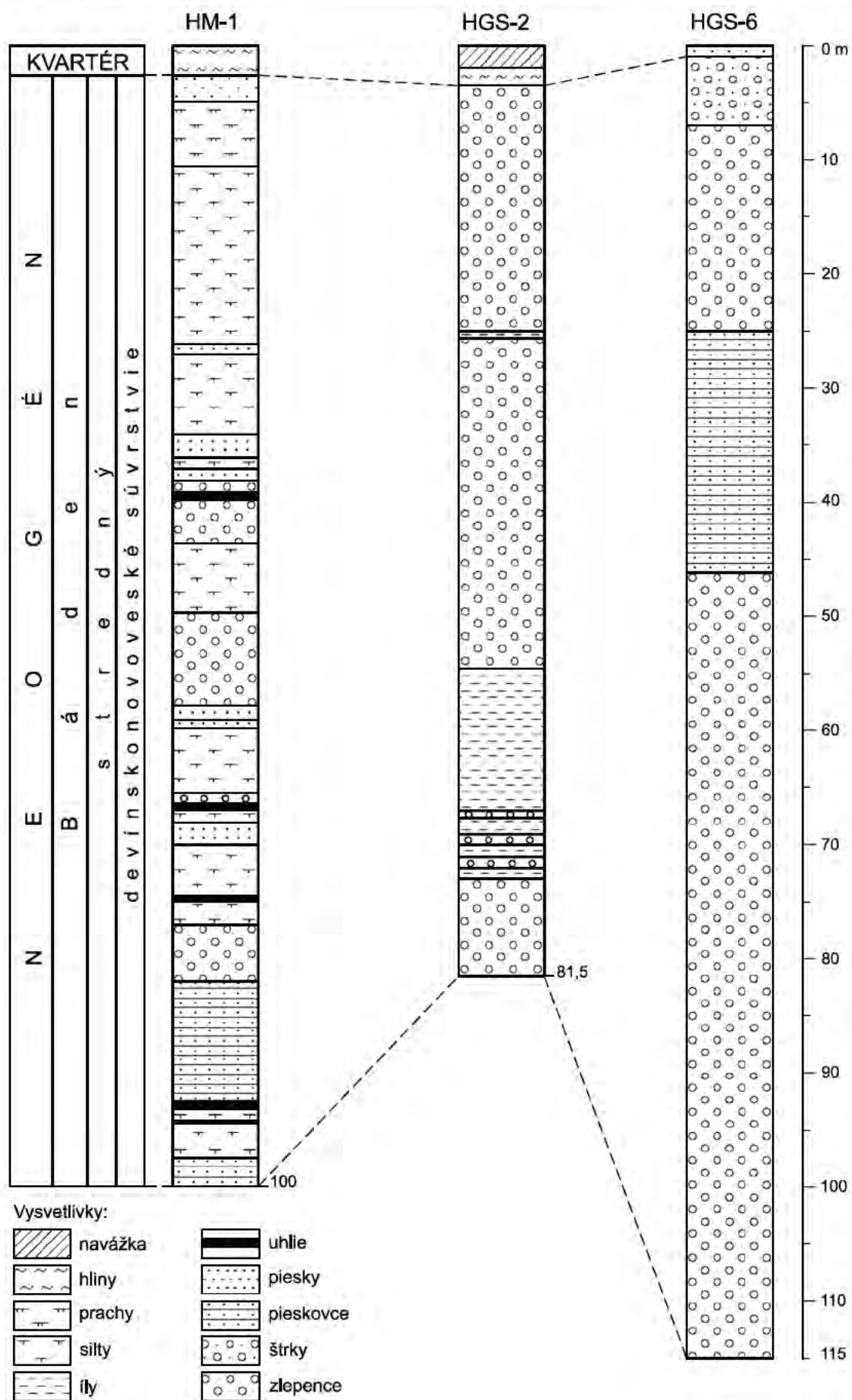
Íly nachádzajúce sa v *devínskonovoveskom súvrství* sú svetlosivozelené, hrdzavo škvrnité, nevápniťe, s rôznym obsahom piesčitej frakcie. Zistili sa v nich palynomorfy pochádzajúce z vlhkomilných a príbrežných rastlín rodov *Betula*, *Nuphar*, *Osmunda*, *Salix* a *Sphagnum*, čeľade Ranunculaceae a Selaginellaceae a zvyšky húb a spór machov (Vaněková, 2007). Uvedené íly predstavujú **akumulácie aluviálnych medzitokových plošín** a v distálnej časti prechádzajú do facií **deltových plošín** (Baráth in Fordinál et al., 2010).

V *devínskonovoveskom súvrství* sa zistil výskyt bielych a sivobielych ryolitových tufov, ktoré boli vyčlenené ako nová litostratigrafická jednotka – **kuchynský tuf** (Šimon et al., 2009). Tuf má podpornú stavbu matrixu a je zložený z klastov a úlomkov skla. Klasty majú strapaté okraje a úlomky skla sú charakteristicky vyduté dovnútra, čo poukazuje na to, že ide o uloženiny napadaných tufov (*ash-fall*). Pre úlomky vulkanického skla sú charakteristické stopy po trhaní expandujúcimi plynmi. Prítomné výrastlice plagioklasu a biotitu sú produktom explozívne dezintegrovanej juvenilnej magmy. Vystupujú tu aj drobné kryštaloklasty živcov, kremeňa a biotitov. Identifikovaný bol aj ortopyroxén, apatit, ilmenit a titanomagnetit. V medzivrstvových priestoroch a póroch sa nachádza výplň typu illit-smektit a kaolinit. V základnej hmote sú prítomné kryštaloklasty tabuľkovitého plagioklasu, biotitu, tabuľkovitého, lištovitého a ihličkovitého habitu a kremeňa (Šimon et al., l. c.). Na vrstvových plochách tufov sa vyskytovali prevažne zle zachované odtlačky listov a plodov. Identifikované boli listy patriace k druhu *Daphnogene polymorpha* (A. BR.) ETTINGSH., *Junglans* sp., *Dictyophyllum* sp., *Salix varians* GOEPPERT, *Ampelopsis* sp. a *Quercus* sp. a zástupcom čeľade Lauraceae (Kučerová in Fordinál et al., 2010). Celková hrúbka *devínskonovoveského súvrstvia* je až 330 m (vrt DNV-1, Vass et al., 1988).

Jakubovské súvrstvie reprezentuje morské až brakické sedimenty strednobádenského veku. Jeho členmi sú *levárské piesky* (Jiříček, 2002), *žičkovské vrstvy* (Vass, 2002) a *stupavské vrstvy* (Fordinál in Fordinál et al., 2009, 2012a). Panvové usadeniny *jakubovského súvrstvia* reprezentujú íly a prachovce.

Žičkovské vrstvy sa zistili na povrchu lakšárskej elevácie v širšom okolí Lakšárskej Novej Vsi a Borského Mikuláša³. Nachádzajú sa ako denudačné zvyšky na vyvýšeninách tvorených pelitickými sedimentmi *závodského súvrstvia* karpatského veku. Uvedené sedimenty majú transgresívny charakter a ležia diskordantne na podložitých sedimentoch (Rosenman a Zapletalová, 1956). *Žičkovské vrstvy* sú reprezentované polymiktými štrkami, hrdzavohnedými pieskami a pestro sfarbenými íli. Obliaky v zlepenoch sú zložené z vápencov, dolomitov, kremencov, kremeňa a ojedinele aj granitoidov. V uvedených sedimentoch sa zistili prevažne redeponované fosílie zo sedimentov karpatského veku. Ojedinele sa v nich našli bádenské mäkkýše a charakteristická mikrofauna stredného bádenu – zóny aglutinancií (Gabčo a Špička, 1970).

³ Na stratigrafické zaradenie pestrých vrstiev nachádzajúcich sa v nadloží šlírových sedimentov karpatského veku na lakšárskej elevácii existuje viacero názorov. Matějka (1937) ich začlenil k bazálnym bádenským (tortónskym) sedimentom. Neskôr boli zaradené k regresívnym usadeninám karpatského veku (Cílek a Cicha, 1956) alebo k bazálnym sedimentom spodnobádenského (spodnotortónského) veku (Buday a Špička, 1959). Na základe mikrobiostratigrafického zhodnotenia sedimentov cf. vrtov radu Lv (napr. Lv-353, -354) a niektorých povrchových východov boli pestré vrstvy biostratigraficky začlenené do stredného bádenu, zóny aglutinancií, a litostratigraficky boli zaradené do pesterj žičkovskej faciie (Gabčo a Špička, 1970).



Obr. 3. Litofácie devínskonovoveského súvrstvia vo vrtoch HM-1, HGS-2 a HGS-6 (zostavil K. Fordinál, 2013).

*Stupavské vrstvy*⁴ sa vyskytujú na svahoch Vrchnej hory,⁵ ako aj susednej nepomenovanej kóty jv. od Stupavy vo svahu kopca pri cintoríne v Stupave a v okolí kóty Rakytovec nachádzajúcej sa sv. od Stupavy. Sedimenty *stupavských vrstiev* pozostávajú z pieskov, pieskovecov a litotamniových vápencov.

Piesky sú žlté a sivožlté sfarbené, drobno- až strednozrné. Nachádzajú sa v nich schránky morských mäkkýšov. Z presnejšie nelokalizovaného odkryvu na svahu Vrchnej hory opísal Buday (1939) bohaté spoločenstvo morských gastropódov a bivalvií. Morskú, bližšie nešpecifikovanú faunu mäkkýšov uvádzajú Vass a Špička (1970) zo zárezu cesty východne od kóty Rakytovec. Okrem mäkkýšov sa v pieskoch *stupavských vrstiev* našla aj fauna foraminifer. Zistila sa v pieskoch na svahoch Vrchnej hory a nepomenovanej kóty nachádzajúcej sa sv. od Vrchnej hory v záreze lesnej cesty jv. od kóty Rakytovec a v odkryve vo svahu južne od uvedenej kóty (obr. 4). V pieskoch boli identifikované chudobné a málo diverzifikované spoločenstvá foraminifer, v ktorých mali najhojnejšie zastúpenie zástupcovia rodu *Elphidium* a druh *Ammonia beccarii* (L.). Okrem nich boli v získaných asociáciách prítomné taxóny *Asterigerinata planorbis* (ORB.) a *Uvigerina semiornata semiornata* ORB. (tab. 1).

V pieskoch *stupavských vrstiev* sa nachádzajú nesúvislé polohy a šošovky pieskovecov, ktoré boli na základe petrografického vyhodnotenia začlenené k jemnozrným vápniťm subarkózam (Siráňová, 2007).

K sedimentom *stupavských vrstiev* zaraďujeme drobno- a strednozrné piesky až pieskovec zistené v nadloží usadenín *devínskonovoveského súvrstvia* vo vrte DNV-1 (obr. 1). Zistila sa v nich bohatá fauna mäkkýšov, reprezentovaná najmä bivalviami *Chlamys flava* (DUBOIS), *Ch. multistriata* (POLI), *Parvilucina dentata* DEFANCE, *Cardides partschi* (GOLDFUSS) atď. (Ondrejčíková, 1987). *Stupavské vrstvy* sa vyskytujú aj v hydrogeologickom vrte HGP-3 situovanom pri diaľnici smerom do Brna jz. od Stupavy. Tvoria ich svetlosivé drobnozrné piesky s polohami pieskovecov, v ktorých sa našla bohatá fauna reprezentovaná gastropódami, bivalviami, foraminiferami a otolitmi rýb (Fordinál et al., 2002, 2003).

Litotamniové vápence *stupavských vrstiev* sa nachádzajú na vrchole Vrchnej hory jv. od Stupavy, na jej juhozápadnom svahu, ako aj na vrchole susednej nepomenovanej kóty. Vápence sú svetlosivožltej farby a zvetrávajú do siva. Dominantné zastúpenie v hornine majú červené

riasy, resp. ich fragmenty. Z rias boli identifikované druhy *Phymatolithon calcareum* (PALLAS) W. H. ADEY et D. L. MCKIBBIN, *Lithothamnion minervae* BASSO, *L. ramosissimum* (REUSS) PILLER, *L. valens* FOSLIE, *Sporolithon* sp., *Mesophyllum sancti-dionysii* M. LEMOINE, *Spongites* sp. a *Lithophyllum* sp. (Hrabovský a Fordinál, 2012; Hrabovský, 2013). Okrem nich boli v hornine prítomné foraminifery (*Amphistegina* sp., *Borelis mello* ORB., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Anomalina* sp., *Planorbulina* sp. atď.), gastropódy, bivalvie a červy (*Serpula* sp.). Základná hmota bola viac-menej rekryštalizovaná, spravidla mikritová/mikrosparitová, lokálne až sparitová. V hornine sa zistila prímies klatického nevytriedeného kremeňa do veľkosti až 1 mm. Ojedinele sa vo vápencoch vyskytovali úlomky granitoidov, metamorfitov a rohovecov (Boorová, 2007).

Z mikrofaciálneho hľadiska bolo možné vyčleniť riasovo-foraminiferovú, riasovo-gastropódovo-foraminiferovú a riasovo-machovkovo-foraminiferovú mikrofáciu (Boorová, l. c.)

K litotamniovým vápencom *stupavských vrstiev* zaraďujeme aj horniny zastihnuté vo vrte HZ-1 (11,0 – 148,0 m) v Devínskej Novej Vsi (obr. 5d, Polák et al., 1977), ktoré Švagrovský (1977) definoval ako organodetritické vápenné pieskovec s veľkým množstvom úlomkov litotamnií. V ich nadloží (0,4 – 11,0 m) sa v uvedenom vrte nachádzali zelené íly, ktoré boli začlenené do vrchného bádenu (Švagrovský, l. c.).

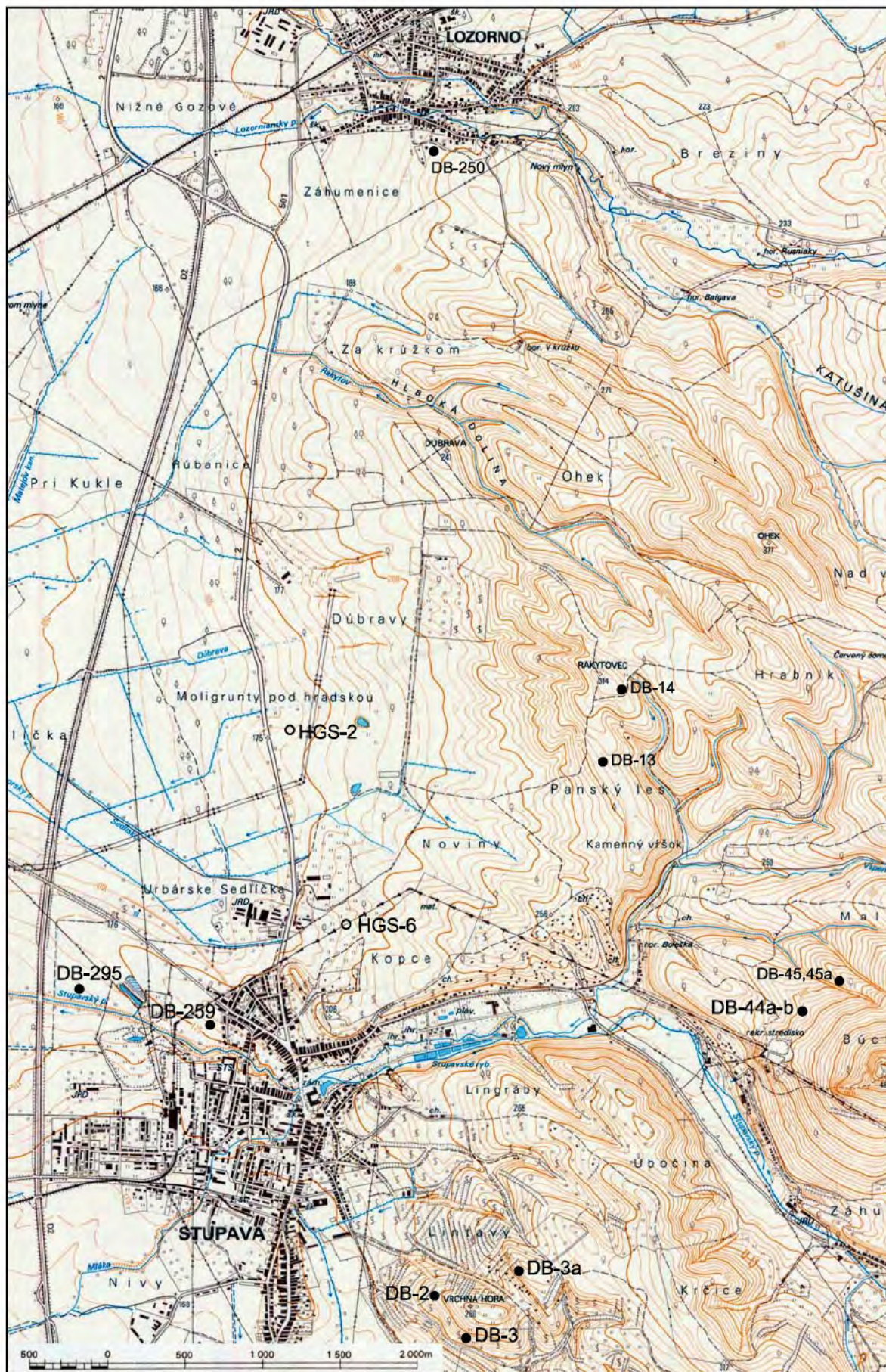
Panvové sedimenty *jakubovského súvrstvia* sú tvorené sivozelenými a modrosivými vápniťmi ílmi. Ich výskyt sa zistil na povrchu v základových jamách stavieb na západnom okraji Stupavy, na poliach a v záreze diaľnice západne od Stupavy (obr. 4). V uvedených sedimentoch sa našli bohaté spoločenstvá foraminifer (tab. 1), v ktorých boli identifikované druhy *Spiroplectinella carinata* (ORB.), *Uvigerina semiornata* ORB., *U. brunensis* KARRER, *Nonion commune* (ORB.), *Sphaeroidina bulloides* ORB. atď. (Zlinská, 2007). Okrem nich sa v týchto usadeninách našla aj vápniť nanoflóra reprezentovaná taxónmi *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH, *Calcidus premacintyreii* THEODORIDIS atď. (Žecová, 2007). Celková hrúbka *jakubovského súvrstvia* je 1 000 m.

Vrchnobádenské sedimenty Viedenskej panvy reprezentuje *studienčanské súvrstvie*, ktoré zastupujú okrajové plytkomorské *sandberské vrstvy* a panvové pelitické usadeniny.

Sandberské vrstvy sa vyskytujú na západnom okraji Malých Karpát, a to južne od Devínskej Novej Vsi (na Devínskej Kobyle), na území medzi Mariankou a Stupavou a v malej miere sú odkryté na úpätí Malých Karpát od Jablonového až po obec Kuchyňa. V rámci uvedených vrstiev boli vyčlenené viaceré litotypy. Na báze *sandberských vrstiev* sa nachádzajú hrubozrné až drobnozrné brekcie a zlepenice, ktoré majú s predterciálnym podloží transgresívny styk (Baráth et al., 1994). Petrografické zloženie klastov kopíruje bezprostredné podložie, resp. okolie. Môžu tak mať prevahu dolomity, vápence, kremence alebo horniny kryštalinika. Úlomky klastov dosahujú veľkosť väčšinou do prvej desiatky cm, ale napr. v oblasti Záhorskej Bystrice dosahujú veľkosť metrových blokov, zložených v prevažnej miere z karbonatických hornín tatrika

⁴ *Stupavské vrstvy* je nový názov namiesto názvu lábsky amfistegínový obzor (Buday, 1955b), neskôr lábsky obzor *hrušekých vrstiev* (Špička, 1966), *lábske piesky* (Baráth et al., 2001), pretože adjektívum lábsky už použil Buday (1955c) v publikovanej práci pre karpatské sedimenty v brakickom až sladkovodnom vývoji.

⁵ V minulosti sa piesky a pieskovec s faunou a polohami litotamniových vápencov nachádzajúce sa na Vrchnej hore pri Stupave stratigraficky zaraďovali rôzne. Buday (in Buday et al., 1962) tieto sedimenty koreloval s tzv. lábskym amfistegínovým horizontom, ktorý sa začleňoval na bázu vrchného tortónu (stredný bádén). Na bázu vrchného tortónu tieto sedimenty zaradili aj Cicha a Seněš (in Buday et al., 1965). Na regionálnej geologickej mape Záhorskej nížiny v M 1 : 50 000 boli uvedené sedimenty začlenené do devínskej série vrchnobádenského veku (Baňacký a Šabol, 1973). Na mape Bratislavy a okolia v M 1 : 25 000 (Vaškovič et al., 1988), ako aj mape Malých Karpát v M 1 : 50 000 (Plašienka et al., 1993) boli tieto piesčité sedimenty zaradené do studienčanského súvrstvia vrchnobádenského veku.



Obr. 4. Lokalizácia dokumentačných bodov v pieskoch stupavských vrstiev v okolí Stupavy a fíoch jakubovského súvrstvia v Lozorne a vrtoch HGS-2 a HGS-6.

Tab. 1. Zastúpenie jednotlivých druhov foraminifér v sedimentoch jakubovského súvrstvia na území Záhorskej nížiny (Zlinská, 2007).

Druhy	JAKUBOVSKÉ SÚVRSTVIE												
	stupavské vrstvy						prachovce						ily
	DB-2	DB-3	DB-3a	DB-13	DB-14	DB-44a	DB-44b	DB-45	DB-45a	DB-250	DB-259	DB-295	
<i>Ammonia beccarii</i> (L.)	+	+		+	+						+		
<i>Annodiscus miocenicus</i> KARRER								+					
<i>Anomalinoidea badenensis</i> (ORB.)											+		
<i>Astacolus crepidulus</i> (F. – M.)								+					
<i>Asterigerinata planorbis</i> (ORB.)	+	+	+		+		+		+				
<i>Baggina arenaria</i> (KARRER)													
<i>Bogdanowiczia pocutica</i> PISHV.													
<i>Bolivina dilatata dilatata</i> RSS.						+							
<i>Bolivina dilatata maxima</i> C. – Z.											+		
<i>Bulimina elongata elongata</i> ORB.				+									
<i>Bulimina subulata</i> CUSH. – PARKER						+				+			
<i>Bulimina striata</i> (ORB.)											+	+	
<i>Cancris auriculus</i> (F. – M.)													
<i>Cibicides ornatus</i> (C. – Z.)										+			
<i>Cibicides ungerianus</i> (ORB.)													
<i>Cibicides</i> sp.		+				+							
<i>Elphidium crispum</i> (L.)	+				+								
<i>Elphidium fichtellianum</i> (ORB.)	+	+	+	+	+								
<i>Elphidium flexuosum</i> (ORB.)													
<i>Elphidium macellum</i> (F. – M.)	+	+		+	+					+			
<i>Elphidium rugosum</i> (ORB.)				+	+								
<i>Fursenkoina acuta</i> (ORB.)													
<i>Gaudryinopsis beregoviensis</i> (VENGL.)									+				
<i>Globigerina bulloides</i> (ORB.)										+		+	
<i>Globigerina diplostoma</i> RSS.											+		
<i>Globigerina praebulloides</i> BLOW													
<i>Globigerina tarchanensis</i> SUBB. – CHUTZ.													
<i>Globigerina</i> aff. <i>tarchanensis</i> SUBB. – CHUTZ.													
<i>Globigerinella regularis</i> (ORB.)												+	
<i>Globigerinoides trilobus</i> RSS.										+		+	
<i>Globigerinoides quadrilobatus</i> (ORB.)										+		+	

Druhy	JAKUBOVSKÉ SÚVRSTVIE													
	stupavské vrstvy							prachovce						
	piesky							ily						
	DB-2	DB-3	DB-3a	DB-13	DB-14	DB-44a	DB-44b	DB-45	DB-45a	DB-250	DB-259	DB-295		
<i>Globoturbotalia decoraperta</i> (TAKAYN. – SAITO)											+		+	
<i>Globoturbotalia druryi</i> (AKERS)											+		+	
<i>Globoquadrina altispira</i> (CUSH. – JARVIS)											+		+	
<i>Guttulina communis</i> (ORB.)									+				+	
<i>Hansenisca soldanii</i> (ORB.)									+				+	
<i>Heterolepa diuemplei</i> (ORB.)	+								+				+	
<i>Lenticulina inornata</i> (ORB.)									+				+	
<i>Lobatula lobatula</i> (W. – J.)	+								+				+	
<i>Martinottiella communis</i> (ORB.)									+				+	
<i>Melonis pompilioides</i> (F. – M.)									+				+	
<i>Nodosaria longiscata</i> ORB.									+				+	
<i>Nonion commune</i> (F. – M.)				+									+	
<i>Orbulina suturalis</i> BROENN.													+	
<i>Oridorsalis umbonatus</i> (RSS.)													+	
<i>Planostegina politatista</i> (PAPP – KUPPER)			+										+	
<i>Praeglobbulimina pupoides</i> (ORB.)				+					+				+	
<i>Praeglobbulimina pyrula</i> (ORB.)									+				+	
<i>Pullenia bulloides</i> (ORB.)									+				+	
<i>Reophax pitulifer</i> BRADY										+			+	
<i>Semivulvulina deperdita</i> (ORB.)													+	
<i>Siphotextularia concava</i> (KARRER)													+	
<i>Sphaerodina bulloides</i> (ORB.)									+				+	
<i>Spiroplectinella carinata</i> (ORB.)									+				+	
<i>Stilosomella</i> sp.													+	
<i>Textularia pala</i> CZIZ.													+	
<i>Triloculina</i> sp.	+												+	
<i>Uvigerina bruniensis</i> KARRER													+	
<i>Uvigerina semiornata</i> ORB.				+									+	
<i>Uvigerina</i> sp.				+									+	
<i>Valvulinera complanata</i> (ORB.)									+				+	

(Koutek a Zoubek, 1936; Baráth et al., 1994). Kontakt s podloží je väčšinou erozívny, predstavujúci prostredie pobrežných zrubov a doložený tvorbou príbojových jaskýň (Mišík, 1976; Lehotský, 1992).

V miestach kontaktu neogénu s karbonatickým podloží, ale aj na povrchu klastov sú viditeľné hojné stopy vo vŕtavovej činnosti morských hubiek rodu *Cliona*, lastúrnikov rodov *Lithophaga*, *Gastrochaena* a *Barnea* a červov rodov *Polydora* a *Potamilla* (Radwanski, 1968).

Brekcie tvorené prevažne úlomkami mezozoických karbonátov sa zistili aj v nadloží sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* severne od obce Kuchyňa, na sz. svahu kóty *Bartalová* a na kóte *Chudý vrch*. V brekciách sa veľmi zriedkavo vyskytujú aj dobre zaoblené obliaky mezozoických karbonátov, ktorých povrch je navŕtaný morskými organizmami. Klasy v brekciách majú rôznu stupeň opracovania. Sú v hornine nepravidelne rozmiestnené, niekedy sú husto usporiadané a niekedy sa aj dotýkajú. Z mezozoických karbonátov sú v brekciách zastúpené horniny triasového a jursko-spodnokriedového veku.

Zlepence a štrky *sandberských vrstiev* sa vyskytujú na západnom okraji Malých Karpát v okolí obcí Jablonové, Pernek a Kuchyňa. Obliaky v zlepencoch sú dobre opracované a v sedimente chaoticky rozptýlené. Tvoria ich prevažne karbonátové horniny tatrika jurského veku, menej kremeň a kremenec (Jablonové), ako aj karbonátové horniny pochádzajúce z vysokého príkrovu a vyšších príkrovov (Kuchyňa-Vývrat). Povrch karbonátových obliakov je miestami navŕtaný morskými lastúrnikmi typu *Lithophaga* (Pernek). V základnej hmote sa ojedinele vyskytujú aj schránky lastúrnikov rodu *Ostrea* (Vass a Špička, 1970). Zlepence sú silno stmelené, čo bolo spôsobené vynorením a vystavením sedimentu účinkom meteorických vôd. Zlepence a štrky boli geneticky začlenené k **plážovým štrkom** (Baráth, 2009).

Piesky a pieskovce *sandberských vrstiev* sa vyskytujú na západnom okraji Malých Karpát od Bratislavy-Devínskej Novej Vsi (Sandberg) až po obec Rohožník (obr. 5a, b; fototab. II, obr. 1 – 8). Vyznačujú sa šošovkovitou a doskovitou vrstvosťou a dobrým vytriedením. Vrstvosť býva často porušená tenkolievikovými únikovými textúrami produkovanými bentickými organizmami (Sandberg) a stopami po hrabavej bioturbácii v podobe subvertikálnych kanálikov (Jablonové) podobnými *Ophiomorpha* (Baráth, 2009; Baráth et al., 1994). V pieskoch na lokalite Sandberg sa zistili mäkkýše (Švagrovský, 1981a), foraminifery (Jiříček in Švagrovský, 1978), stavovce (Thenius, 1952) a zuby rýb a žralokov (Holec, 2001), korytnačiek *Trionyx rostratus* ARTH. (Holec a Schlögl, 2000), krokodílov (Holec a Schlögl, 2004) a hominidov (Abel, 1902; Holec a Emry, 2003). Pieskovce tvoriace vrstvy alebo šošovky v pieskoch boli začlenené k hrubozrnným (starý lom južne od Kuchyne; fototab. II, obr. 5 – 6) a strednozrnným (Jablonové, Pernek; fototab. II, obr. 4) vápnitým subarkózam (Siránová, 2008). Piesky sandberských vrstiev sa zistili aj v širšom okolí Rohožníka. Bola z nich opísaná chudobná a málo diverzifikovaná fauna foraminifer (tab. 2).

Litotamniové vápence *sandberských vrstiev* sa vyskytujú v oblasti Devínskej Kobyly pri Devínskej Novej Vsi, na Vajarskej pri Rohožníku a na svahu nepomenovanej kóty jz. od kóty Vajarská. Drobné výskyty vápencov sa zistili aj na sz. svahu kóty Vinohrady a južne od vodnej

nádrže Vývrat nachádzajúcej sa jv. od obce Rohožník. Túto litofáciu reprezentujú biele až krémovo sfarbené celistvé organogénne vápence, niekedy s lumachelovitými lavicami ustríc (Rohožník-Vajarská), lokálne pórovité, plné dutín po vylúhovaných schránkach ulitníkov a lastúrnikov (Devínska Kobyla) a piesčité organodetrické a biohermné vápence s častou ílovitou prímiesou (Sandberg). Na mnohých miestach (Sandberg, Rohožník-Vajarská) sú vápence preplnené zvápenatými stielkami červených rias (Benejová, 1985; Schaleková, 1969, 1973, 1978; Schaleková in Švagrovský, 1978). V Rohožníku-Vajarskej sa vo vápencoch vyskytujú aj schránky mäkkýšov a ojedinele aj koralov (Benejová, 1985). Litotamniové vápence reprezentujú **typický rifový komplex** viazaný na tektonicky aktívnu pobrežnú líniu, kde karbonátová sedimentácia prebiehala v úzkom pruhu pozdĺž pobrežia (Baráth, 1993b; Baráth et al., 1994).

Súčasťou *studienčanského súvrstvia* je litofácia reprezentovaná sivozelenými, hnedými, sivohnedými a sivými vápnitými ílmi, v ktorých sa nachádzajú vrstvy litotamniových vápencov. Sedimenty tejto litofácie vystupujú na povrch v Perneku, sz. od kostola v obci Kuchyňa, v záreze potoka v blízkosti kostola a severne od uvedenej obce vedľa cesty vedúcej do Rohožníka⁶ (obr. 5a, c). Zistili sa v nich foraminifery (tab. 2). Uvedené sedimenty boli zastihnuté aj vrtmi V-1 až V-3 severne od obce Kuchyňa (obr. 5c, obr. 6). Reprezentujú ich hnedé, sivohnedé a sivé vápnité íly s hojnými zvyškami organizmov, v ktorých sú vrstvy litotamniových vápencov s hrúbkou od 0,25 až do 2,5 m (Žabková, 1962). Zistili sa v nich bohaté asociácie foraminifer (Prokešová, 1961). Vápence v íloch sú krémovo sfarbené a majú charakter organodetrických až organogénnych vápencov (s. od obce Kuchyňa). V hornine dominujú červené riasy (litotamnie), resp. ich fragmenty. Bežne sa v nich vyskytujú rekryštalizované bentické foraminifery zastúpené rodmi *Elphidium*, *Anomalina*, *Textularia* a *Cibicides*. Popri uvedených fosíliách sa vo vápencoch nachádzajú fragmenty machoviek, hrubostenných bivalvií, ostne ježoviek a časti rúrok červov rodu *Serpula*. Základná hmota je silno rekryštalizovaná – „sparitizovaná“. Mikrofácia je riasovo-foraminiferová. V hornine možno pozorovať náznaky usmernenia jednotlivých komponentov, ako aj známky laminácie (Boorová, 2008).

Podobná litofácia sa zistila vo vrte Kúty-45 (497,9 až 518,1 m). Uvedený hĺbkový interval tvorili striedajúce sa riasové biolitické vápence a ílovito-piesčité sedimenty (Kováč et al., 2008).

Panvové sedimenty *studienčanského súvrstvia* sú reprezentované vápnitými ílmi (tégľami) a prachmi. Na povrchu sa zistili v širšom okolí obcí Bratislava-Devínska Nová Ves (obr. 5d), Jablonové, Pernek, Kuchyňa (obr. 5a, c) a Rohožník. Zistili sa v nich bohaté asociácie foraminifer (tab. 2). Boli odkryté aj v umelých odkryvoch pri Devínskej Novej Vsi a v Rohožníku. Z lokality Devínska Nová Ves-ílovisko bola z ílov opísaná bohatá fauna mäkkýšov (Švagrovský, 1981; Tomašových, 1998), foraminifer (Hudáčková in Hudáčková a Kováč, 1993), vápnitého nano-

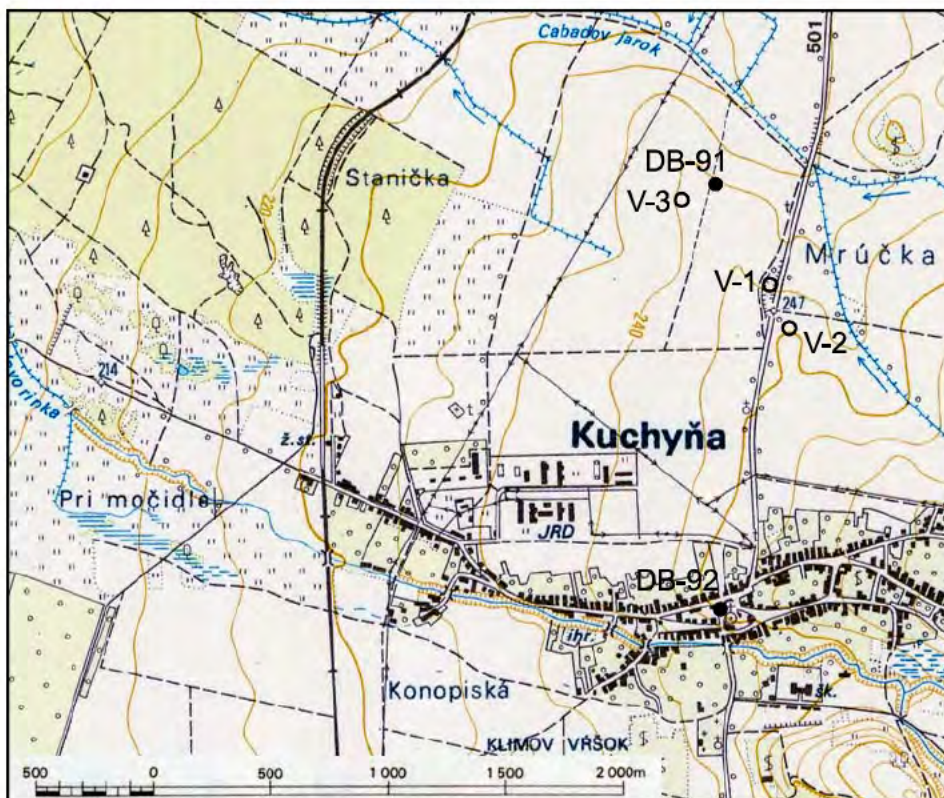
⁶ Výskyt litotamniových vápencov na lokalite severne od obce Kuchyňa bol prvýkrát zobrazený na mape listu Pezinok v mierke 1 : 25 000 (Kodym a Matějka, 1936).



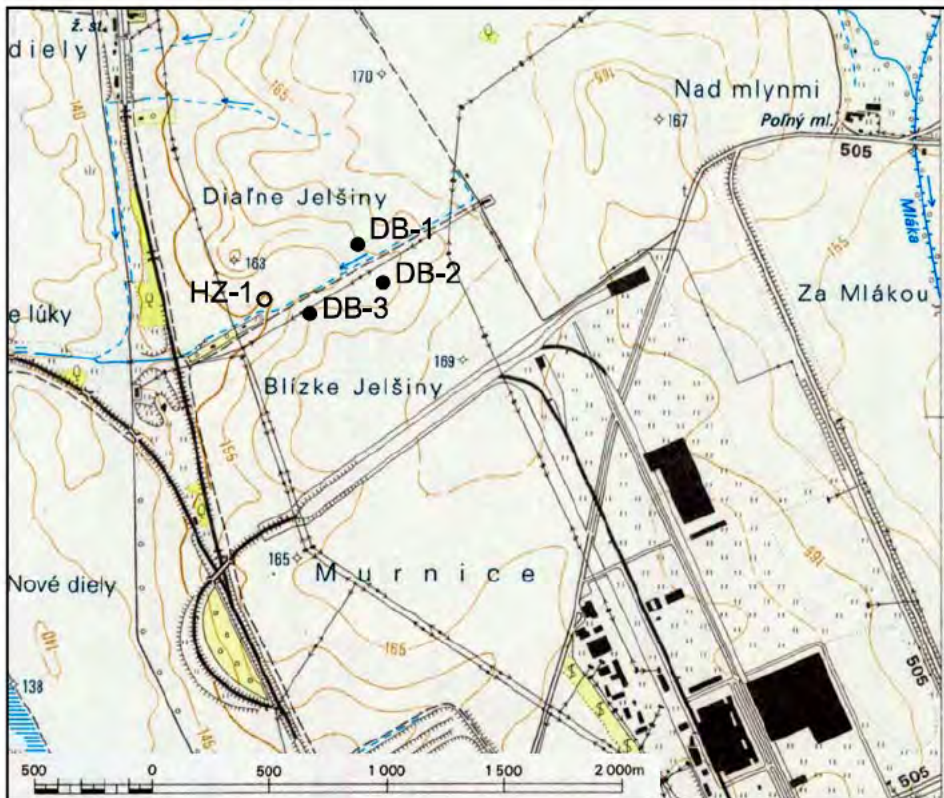
Obr. 5a. Lokalizácia dokumentačných bodov v pieskoch sandberských vrstiev a íloch studienčanského súvrstvia v okolí Jablonového a Perneka.



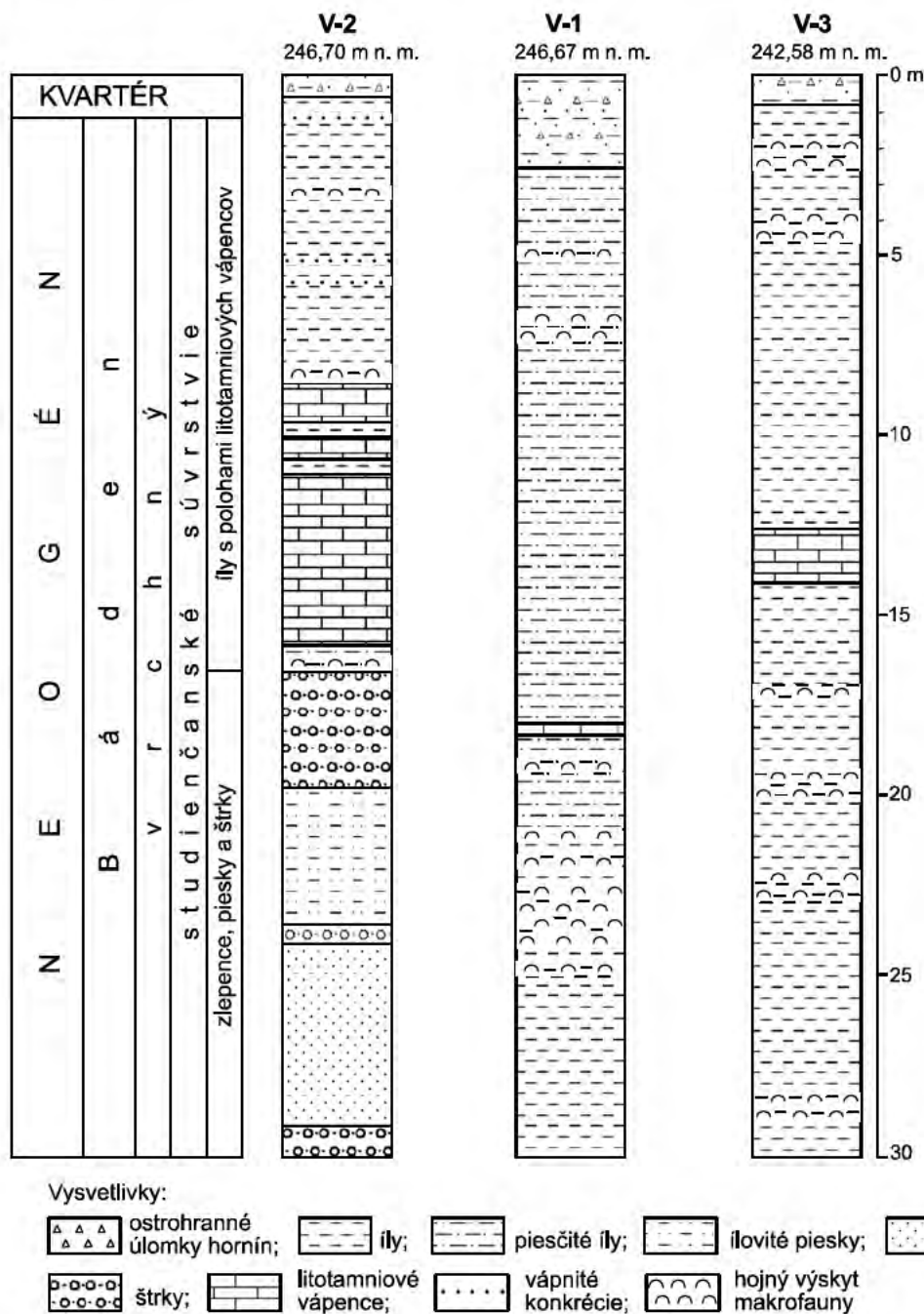
Obr. 5b. Lokalizácia dokumentačného bodu v pieskoch sandberských vrstiev severne od Záhorskej Bystrice.



Obr. 5c. Lokalizácia dokumentačného bodu v íloch studienčanského súvrstvia v Kuchyni a jej okolí a vrtov V-1 až V-3.



Obr. 5d. Lokalizácia dokumentačných bodov v íloch studienčanského súvrstvia v okolí Devínskej Novej Vsi a vrtu HZ-1.



Obr. 6. Litofácie studienčanského súvrstvia vo vrtoch V-1 až V-3 (zostavil K. Fordinál, 2013).

planktónu (Lehotayová, 1977; Jamrich a Halášová, 2010), fosilná flóra a palynomorfy (Sitár a Kováčová-Slamková, 1999). Fauna mäkkýšov bola študovaná aj z lokality severne od Kuchyne (Buday, 1939), Rohožníka (Hladilová, 1991) a Plaveckého Mikuláša (Buday, 1939). Celková hrúbka studienčanského súvrstvia je 900 m.

Sedimenty sarmatského veku reprezentuje vo Viedenskej panve holičské súvrstvie (zóna *Elphidium reginum* a *Elphidium hauerinum*; Grill, 1943) a skalické súvrstvie (zóna *Porosonion granosum*) (Elečko a Vass, 2001; Harzhauser a Piller, 2004). Na báze holičského súvrstvia sa nachádzajú pestré ily kopčianskych vrstiev⁷.

Harzhauser a Piller (2004) zistili, že machovkovo-serpulové vápence sú spodnosarmatského a oolitické a nubekulárieové vápence vrchnosarmatského veku, ktoré pomenovali ako *wolfsthalské vrstvy*.

Holičské súvrstvie reprezentujú machovkovo-serpulové vápence a ily s pieskami.

Machovkovo-serpulové vápence sa zistili na Devínskej Kobyle v nadloží sandberských vrstiev vrchnobádenského veku. Reprezentujú ich žltkavé vápence, v ktorých sa nachádzajú zvyšky mäkkýšov, machoviek a rúrky červov. V uvedených vápencoch na lokalite nachádzajúcej sa v ceste sz. od Červeného kríža (v nadm. výške vyše 400 m) našiel Toula (1886) bivalvie *Modiola volhynica* EICHW., *Cardium obsoletum* EICHW., *Cardium* sp. (novú formu) a *Maetra podolica* EICHW. a gastropód *Trochus podolicus* PARTSCH. Pravdepodobne z uvedenej lokality opísal Švag-

⁷ V minulosti sa označovali neformálne ako karychiové vrstvy (Jiříček, 1972) a neskôr ako brodské vrstvy (Jiříček, 2002).

rovský (1971) výskyt bryozoových vápencov s veľkými úlomkami bryozoi a rúrkami červov. Našiel v nich aj odlačky bivalvií rodov *Cardium* a *Ervilia* a gastropódov rodu *Pirenella* a *Calliostoma*.

Íly a piesky *holíčskeho súvrstvia* boli odkryté vo vrchnej časti íloviska Konopiská (v súčasnosti takmer zatopené) asi 1 km jz. od železničnej stanice v Rohožníku v nadloží sedimentov *studienčanskeho súvrstvia* vrchnobádenského veku. Vrchnú časť spodnosarmatských sedimentov v ílovisku Konopiská tvorí drobnno- až hrubozrný piesok žltokrovej farby obsahujúci bohatú faunu mäkkýšov (gastropódov a bivalvií) (Hladilová, 1991), foraminifer (Zlinská, 2011a) a stavovcov (Holec et al., 2007).

V sivých vápňitých floch *holíčskeho súvrstvia* v ílovisku sa zistila fauna ostrakódov tvorená druhmi *Leptocythere tenuis* (REUSS), *Aurila balatonica* (ZALÁNYI), *A. mehési* (ZALÁNYI), *Senesia vadaczi* (ZALÁNYI) atď. (Kučerová, 1984, 1986). Íly *holíčskeho súvrstvia* boli zastihnuté aj niektorými vrtni, napr. vrtnom V-112 južne od kóty Konopište (Čierna, 1973) a V-157 (0,25 – 30,0 m) nachádzajúcim sa južne od obce Rohožník v blízkosti hlavnej cesty vedúcej z Perneka do Rohožníka (Žabková, 1962). V sedimentoch uvedených vrtnov sa zistili foraminifery *Elphidium aculeatum* ORB., *E. crispum* L., *E. macellum* FICHT. et MOLL., *Articulina sarmatica* ORB. atď. (Gašpariková, 1962).

Výskyt spodnosarmatských sedimentov sa zistil aj v plytkých vrtoch jz. od Stupavy. Uvedené sedimenty sú tvorené sivými laminovanými ílmi, ktoré boli litologicky neodlíšiteľné od podložných pelitov *studienčanskeho súvrstvia* (Šujan et al., 1992). Našli sa v nich gastropódy a foraminifery (Hudáčková a Kováč, 1993).

Holíčske súvrstvie dosahuje hrúbku 200 m.

Skalické súvrstvie v regióne zastupujú zlepence, piesky, pieskovce, íly a *wolfsthalské vrstvy* reprezentované oolitickými a nubekuláriovými vápencami.

Zlepence ležia transgresívne na triasových karbonátoch hronika na severnom okraji obce Plavecký Mikuláš. Sú zachované vo forme rozsypov. Obliaky zlepencov sú dobre opracované a tvoria ich v prevažnej miere vápence a dolomity triasového veku pochádzajúce z hronika. V menšej miere sú zastúpené kremence a obliaky dobre zaobleného žilného kremeňa (Baráth, 1993a). Okrem uvedeného výskytu vystupujú klastické sedimenty vrchnosarmatského veku na povrch v okolí obce Prievaly v podobe balvanov až blokov a štrkových rozsypov. Uvedené hruboklastické sedimenty majú pestré petrografické zloženie. Je to spôsobené preplavovaním veľkej časti obliakov z *jablonických zlepencov*.

Piesky a pieskovce *skalického súvrstvia* sa nachádzajú na Devínskej Kobyle a na západnom okraji Malých Karpát v okolí obcí Sološnica, Plavecký Mikuláš a Prievaly.

Na Devínskej Kobyle sa uvedené sedimenty vyskytujú na kóte Hrubý breh. Reprezentujú ich drobnno- až strednozrné žltosivé sľudnaté, prevažne kremité piesky, často spevnené vápňitým tmelom do vrstvomitého vápňitého pieskovca, v ktorom sa často nachádzajú dutinky po vylúhovaných schránkach mäkkýšov (Buday et al., 1962; Nagy et al., 1993). Smerom do nadložia a čiastočne aj laterálne prechádzajú tieto sedimenty do šikmo zvrstvených pieskov a pieskovcov so šošovkami drobnnozrných, dobre opracovaných konglomerátov. Ich obliakový materiál tvoria výlučne horniny pochádzajúce z blízkeho okolia (Nagy et al.,

l. c.). V pieskoch a pieskovcoch sa zriedkavo vyskytujú tenké vrstvičky zelenkavosivých piesčitých vápňitých ílov (Buday et al., 1962).

V Sološnici (pri cintoríne) boli klastické sedimenty reprezentované hrubo- a strednozrnými litickými drobnami. Pieskovce nachádzajúce sa sv. od obce na malej morfolologickej vyvýšenine boli začlenené k drobnnozrnnej vápňitej litickej drobe a strednozrnnej kremennej drobe (Siráňová in Fordinál et al., 2006). V uvedenej hornine sa našiel odlaček úlomku schránky patriacej pravdepodobne k druhu *Cerastoderma laticulcum* (MÜNSTER). Pieskovce *skalického súvrstvia* vyskytujúce sa južne od obce Prievaly na svahu Hrubého Kamenca sa vyznačovali karbonátovou základnou hmotou s mikrosparitovou, resp. sparitovou štruktúrou. Horninu tvorili zrná kremeňa piesčitej frakcie. Zaznamenali sa aj úlomky karbonátov malých rozmerov. Okolo niektorých komponentov boli vyvinuté tenšie lemy ?mikritu, ktoré veľmi vzácne vyvolávajú dojem inklinácie k oolitu. V pieskovcoch sa zistili aj rekrystalizované foraminifery (Boorová, 2011) a v minulosti z nich bola opísaná fauna mäkkýšov (Švagrovský, 1971).

Wolfsthalské vrstvy sa nachádzajú na Devínskej Kobyle v nadloží vrchnosarmatských litorálnych pieskov a pieskovcov, na niektorých miestach aj priamo na granitoidnom podloží (Koutek a Zoubek, 1936; Hraško et al., 1981). Výskyt sedimentov týchto vrstiev sa zaznamenal aj v záreze poľnej cesty jz. od obce Prievaly.

Pelitické sedimenty skalického súvrstvia vystupujú na povrch na západnom okraji Malých Karpát v okolí obce Plavecký Peter. Reprezentujú ich hnedozelené, sivé a hnedoškvrnité vápňité a piesčité íly, v ktorých sa zistili foraminifery a vápňitý nanoplanktón (Zlinská, 2011a; Halásová et al., 2012) a v minulosti z nich bolo opísané bohaté spoločenstvo mäkkýšov ervíliových vrstiev (Švagrovský, 1971). Uvedené sedimenty boli zastihnuté aj plytkým mapovacím vrtnom ZNV-24 (11,0 – 13,0 m) jz. od Šaštína-Stráží (Fordinál et al., 2012c). V týchto sedimentoch sa zistili foraminifery (Zlinská, 2011a) a palynomorfy močiarnnej vegetácie (Taxodiaceae, Cyrrillacea, Nyssa, Symplocus) a lužného lesa (Ulmus, Alnus, Liquidambar) (Kováčová, 2008).

V Prievaloch sa v uvedených sedimentoch zistila prítomnosť bohatých spoločenstiev foraminifer a ostrakódov (Fordinál et al., 2006).

Vrchnosarmatské sedimenty sa zistili vo vrte JV-19 (4,6 – 8,2 m) z. od obce Záhorská Bystrica. Reprezentujú ich sivé a sivomodré nevrstvomité íly, ktoré obsahovali chudobné a málo diverzifikované spoločenstvá foraminifer. V nich bol v najväčšom množstve zastúpený druh *Porosonion granosum* (ORB.) (Hudáčková a Kováč, 1993).

Celková hrúbka *skalického súvrstvia* je 200 m.

Sedimenty **panónskeho veku** sa na základe mäkkýšov rozdeľujú do zón A až H (Papp, 1951, 1953). Sedimenty zón A až E boli začlenené do **bzeneckého súvrstvia** (Čtyroký, 1999, 2000). Terminálnu časť **bzeneckého súvrstvia** tvoria *záhorské vrstvy* (Bartek, 1989; redefinoval Vass, 2002). Sedimenty zóny F reprezentuje **čárske súvrstvie** a zón G až H **gbelské súvrstvie** (Bartek, 1989).

Sedimenty *záhorských vrstiev* vystupujú na povrch v širšom okolí obce Smolinské, jz. od obce Studienka pri horárni Vlčie jamy a odkryté sú aj v ílovisku tehelne v Borskom Svätom Jure. V sedimentoch *záhorských vrstiev*

Tab. 2. Zastúpenie jednotlivých druhov foraminifér v sedimentoch studienčanského súvrstvia na území Záhorskej nížiny (Zlínská, 2008, 2011a).

Druhy	STUDIENČANSKÉ SÚVRSTVIE												
	sandberské vrstvy						ily						
	piesky						ily s vápencami						
	DB-3	DB-45	DB-72	DB-98	DB-85	DB-92	DB-1	DB-2	DB-3	DB-83	DB-90	DB-91	
<i>Amphistegina mamilla</i> (F. – M.)													
<i>Ammonia beccarii</i> (L.)													
<i>Ammonia viennensis</i> (ORB.)	+	+		+							+		
<i>Angulogerina angulosa</i> (WILLIAMSON)	+				+								
<i>Asterigerinata planorbis</i> (ORB.)		+			+								
<i>Bitulogerina reticulata</i> CUSH.	+				+								
<i>Bolivina dilatata brevis</i> C. – Z.	+				+								
<i>Bolivina dilatata dilatata</i> Rss.	+				+								
<i>Bolivina dilatata maxima</i> C. – Z.	+				+								
<i>Bolivina hebes</i> MACFAD.	+				+								
<i>Bolivina plicatella</i> CUSH.													
<i>Bolivina pokornyi</i> C. – Z.	+												
<i>Bolivina sagittula</i> DIDKOVSKY													
<i>Bolivina sarmatica</i> DIDKOVSKY													
<i>Bolivina tarchanensis</i> SUBB. – CHUTZ.													
<i>Bolivina viennensis</i> MARKS	+												
<i>Bolivina</i> sp.													
<i>Bulimina aculeata</i> ORB.													
<i>Bulimina elegans</i> (ORB.)													
<i>Bulimina elongata</i> ORB.													
<i>Bulimina longa</i> (VENGL.)													
<i>Bulimina gutsulica</i> LIVENTAL													
<i>Bulimina subulata</i> CUSH. – PARKER	+				+								
<i>Bulimina schischkinskayae</i> SAMOILOVA	+												
<i>Cancris auriculus</i> (F. – M.)													
<i>Cassidulina laevigata</i> ORB.	+				+								
<i>Cibicides ungerianus</i> (ORB.)													
<i>Cibicides</i> sp.	+												
<i>Cycloforina badenensis</i> (ORB.)	+												
<i>Cycloforina contorta</i> (ORB.)	+												
<i>Dentalina</i> sp.	+												

vystupujúcich v ílovisku tehelne v Borskom Svätom Jure sa našla bohatá fauna ostrakódov, mäkkýšov a stavovcov. Ich výskyt umožňuje uvedené sedimenty zaradiť do raného vallesianu, zóny MN-9 (Joniak, 2002; Lupták, 1995a, b; Pipík a Holec, 1998).

Sedimenty *záhorských vrstiev* vystupujúcich na lokalite Studienka-Vlčie jamy sú zložené zo zeleno a hnedo sfarbených siltov a ílov s polohami lignitov. Našla sa v nich bohatá fauna mäkkýšov, ostrakódov a rýb. Okrem fauny sa v týchto sedimentoch našli aj palynomorfy (Pipík et al., 2004). Hrúbka bzeneckého súvrstvia je 600 m.

Usadeniny *čárskeho súvrstvia* patria zo stratigrafického hľadiska do zóny F panónu (Papp, 1951). V tomto regióne vystupujú na povrch len ojedinele. Sú zakryté sedimentmi pliocénneho a kvartérneho veku. Zistili sa len v širšom okolí obce Plavecký Štvrtok, Veľké Leváre, Malacky a v záreze potoka Rudava. Vo všeobecnosti sú usadeniny *čárskeho súvrstvia* reprezentované svetlozelenosivými a svetlosivozelenými vápnitými piesčitými ílmi, v ktorých sa nachádzajú vrstvy hnedosivých až čiernosivých ílov a lignitových slojov. Súvrstvie dosahuje hrúbku okolo 150 m (Pagáč, 1959). Sedimenty *čárskeho súvrstvia* sú rozčlenené na sekulské, dubnianske a jánske vrstvy (Bartek, 1989). Ich celková hrúbka je do 100 m.

Sedimenty *gbelského súvrstvia* sa na povrchu zistili len v malých odkryvoch východne od obce Studienka v záreze potoka Žliabok, sv. od uvedenej obce v lesnej ceste asi 1 km severne od horárne Hladký bôr a v širšom okolí mesta Kúty. *Gbelské súvrstvie* reprezentujú svetlozelenkavé a svetlozelenosivé íly, ktoré sú silno hrdzavo, hnedo a žltohnedo škvrnité. V súvrství sa ojedinele nachádzajú aj vrstvy pieskov, ktoré vytvárajú šošovky hrubé 1 – 5 m. Piesky sú prevažne strednozrné, zriedkavo hrubozrné. Vyznačujú sa vysokým obsahom drobných lupienkov svetlej sludy (Janáček, 1957).

Na báze súvrstvia sa nachádza piesčito-štrkovitá vrstva, ktorá dosahuje hrúbku až 20 m (Cílek a Cicha, 1956). Celková hrúbka súvrstvia je 250 m. Medzi *gbelským* a *čárskym* súvrstvím sa zistila uhlová diskordancia (Pagáč, 1959).

Kvartérne sedimenty

Kvartérne sedimenty pokrývajú takmer celé územie regiónu Záhorská nížina. Ležia erózične a diskordantne na podložných sedimentoch, tvorených prevažne súvrstviami neogénneho veku. Len na okrajoch pohoria Malé Karpaty sa nachádzajú na horninách paleozoického, mezozoického a paleogénneho veku.

Na kvartérnogeologickej stavbe územia sa podieľajú takmer všetky základné genetické typy terestrických uložení. Z celkového množstva zachovaných genetických typov tu majú z hľadiska hrúbky, plošného rozsahu a špecifickosti vývoja dominantné postavenie mohutné akumulácie **eolických pieskov** tvoriace charakteristický reliéfový prvok Borskej nížiny.

Ďalším významným kvartérnym typom sú **fluviálne akumulácie** Moravy (fototab. III, obr. 1 – 5), Myjavy (fototab. III, obr. 6), Rudavy, Myjavskej Rudavy (Rudavky), Maliny, Teplice (Vrbovčianky), Lakšárskeho potoka a série ďalších tokov vytekajúcich z pohoria alebo prameňiacich na Lakšárskej pahorkatine. Stratigrafický diapazón fluviálnych uložení siaha od spodného pleistocénu

po holocén. S fluviálnymi sedimentmi sú úzko geneticky späté **proluviálne akumulácie** vejárov náplavových kužeľov malokarpatských potokov, často plošne rozsiahlych, lemujúce úpätie Malých Karpát oproti Borskej nížine a vypĺňajúce podstatnú časť Podmalokarpatskej znížiny. Vystupujú tak vo forme vložených terasovaných a laterálne erodovaných kužeľov, ako aj vo forme naložených kužeľov.

V príľahlej časti Chvojnickej pahorkatiny sú významným fenoménom **eolické pokryvy spraší a sprašových hĺn** v rôznych varietach (vrchný pleistocén). Na niektorých miestach pahorkatiny sa vyvinuli aj sprašové série, ktoré najmä v okolí Senice tvoria povrch pleistocénnych fluviálnych terás a proluviálnych kužeľov.

Významné sú aj **deluviálno-proluviálne akumulácie** strmších dejekčných kužeľov a **proluviálno-soliflukčné telesá** svahových prúdov vystupujúce lokálne na svahoch príľahlej časti pohoria.

Nezanedbateľné sú aj rozličné druhy **zvetranín a svahových sedimentov** a ich kombinácií. Tento typ akumulácie sa viaže najmä na svahy a ich úpätia v príľahlej časti Malých Karpát. Predstavuje zmes deluviálno-soliflukčných svahovín a sutín od piesčito-kamenitých a piesčitých cez deluviálne hlinito-kamenité (fototab. IV, obr. 7) a hlinito-piesčité (fototab. IV, obr. 8) až po výlučne hlinité polygenetické svahové hliny.

V Bore a na iných miestach s výskytom eolických pieskov sa v medzidunových zníženinách a úvalinách nachádzajú **deluviálno-fluviálne piesky**.

Aluviálne nivy sú spestrené sieťou mŕtvych ramien a iných zníženín reliéfu, v ktorých dominujú rozličné subtypy **fluviálno-organických kalových a hnilokalových humózných piesčitých hĺn a organogénnych humózných rašelinových hĺn a slatín**. Obdobné sedimenty sa nachádzajú aj v početných medzidunových močaristých zníženinách Boru a Záhorských pláňav, ako aj v distálnych zónach malokarpatských kužeľov na ich styku s pieskami Boru. V tomto prípade ide o **organogénne humózne rašelinové hliny a slatiny**, ako aj **slatinné pôdy**.

Zaujímavým a doteraz neznámym typom sedimentu v južnej časti Záhorskej nížiny sú dva lokálne výskyt chemogénno-organogénnych pramenných vápencov – prevažne penovcov pri Borinke (holocén) a pri Perneku (stredný/vrchný pleistocén – ém).

Eolické piesky sú najrozšírejší genetický typ kvartérnych sedimentov v tomto regióne. Najstaršie sú **spodno-pleistocénneho (günzského) veku** a zistili sa len vo výplni perneckej čiastkovej depresie vrstvom K-6 (58 – 58,4 m). **Stredno-pleistocénne (mindelské) eolické piesky** nevystupujú tak ako predchádzajúce v súčasnosti na povrch. Zachytili ich vrty vo výplni *zohorsko-marcheggskej depresie*, kde tvoria súčasť vrstvom sledu medzi fluviálnymi alebo proluviálnymi sedimentmi. Na báze sú často premiešané s rovnovekými fluviálnymi a proluviálnymi pieskami. Sú zachované v rôznych hĺbkových intervaloch a v rôznej hrúbke v závislosti od intenzity poklesu príslušných neotektonických kryh (tab. 3). Petrografické a mineralogické zloženie je podobné ako pri mladších pieskoch, ale percentuálne zastúpenie minerálov je trochu odlišné. Kremeň a kremenec tvoria 70 – 75 % celkového objemu, nasledujú draselné živce (8 – 15 %), plagioklasy (2 – 8 %),

úlomky malokarpatských hornín pochádzajúce z proluviálneho materiálu (1–5 %) a šupinky muskovitu a chloritu tvoriace 1–1,5 % obsahu. V ťažkej frakcii prevažuje granát so zastúpením 18–44 % (priemer 25 %), nasleduje amfibol v množstve 5,3–24,4 % (priemer 15,5 %) a staurolit tvorí 4,8–13,4 % (priemer 10,3 %) (Minaříková, 1969). Na základe sedimentárno-petrografického vyhodnotenia uvedené eolické piesky pochádzajú zo súvekých piesčitých fluviaálnych terasových akumulácií Moravy (asi 95 %) a čiastočne (asi 5 %) z proluviálnych akumulácií jej malokarpatských prítokov (Minaříková, l. c.). Náveje eolických pieskov **mladšej časti stredného pleistocénu (riss)** sa zachovali tiež iba v poklesávajúcich neotektonických štruktúrach (depresiách), v ktorých tvoria rôzne hrubé vrstvy v rámci typologicky kombinovaných kvartérnych sedimentárnych sekvencií. Piesky sú veľmi dobre vytriedené aj po petrografickej a mineralogickej stránke, pričom zastúpenie minerálov je takmer úplne zhodné s pieskami vrchného pleistocénu. V *stupavsko-plaveckej čiastkovej depresii* a v sv. časti *zohorsko-marcheggskej depresie* tvorí kremeň 70–80 % a niektoré horniny moravskej proveniencie (glaukonitické pieskovce a ruly) asi 5 % celkového objemu pieskov. Šupinky muskovitu a chloritu, ktoré sa v eolických pieskoch *perneckej čiastkovej depresie* takmer nevyskytujú, tu tvoria 1–1,5 % obsahu. V tejto depresii mierne kolíše aj podiel základných minerálov a hornín v celkovom objeme klastov. Kremeň a kremenec tvoria 80–90 % objemu a zvyšok draselné živce, 10–20 %. Zvláštnym znakom je rozdielne zastúpenie základných ťažkých minerálov v rámci hĺbkových intervalov súvrstvia. Vo vyšších častiach súvrstvia tvorí granát 17 % a staurolit 13 %, v nižších častiach granát 10 % a staurolit 18–37 % (Minaříková, l. c.). Kvalitatívne zloženie asociácií ťažkých minerálov, vytriedenie a opracovanie klastov poukazuje na to, že tieto pochované eolické piesky pochádzajú z rovnakej deflačnej oblasti, t. j. zo súvekých piesčitých fluviaálnych terasových akumulácií Moravy (Minaříková, l. c.). **Vrchnopleistocénne eolické piesky** predstavujú charakteristický, na niektorých miestach až dominantný reliéfový tvar a špecifický genetický prvok eolické sedimentácie, ktorý je typický pre oblasť Borskej nížiny. Vytvárajú rôzne nepravidelné formy depozície od izolovaných ostrovčekovitých presypov cez súvislé, slabo až nepatrne zvlnené pokryvy (tabule) až po rôzne členité formy zložitých dunových komplexov s prevažne oválnym až barchanovitým pôdorysom (fototab. III, obr. 7). Pokrývajú rozsiahle plochy pleistocénnych fluviaálnych terasových systémov Moravy a jej prítokov, ako aj pleistocénne proluviálne systémy náplavových kužeľov malokarpatských potokov, resp. na menších plochách aj priamo sedimenty neogénu. Väčšia časť presypov naviatych pieskov sa sformovala v období neskorého glaciálu würmu [Borský Mikuláš 12 150 ± 600 r. BP (pred súčasnosťou); Plavecký Štvrtok 14 710 ± 710 r. BP; Šajdíkové Humence 16 130 ± 765 r. BP], no za vhodných podmienok dochádzalo k ich previevaniu aj v období holocénu až recentu (Borský Mikuláš, 1 215 ± 15 r. BP a 460 ± 10 r. BP) (Moravcová a Fordinál, 2010). Na piesočných návejoch sa v priebehu holocénu vytvárali aj pôdy. V pieskovni sz. od Borského Mikuláša sa vo vrstvovom slede viatych pieskov zistili dve pochované pôdy. Vek spodnej pôdy bol metódou AMS datovaný na 4 890 ± 40 BP (tab. 4).

Oblasti výskytu eolických pieskov je možné čiastočne na základe starších prác (Hromádka, 1935; Minaříková, 1969), ako aj vlastných zistení a doplnení rozdeliť na nasledujúce pásma:

Pásmo nivy Moravy. – Tvorí ho zóna najmladších, postgeneticky fluviaálne izolovaných ostrovov nízkych presypov eolických pieskov zväčša malých plošných rozmerov a tenkých, mierne zvlnených pokryvov prerušovaných výstupov fluviaálnych pieskov *agradačného valu* a *nízkej terasy* Moravy.

Lábsko-gajarské pásmo (Baňacký a Sabol, 1969). – Je morfológicky výraznejšie a plošne rozsiahlejšie, s maximálnou šírkou 6 km a dĺžkou zhruba 19 km vrátane izolovaných výskytov v okolí Malých Levár a na Z od Lábu (fototab. III, obr. 8). Naviate piesky sú deponované na fluviaálne sedimenty nízkych terás Moravy, ktoré v z. časti charakterizuje piesčité a vo v. časti piesčito-štrkový vývoj. V severnejšej a strednej časti pásma nasadajú piesky na nižšie stredné terasy mladšej časti stredného pleistocénu. Celá oblasť nízkych a stredných fluviaálnych terás Moravy s premenlivo hrubým a niekde len čiastočným pokryvom eolických pieskov sa geomorfologicky označuje ako Záhorské pláňavy (Mazúr a Lukniš, 1978). Náveje eolických pieskov na fluviaálnych terasách *lábsko-gajarského pásma* nie sú väčšinou kompaktné, ale prerušované, resp. zoskupené do väčších aj menších „ostrovov“ rôznych plošných tvarov a popretkávané návejmi mladších eolických pieskov. Eolické piesky *lábsko-gajarského pásma* sú previate na kratšiu až strednú vzdialenosť (2–10 km) z deflačných zón tvorených piesčitými fluviaálnymi akumuláciami Moravy.

Centrálné pásmo (Hromádka, 1935). – Ide o plošne najrozsiahlejšie pásmo naviatych pieskov na celom území strednej Európy. Podľa geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša (1978) svojím ohraničením takmer presne zodpovedá geomorfologickému oddielu Bor, ľudovo nazývanému Búr. Najväčšiu šírku, až 24 km, dosahuje v s. časti územia v úseku Sekule – Jablonica a najväčšiu dĺžku, až 32 km, v úseku od Šajdíkových Humenec po Lozorno. Náveje eolických pieskov *centrálného pásma* deponované na fluviaálnych terasách Moravy a Myjavy a na proluviálnych kužeľoch potokov vnesených z Karpát sú nerovnomerne hrubé, a najmä na okrajoch aj nesúvislé a nekompaktné. Zo severu na juh je ich plošná celistvosť viacnásobne prerušená úvalinovitými dolinami a plytkými a širokými dolinami vyplnenými fluviaálnymi nivnými sedimentmi, hlinito-piesčitými sedimentmi potokov a množstvom úvalín s deluviaálnou piesčitou výplňou. Na základe vyhodnotenia ťažkých minerálov, vytriedenia a opracovania klastov (Minaříková, 1969) sú eolické piesky *centrálného pásma* previate na strednú až dlhšiu vzdialenosť (10–18 km) z rovnakej deflačnej oblasti ako v prípade predchádzajúcich uvedených pásiem – z piesčitých fluviaálnych terasových akumulácií Moravy.

Stupavsko-novoveské pásmo. – Dominantne ho tvoria najmladšie piesčité formácie. Tvorí ich celý rad plytkých izolovaných piesčitých presypov na úpätí Stupavského predhoria medzi Lozornom a Stupavou s pokračovaním na s. svahoch a plošinách neotektonických krýh *stupavskej a novoveskej čiastkovej elevácie*. Presypy *stupavsko-novoveského pásma* sú pomerne ploché. Ich hrúbka nie je rovnaká. Na úpätí Stupavského predhoria sa najčastejšie pohybuje v rozsahu 2–5 m, maximálne 6 m. Na povrchu

Tab. 3. Výskyt vybraných genetických typov kvartérnych uloženín v hydrogeologických vrtoch na území Záhorskej nížiny.

Vrty	Eolické sedimenty			Fluviálne sedimenty			Proluviálne sedimenty		
	günz	mindel	riss	günz	mindel	riss	günz	mindel	riss
K-1		62,0 – 64,0 m	31,0 – 60,3 m					64,0 – 80,0 m	
K-3		44,0 – 54,0 m						54,0 – 63,0 m	31,0 – 44,0 m
K-6	58,0 – 58,4 m	42,0 – 56,1 m	18,0 – 22,0 m					56,1 – 58,0 m	22,0 – 42,0 m
K-8					85,0 – 98,0 m				
RV-9			27,0 – 48,0 m						
ZV-5								43,6 – 50,7 m	
ZV-6		43,0 – 54,0 m	25,2 – 36,0 m					55,0 – 58,0 m	36,0 – 43,0 m
ZV-7								38,0 – 42,0 m	
ZV-10			24,5 – 36,0 m						
ZV-11			21,4 – 25,0 m						25,0 – 29,0 m

Tab. 4. Obsah vybraných prvkov v pochovaných pôdach a vek eolických pieskov z pieskovne pri Borskom Mikuláši.

Borský Mikuláš – pieskovňa																		
Sediment	Vzorka	Vek pred súč.	Obsah prvkov (mg/kg)									ph (H ₂ O)	TOC (%)	Co ₂ (%)	Zrntosť (mm)			
			As	Cd	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Sb	Zn				0,05 – 2,0	0,002 – 0,05	< 0,002	
piesok	BM-U	460 ± 20																
pôda	BMS-1		< 2	< 0,1	8	< 5	< 0,01	< 4	12	< 2	10	5,34	0,28	0,13	99,50 %	0,20 %	0,30 %	
piesok	BM-M	1 215 ± 65																
pôda	BMS-2		< 2	< 0,1	6	< 5	< 0,01	< 4	10	< 2	10	8,64	0,07	0,07	99,70 %	0,10 %	0,20 %	
pôda	BMS-3	4 890 ± 40	< 2	< 0,1	6	< 5	< 0,01	< 4	13	< 2	8	8,60	0,17	0,07	99,80 %	0,20 %		
piesok	BM-B	12 150 ± 600																

plochých kužeľov západne od Stupavy je to len 0,5 – 1 m, bližšie k toku Moravy sa zvyšuje na 2 – 4 m a na s. svahu neotektonickej kryhy v časti „Pri zohorskom“ dosahuje ojedinele až 10 m, napr. vo vrte ZNV-6 (Fordinál et al., 2012c). V severnej časti Novoveskej plošiny sú náveje opäť prevažne plytké (0,5 – 2,5 m), ale na svahoch pri horárni Malý háj dosahujú hrúbku 4 – 6 m. Presypy sú zložené zo stredno-, ale najmä jemnozrnných žltých a svetlohnedých, zrnitostne aj mineralogicky dobre vytriedených pieskov, sedimentárno-petrograficky zodpovedajúcich pieskom *centrálneho pásma* (tretie pásmo). Rozdiel je len v občasných prítomnosti tenkých intraformačných deluviálnych telies (splachov) v podobe hrubozrnných pieskov až jemnozrnných štrkov a ostrohranných klastov. V tejto súvislosti sú významné aj prachovité vrstvy na bázach niektorých presypov. Naviate piesky tohto pásma sú často druhotne vybielené a miestami zvrstvené. Vrstvovitost' v podobe krížového zvrstvenia je často zvýraznená zrnitostným zložením a železitou zložkou, ale aj občasnými striedajúcimi sa polohami previatych humusových pôd pri povrchu. Väčšia časť presypov všetkých uvedených mladých naviatych pieskov sa sformovala až v období neskorého glaciálu würrmu, no za vhodných podmienok dochádza k ich previevaniu aj v období holocénu až recentu.

Významným genetickým typom kvartérnych sedimentov sú **chemogénno-organogénne sladkovodné vápence – penovce**. Zistili sa na dvoch miestach a na základe datovania vznikli v rôznych časových obdobiach kvartéru.

Penovce pri Perneku sme zaradili do interglaciálneho obdobia (ému) (vek > 50 000 rokov) a pri Borinke do holocénu (vek 6 940 ± 50 BP).

Sladkovodné vápence pri Perneku (fototab. IV, obr. 1 – 2) reprezentujú erozívny zvyšok pôvodne ucelenej údolnej kaskády pramenných vápencov. Vplyvom neskoršej hĺbkovej výmofovej erózie došlo k jej destabilizácii, rozlámaniu a gravitačnému zliezaniu jednotlivých častí. Celý blok pramenných vápencov s výškou 2,5 m, šírkou 3,5 m a odhadovanou dĺžkou 4 – 5 m pozostáva z penovcov svetlosivej, bielej a krémovej farby. Ojedinelé vrstvy porézneho penovca hrubé do 4 cm sú diageneticky spevnené do penovcových travertínov. V niektorých vrstvách je hojná prítomnosť inkrustovanej flóry v podobe odtlačkov listov drevín.

Penovce pri Borinke tvorí asi 20 cm hrubá vrstva vystupujúca na povrch z piesčito-hlinitých až hlinitých deluviálnych až deluviálno-proluviálnych sedimentov. Penovce sú porézne a majú svetlookrovú, svetlosivú až sivobielu farbu.

Oba výskyt uvedení chemogénno-organogénnych sladkovodných vápencov sa nachádzajú na tektonickej línii oddeľujúcej karbonátové horniny borinskej jednotky tatrika od sedimentov *devínskonovoveského súvrstvia* strednobádenského veku.

Okrem uvedených povrchových výskytov boli v minulosti hlbokou ryhou odkryté sladkovodné vápence jv. od obce Prievaly v údolí nepomenovaného potoka (Sabol a Baňacký, 1961; obr. 7).

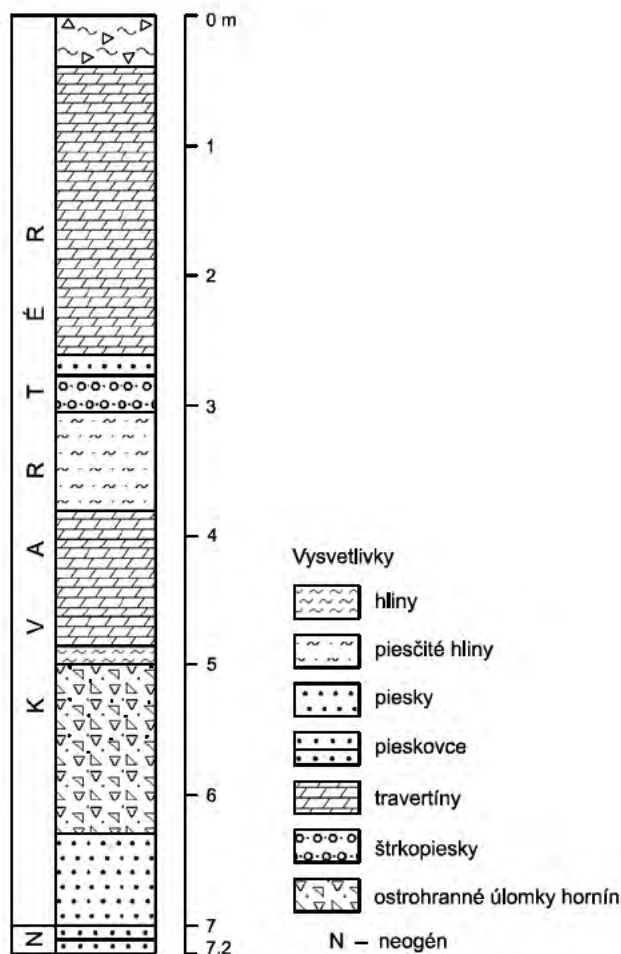
Organické fluviálne sedimenty a hnilokalové humózne piesčité hliny v reliktoch mŕtvych ramien a iných zníženinách reliéfu majú na študovanom území veľmi početné zastúpenie. Ich výskyt úzko súvisí najmä s vývojom holocéennej nivy Moravy a Myjavy, kde majú v súčasnosti najväčšie a najpočetnejšie rozšírenie. Výrazne sa vyvinuli a zachovali aj v nivách Rudavy, Myjavskej Rudavy (Rudavky), ako aj v nivách množstva potokov pretekajúcich alebo prameniacych v oblasti rozšírenia eolických pieskov, prípadne v miestach vyústenia nív týchto potokov do nív hlavných tokov. Okrem toho, niekoľko desiatok menších a často aj rozsiahlych výskytov fluviálno-organických piesčitých hlin sa zaznamenalo aj v iných lokálnych zníženinách reliéfu s bezodtokovým režimom alebo s nepriepustným podloží, ako sú napr. medzidunové znížneniny a okraje valov dunových komplexov v oblasti pieskov Boru (fototab. IV, obr. 3 – 5) a v oblasti východného ohraňenia Boru na styku s Podmalokarpatskou znížneninou.

Zachované mŕtve ramená sa v závislosti od ich veku nachádzajú v rôznom štádiu zrelosti. Na vyššom nivnom stupni Moravy, ako aj na jej v. okraji na styku so Záhoriskými pláňami a na okrajoch nív Myjavy, Rudavy, Myjavskej Rudavy (Rudavky) aj v nivách ich ostatných prítokov sa zachovali staršie sedimentárne výplne ramien.

Na báze ich tvoria tmavosivé až čierosivé piesčité, resp. ílovité hliny až tmavosivé íly, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do tmavosivých nivných hnilokalových hlin a iných čiernych, silno humózných sedimentov (humolitov) s obsahom veľkého množstva nedostatočne rozloženej organickej hmoty. V niektorých reliktoch mŕtvych ramien sa na báze nachádza svetlosivý až sivomodrý glejový horizont s hrúbkou 0,5 – 1,5 m. V jeho nadloží sú humózne až rašelinové hliny. Hrúbka celého sedimentárneho komplexu sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1,5 – 2,5 m. Okrem ílov na báze výplní sú sedimenty starších mŕtvych ramien čiastočne zvodnene a približne 1/4 takýchto ramien má stálu hladinu stojatej vody nad povrchom ich sedimentárnej výplne. Početnosťou výskytov a celkovou plochou v nive Moravy prevažujú mladšie mŕtve ramená.

Močaristé humózne sedimenty sa nachádzajú najčastejšie v miestach styku distálnych zón náplavových kužeľov malokarpatských potokov s eolickými pieskami Boru v rámci z. okraja Podmalokarpatskej znížneniny. Zistili sa aj v nivách potokov oddeľujúcich jednotlivé telesá kužeľov a v distálnych zónach iných kužeľov na miestach ich prechodu do dnovej akumulácie tokov a nivného pokryvu.

Prikladom z územia regiónu môžu byť výskyt fluviálnych organických humózných sedimentov v distálnej zóne telesa *vývratského kužeľa*, na povrchu telies *kuchynského* a *perneckého kužeľa*, na okrajoch *jablonovského*, *lozornianskeho* a *stupavského kužeľa* a na okrajoch kužeľov v rámci *stupavsko-lamačskej erozívno-denudačnej znížneniny*. Okrem toho sú to výskyt v okolí takmer vyťaženého rašeliniska v Rohožníku, na S od Rohožníka na okraji Boru v lokálnej znížnenine „Kaltenbruk“ na Z od Plaveckého Podhradia, mnohopočetne na pravobreží nivy Rudavy medzi jej vyústením z Boru a opätovným vstupom do pieskov Boru, na ľavobreží nivy Myjavy v miestach vyústenia tokov z Boru medzi Jablonicou a Šaštinom-Strážami, v nivách Javorinky (majer Potôčky) a Kuchynskej Maliny, v nivách Perneckej Maliny (Majerský rybník; fototab. IV,



Obr. 7. Litologický profil sladkovodných vápencov (travertínov) v ryhe jv. od obce Prievaly (Sabol a Baňacký, 1961).

obr. 5) a Perneckého potoka (Pernecké jazero) aj v rozsiahlych močaristých znížneninách v rámci Boru (mokrade Bahno, Hlavina, Kuciperk, Myjava, Na Šranku, Červený rybník, Mikulášov, Abrod, Stávky pod Bahenskou mlákou a v nivách potokov Boru).

Všeobecne pri všetkých výskytach ide o kalové a hnilokalové, veľmi humózne tmavohnedé, čierosivé až čierne piesčité hliny, lokálne s obsahom drobných úlomkov hornín. Pri hrúbke akumulácií viac ako 1 m sa v spodnej časti súvrstvia mohol vyvinúť ílovitý glejový horizont sivozelenej farby.

Sedimenty slatín a čiastočne aj prechodného typu slatinných rašelinísk sa sformovali najmä v distálnych zónach pásma náplavových kužeľov Podmalokarpatskej znížneniny pri jej styku s naviatými pieskami Boru. Ide o pôvodne rozsiahle močaristé územie, dnes odvodňované kanálmi Rudavy a Myjavskej Rudavy (Rudavky). Organogénne uloženiny sa tu nachádzajú v prerušovaných výskytach od Cerovej-Lieskového (časť Rúbaniská) cez rozsiahle exploatované rašelinisko Malvazy (Prievalské rybníky) po úroveň j. okraja Prieval a ďalej na JZ do distálnych zón kužeľov medzi Plaveckým Petrom a Plaveckým Mikulášom (časti Tótne, Mláka, Na jazere).

Rašelinisko pri Cerovej-Lieskovom sa vytvorilo už v období neskorého glaciálu – alleródu. Jeho tvorba pokračovala až do recentu (resp. do roku 1960, keď sa začala ťažba v tejto oblasti). Hrúbka rašeliny bola okolo 4,3 m (Krippel, 1986).

Tab. 5. Charakteristika rašielin na lokalite Rohožník a Bahno (Vaškovský et al., 1960).

Rohožník		
Úsek (cm)	Farba	Charakteristika
0 – 130	10 YR 2/2	tmavohnedá ostricová rašelina, silno rozložená, ojedinelé zvyšky dreva a korenkov tráv a ostríc
130 – 140	10 YR 2/1	čierna ostricová rašelina, silno rozložená, ojedinelé zvyšky korenkov tráv a ostríc
140 – 155	10 YR 2/2	tmavohnedá ostricová rašelina, silno rozložená
155 – 160	2,5 YR 7/2	svetlosivý piesok
Bahno (Bahna)		
0,0 – 8,5	5 YR 2/2	tmavočervenskostohnedá, stredne rozložená ostricová rašelina, zvodnená
8,5 – 25,5	5 YR 3/1	tmavosivá, stredne rozložená ostricová rašelina, zvodnená
25,5 – 93,5	5 YR 3/2	tmavočervenskostohnedá, silno rozložená ostricová rašelina s prímiesou prasličkovej
93,5 – 110,5	10 YR 5/2	sivohnedá, silno rozložená ostricová rašelina
110,5 –	5 Y 4/1	tmavosivý zvodnený piesok na styku s rašelinou s vysokým obsahom ílov podobnej farby

Po prerušení výskytov týchto uloženín v úseku od Plaveckého Podhradía cez Sološnicu sa objavujú až v Rohožníku medzi distálnou zónou *rohožníckeho kužela* a okrajovými pieskami Boru (fototab. IV, obr. 6). Terminálna časť týchto rašielin vznikla pred $4\,690 \pm 40$ BP, to znamená v období atlantiku. Dosahujú hrúbku okolo 1,5 m (tab. 5; Vaškovský et al., 1960).

Okrem uvedeného pásma sú povrchové slatinné rašeliniská vyvinuté aj v lokálnych medzidunových zníženinách Boru, kde spravidla lemujú fluviaľne hmlokálové piesčité hliny, ako je to v močaristej oblasti. Stávky pod bahennou mláskou na SV od Malaciek. V rámci územia Záhorských pláňav z viacerých menších lokalít svojou veľkou rozlohou vyniká rašelinisko v rámci národnej prírodnej rezervácie Abrod, ktoré sa nachádza na S od Veľkých Levár v mieste vyústenia potoka Poreč do nivy Moravy. Okrem toho boli rašelinové hliny identifikované aj v pásme naviatych pieskov na lokalite Sipoltkove na J od Jakubovských rybníkov pri Jakubove. Na ostatnom území regiónu sa uvedené sedimenty vyskytujú len sporadicky a prevažne na menších plochách. Väčšina z nich sa vyvinula a zachovala v pozdĺžnych terénnych zníženinách niektorých izolovaných starých mŕtvych ramien a iných fluviaľne prehradených priestorov a v terénnych zníženinách vyššieho nívneho stupňa v oblasti Dolnomoravskej nivy.

Záver

V rámci geologického výskumu pri zostavovaní novej regionálnej geologickej mapy Záhorskej nížiny v mierke 1 : 50 000 (Fordinál et al., 2012b) a textových vysvetliviek k nej (Fordinál et al., 2012a) sa získalo množstvo nových poznatkov o stratigrafii neogénnych a kvartérnych sedimentov.

Nové výsledky môžeme zhrnúť takto:

– *jablonický zlepenec* sme na základe faciálneho vývoja a superpozičných vzťahov stratigraficky zaradili do vrchného karpátu a z litostratigrafického hľadiska sme ho začlenili do *závodského súvrstvia* ako člen;

– v rámci *devinskonooveských vrstiev* sme vyčlenili viacero litotypov (brekcie, zlepenec, piesky, íly). Zistili sme v nich výskyt ryolitových tufov, ktoré boli definova-

né ako nová litostratigrafická jednotka – *kuchynský tuf* (Šimon et al., 2009). Vzhľadom na uvedenú skutočnosť, rôznorodú litologickú náplň, ako aj hrúbku sme *devinskonooveské vrstvy* začlenili do hierarchicky vyššej jednotky – súvrstvia;

– biostratigrafickým výskumom sme potvrdili a doložili (Zlinská et al., 2009) prítomnosť sarmatských sedimentov v okolí obce Pernek, ktorých výskyt bol po prvýkrát zobrazený na mape listu Pezinok (Kodym a Matějka, 1936);

– preukázali sme výskyt litotamniových vápencov jv. od obce Borský Mikuláš, zobrazený doteraz len na mape Andriana et al. (1863);

– geologickým mapovaním kvartérnych usadenín v regióne sme zistili veľké množstvo nových poznatkov týkajúcich sa ich priestorového rozšírenia, obsahovej náplne a charakteru uloženia. Zistilo sa, že v porovnaní s predchádzajúcimi výskumami majú väčšie rozšírenie najmä proluviaľne sedimenty západného úpätia Malých Karpát a fluviaľne sedimenty rieky Moravy v terasovom vývoji, ktoré pozostávajú najmä z piesčitých akumulácií. Veľká časť eolických pieskov uvádzaných v starších prácach bola najnovším výskumom preklasifikovaná na fluviaľne piesky;

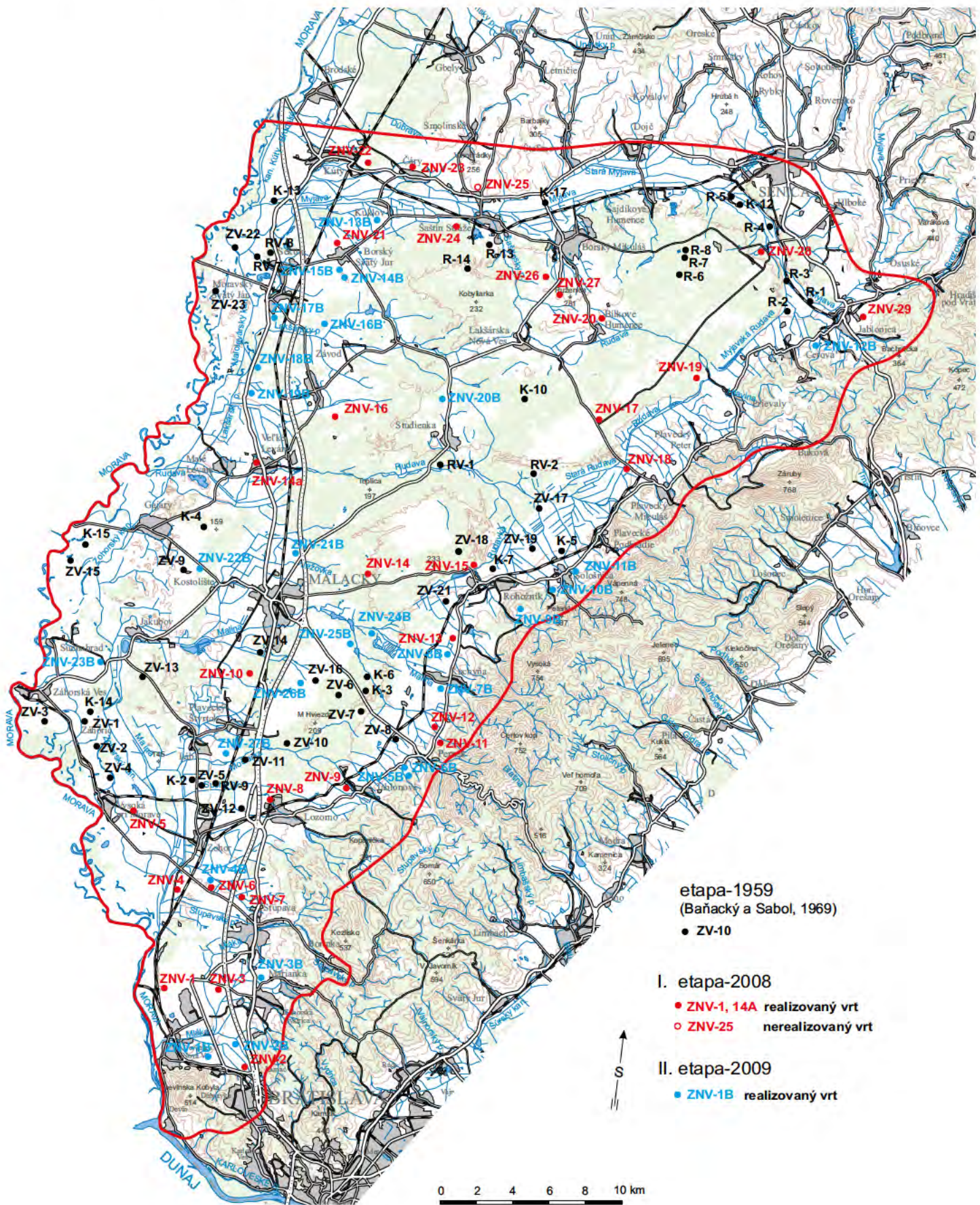
– na úpätí Malých Karpát sme našli doteraz neopísané výskyty sladkovodných vápencov – penovcov, travertínov (Borinka, Pernek), ktoré boli datované metódou AMS. Vek penovcov pri Borinke bol $6\,940 \pm 50$ BP. Vek travertínov pri Perneku bol vyšší ako 50 000 rokov a začlenili sme ho do interglaciálu ém;

– OSL datovaním sa zistilo, že eolické piesky sa na území Záhorskej nížiny usadzovali v priebehu vrchného pleistocénu (Borský Mikuláš $12\,150 \pm 600$ r. BP; Plavecký Štvrtok $14\,710 \pm 710$ r. BP; Šajdíkové Humence $16\,130 \pm 765$ r. BP) a v období holocénu až recentu (Borský Mikuláš $1\,215 \pm 15$ r. BP a 460 ± 10 r. BP);

– na základe AMS datovania kostí druhu *Megaloceros giganteus* sa nám podarilo nepriamo datovať vek sedimentov dnovej akumulácie nízkej terasy (würm) pri Malých Levároch, ktorý sa pohyboval od $24\,010 \pm 160$ r. BP do $39\,700 \pm 1\,000$ r. BP;

– zistila sa disproporcja pri vekovom zaraďovaní fluviaľných sedimentov pri Plaveckom Štvrtku na základe morfofopozície a OSL datovania;

Obr. 8 Lokalizácia plytkých mapovacích vrtov zrealizovaných v rokoch 2008 – 2009 (Fordinál et al., 2012c) a vrtov relizovaných v rokoch 1959 – 1969 (Baňacký a Sabol, 1969) na území regiónu Záhorská nížina. (Zostavil K. Fordinál, 2013).



Tab. 6. Litostratigrafia a genetické typy sedimentov v plytkých mapovacích vrtoch (zostavili J. Maglay a K. Fordinál, 2013).

Vrty	Lokalita	Súradnice		Hĺbka	Vek	Litostratigrafia a genetické typy sed.
		N	E			
ZNV-1	Bratislava-Devín, N. Ves	48 14' 30,178"	16 58' 07,077"	0,0 – 0,3 m	holocén	štrk.-hlin. delúvium
				0,3 – 3,0 m	báden	studienčanské súvrstvie.
ZNV-1B	Bratislava- Devín, N. Ves	48 12' 40,3"	17 00' 19,1"	0,0 – 0,6 m	holocén	niva/deluviál.-proluviál
				0,6 – 16,0 m	báden	devínskonovoveské súvrstvie
ZNV-2	Bratislava-Lamač	48 12' 14,893"	17 01' 52,084"	0,0 – 0,6 m	pleist./holocén	štrk.-hlin. delúvium
				0,6 – 19,0 m	báden	devínskonovoveské súvrstvie
ZNV-2B	Bratislava-Lamač	48 13' 1,5"	17 01' 35,3"	0,0 – 0,4 m	holocén	pies.-hlin.-štrk. niva
				0,4 – 2,0 m	pleist./holocén	deluv.-fluv. hlin.-štrk. úlom.
				2,0 – 4,3 m	báden	devínskonovoveské súvrstvie
ZNV-3	Záhorská Bystrica	48 13' 51,999"	17 00' 48,373"	0,0 – 0,6 m	holocén	pies.-hlin. niva
				0,6 – 1,8 m	pleist./holocén	fosílné humolity
				1,8 – 2,6 m	vrch. pleistocén	nízky kužeľ hlin.-štrk. úlom.
				2,6 – 3,2 m	vrch. pleistocén	detto + fľovitý splach
ZNV-3B	Záhorská Bystrica	48 15' 3,8"	17 02' 11,0"	3,2 – 3,5 m	báden	sandberské vrstvy
				0,0 – 0,3 m	holocén	pies.-hlin. splach
				0,3 – 1,2 m	stred. pleistocén	nižší str. kužeľ, pies. úlom.
ZNV-4	Zohor	48 17' 25,962"	16 58' 00,318"	1,2 – 4,1 m	báden	studienčanské súvrstvie
				0,0 – 0,3 m	holocén	pies. úlom., hlin. delúvium
ZNV-4B	Zohor	48 17' 40,2"	16 59' 51,2"	0,3 – 3,3 m	stred. pleistocén	vyšší str. kužeľ, pies. úlom.
				0,3 – 8,2 m	stred. pleistocén	vyš. stred. terasa, pies. štrk
				8,2 – 10,0 m	panón	bzenecké súvrstvie
				0,0 – 0,9 m	holocén	piesčitá hlina, niva
ZNV-5	Vysoká pri Morave	48 19' 31,942"	16 55' 47,334"	0,9 – 5,0 m	báden	studienčanské súvrstvie
				0,0 – 1,2 m	holocén	luzizem, pies. hl., niva
ZNV-5B	Pernek	48 21' 39,15"	7 45,89'	1,2 – 7,0 m	vrch. pleistocén	pies. štrky, dnová akumulácia
				7,0 – 15,5 m	neogén	neogénne s., nečlenené
				0,0 – 2,1 m	pleist./holocén	pies. úl. štrk, del.-fluv. spl.
ZNV-6	Zohor	48 17' 32,420"	16 59' 46,861"	2,1 – 12,0 m	báden	devínskonovoveské súvrstvie
				0,05 – 15,0 m	pleist./holocén	eol. pies. + pies. splachy
ZNV-6B	Pernek	48 21' 47,56"	17 07' 42,93"	15,0 – 15,4 m	báden	studienčanské súvrstvie
				0,0 – 1,7 m	pleist./holocén	hlin.-kam. štrk. delúvium
ZNV-7	Stupava	48 17' 28,26"	17 00' 50,020"	1,7 – 4,0 m	?báden	?studienčanské súvrstvie
				0,0 – 0,1 m	recent	navážka
				0,1 – 1,2 m	holocén	íl.-pies. hlina, niva
ZNV-7B	Kuchyňa	48 24' 7,83"	17 8' 45,58"	1,2 – 3,0 m	báden	studienčanské súvrstvie
				0,1 – 5,5 m	st. pleist.	str. kužeľ, hl.-pies. úlom.
ZNV-8	Lozorno	48 20' 39,40"	17 01' 43,70"	5,5 – 8,0 m	báden	studienčanské súvrstvie
				0,0 – 0,4 m	holocén	piesčitá pôda
				0,4 – 1,8 m	pleist./holocén	eolické piesky
				1,8 – 12,5 m	vrch. pleistocén	nízky kužeľ, piesky, úlom.
ZNV-8B	Kuchyňa	48 25' 3,05"	17 9' 17,88"	12,5 – 17,0 m	báden	studienčanské súvrstvie
				0,0 – 1,9 m	stred. pleistocén	prolúvium, hl. úlomky
ZNV-9	Jablonové	48 39' 4,96"	17 5' 17,86"	1,9 – 5,0 m	báden	studienčanské súvrstvie
				0,0 – 0,8 m	holocén	íl.-pies. hlina, pôda
				0,8 – 6,8 m	vrch. pleistocén	prolúvium, hl.-pies. úlom.
ZNV-9B	Rohožník	48 26' 27,2"	17 10' 37,3"	6,8 – 8,0 m	báden	studienčanské súvrstvie
				0,0 – 0,5 m	holocén	hl. pies., delúvium
ZNV-9B	Rohožník			0,5 – 8,2 m	spod. pleistocén	prolúvium, hl.-pies. úlom.
ZNV-10	Malacky	48 24' 08,740"	17 00' 02,899"	8,2 – 10,0 m	báden	studienčanské súvrstvie
				0,0 – 0,2 m	holocén	pies. hlina, pôda
				0,2 – 6,5 m	stred. pleistocén	fluviál, vyš. str. terasa
ZNV-10B	Rohožník	48 26' 54,7"	17 11' 18,9"	6,5 – 8,0 m	panón	čarské súvrstvie
				0,0 – 1,6 m	holocén	hl.-pies. delúvium
				1,6 – 3,1 m	pleist./holocén	pies.-kam. delúvium
				3,1 – 5,0 m	sarmat	holičské súvrstvie

Pokračovanie tab. 6.

Vrty	Lokalita	Súradnice		Hĺbka	Vek	Litostratigrafia a genetické typy sed.
		N	E			
ZNV-11	Pernek	48 22' 42,49"	17 08' 57,08"	0,0 – 0,3 m	holocén	hlin.-piesč., pôda
				4,2 – 6,0 m	vrch. pleistocén	prolúvium, piesč. úlom. štrk.
				6,0 – 13,0 m	sarmat	holíčske súvrstvie
ZNV-11B	Sološnica	48 28' 1,9"	17 14' 18,7"	0,0 – 1,3 m	pleist./holocén	íl.-hlin. úlom., delúvium
				1,3 – 5,0 m	pleist./holocén	pies.-hl. úlom., delúvium
				5,0 – 6,0 m	neogén	neogénne súvrst., nečlenené
ZNV-12	Pernek	48 22' 56,07"	17 08' 53,00"	0,0 – 0,3 m	holocén	hlin.-piesč., pôda
				0,3 – 3,0 m	sarmat	holíčske súvrstvie
ZNV-12B	Cerová-Lieskové	48 35' 17,7"	17 24' 16,8"	0,0 – 0,6 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				0,6 – 4,2 m	pleist./holocén	pies.-hlin. úlom., prolúvium
				4,2 – 8,0 m	karpát	lakšárske súvrstvie
ZNV-13	Kuchyňa	48 25' 36,57"	17 09' 14,79"	0,0 – 0,2 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				0,2 – 6,5 m	spod. pleistocén	pies.-štrk. úlom., prolúvium
				6,5 – 16,0 m	báden	sandberské vrstvy
ZNV-13B	Kuklov	48 37' 43,6"	17 04' 01,2"	0,0 – 0,7 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				0,7 – 5,0 m	stred. pleistocén	piesky, stredná terasa
				5,0 – 6,0 m	panón	bzenecké súvrstvie
ZNV-14	Malacky	48 27' 04,95"	17 04' 59,04"	0,0 – 0,1 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				0,1 – 3,7 m	vrch. pleistocén	eolické piesky
				3,7 – 7,0 m	neogén	neogénne súvrst., nečlenené
ZNV-14a	Veľké Leváre	48 30' 11,090"	16 59' 54,468"	0,0 – 1,6 m	recent	navážka
				1,6 – 20,0 m	stred. pleistocén	piesky, štrky, stredná terasa
				20,0 – 22,0 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-14B	Borský Sv. Jur	48 36' 11,1"	17 02' 47,5"	0,0 – 0,2 m	holocén	piesč.-hl. štrk., delúvium
				0,2 – 2,3 m	spod. pleistocén	piesč.-štrk., vysoká terasa
				2,3 – 6,0 m	panón	bzenecké súvrstvie
ZNV-15	Rohožník	48 27' 51,03"	17 09' 45,95"	0,0 – 0,5 m	holocén	navážka
				0,5 – 8,0 m	vrch. pleistocén	eolické piesky
				8,0 – 27,0 m	stred. pleistocén	pies.-štrk. úlom., prolúvium
ZNV-15B	Borský Sv. Jur	48 36' 24,2"	17 02' 25,0"	0,0 – 0,15 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				0,15 – 6,5 m	stred. pleistocén	pies.-štrk., vrchná terasa
				6,5 – 12,5 m	panón	bzenecké súvrstvie
ZNV-16	Závod	48 31' 47,187"	17 03' 05,490"	0,0 – 0,7 m	holocén	pies. hlina, del.-fluv.
				0,7 – 4,2 m	pleist./holocén	eolické piesky
				4,2 – 6,5 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-16B	Závod	48 34' 42,72"	17 02' 7,60"	0,0 – 0,2 m	holocén	piesok, hlina, regozem
				0,2 – 2,3 m	pleist./holocén	eolické piesky
				2,3 – 2,7 m	stred. pleistocén	pies.-štrk., vrchná terasa
				2,7 – 6,0 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-17	Plavecký Mikuláš	48, 540 97	17, 24 610	0,0 – 0,4 m	recent	navážka
				0,4 – 19,9 m	stred. pleistocén	eolické piesky
				19,9 – 20,0 m	neogén	neogénne súvrst., nečlenené
ZNV-17B	Moravský Sv. Ján	48 34' 36,8"	16 59' 42,2"	0,0 – 0,2 m	holocén	íl.-hl. štrk., pôda a delúv.
				0,2 – 1,0 m	stred. pleistocén	íl.-hlin. štrk., vyš. st. terasa
				1,0 – 3,0 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-18	Plavecký Mikuláš	48, 524 03	17, 265 80	0,0 – 0,8 m	holocén	pies. hlíny s humusom
				0,8 – 3,2 m	stred. pleistocén	pies.-štrk. úl., prolúvium
				3,2 – 5,0 m	neogén	neogénne s., nečlenené
ZNV-18B	Moravský Sv. Ján	48 33' 12,1"	16 59' 12,5"	0,0 – 0,4 m	pleist./holocén	pies. hl., del.-fluviál
				0,4 – 3,0 m	vrch. pleistocén	fluviálne piesky
				3,0 – 14,0 m	vrch. pleistocén	fluviálne piesčité štrky
				14,0 – 17,0 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-19	Prievaly	48, 570 80	17, 321 80	0,0 – 0,1 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				0,1 – 7,0 m	stred. pleistocén	eolic. piesky, fos. pôdy
				7,0 – 11,3 m	stred. pleistocén	eolic. piesky + humolity
				11,3 – 12,0 m	neogén	neogénne súvrst., nečlenené

Pokračovanie tab. 6.

Vrty	Lokalita	Súradnice		Hĺbka	Vek	Litostratigrafia a genetické typy sed.
		N	E			
ZNV-19B	Závod	48 32' 22,3"	16 59' 10,2"	0,0 – 0,6 m	holocén	piesč. hlina + štrk, pôda
				0,6 – 4,5 m	stred. pleistocén	pies. štrk., fluv. terasa
				4,5 – 9,0 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-20	Bílkove Humence	48 35' 42,885"	17 15' 02,239"	0,0 – 1,0 m	holocén	humolity, piesč. hlíny
				1,0 – 1,4 m	pleist./holocén	hl.-kam. štrk., delúvium
				1,4 – 5,0 m	karpát	lakšárske súvrstvie
ZNV-20B	Studienka	48 32' 42,5"	17 07' 53,6"	0,0 – 0,2 m	holocén	hlina, pôda regozem
				0,2 – 13,1 m	spod. pleistocén	pies.-štrk. íl., vysoká terasa
				13,1 – 14,0 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-21	Borský Sv. Jur	48 37' 02,500"	17 02' 18,817"	0,0 – 0,2 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				0,2 – 1,2 m	pleist./holocén	eolické piesky
				1,2 – 5,3 m	stred. pleistocén	pies.-štrk., vrchná terasa
				5,3 – 6,5 m	panón	bzenecké súvrstvie
ZNV-21B	Malacky	48 27' 37,5"	17 02' 13,4"	0,0 – 0,3 m	holocén	hlina, pôda
				0,3 – 1,0 m	stred. pleistocén	pies. úlom., štrk, stredná terasa
				1,0 – 2,5 m	stred. pleistocén	silt., fluv.-deluv. splach
				2,5 – 4,0 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-22	Kúty	48 39' 23,730"	17 03' 28,750"	0,0 – 0,1 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				0,1 – 2,0 m	pleist./holocén	eolické piesky
				2,0 – 3,5 m	panón	gbelské súvrstvie
ZNV-22B	Kostolište	48 26' 58,6"	16 58' 2,5"	0,0 – 0,2 m	holocén	hlina, regozem
				0,2 – 1,6 m	vrch. pleistocén	eolické piesky
				1,6 – 9,0 m	stred. pleistocén	piesky, štrky, stredná terasa
				9,0 – 11,0 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-23	Čáry	48 39' 30,335"	17 05' 15,400"	0,0 – 1,0 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				1,0 – 1,8 m	pleist./holocén	eolické piesky
				1,8 – 3,5 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-23B	Suchohrad	48 23' 55,1"	16 53' 53,4"	0,0 – 0,6 m	holocén	pies. hlina., fluvizem
				0,6 – 3,7 m	vrch. pleistocén	piesky agradač. valu
				3,7 – 6,5 m	vrch. pleistocén	pies. štrk, dnová akumulácia
				6,5 – 10,0 m	neogén	neogénne súvrst., nečlenené
ZNV-24	Šaštín-Stráže	48 37' 52,500"	17 07' 44,182"	0,0 – 0,5 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				0,5 – 3,3 m	pleist./holocén	eolické piesky
				3,3 – 11,0 m	vrch. pleistocén	piesky, dnová akumulácia
				11,0 – 13,0 m	sarmat	skalické súvrstvie
ZNV-24B	Malacky	48 25' 34,2"	17 06' 5,6"	0,0 – 0,55 m	holocén	hlina, čiernica
				0,55 – 10,0 m	vrch. pleistocén	piesky, úlomky, prolúvium
				10,0 – 11,0 m	neogén	neogénne súvrst., nečlenené
ZNV-25B	Malacky	48 25' 22,8"	17 04' 49,1"	0,0 – 4,0 m	vrch. pleistocén	piesky, úlomky, prolúvium
				4,0 – 5,0 m	neogén	neogénne súvrst., nečlenené
ZNV-26	Borský Mikuláš	48 36' 25,661"	17 11' 53,565"	0,0 – 1,1 m	pleist./holocén	eolické piesky
				1,1 – 1,9 m	pleist./holocén	pies.-íl. humus, fos. pôda
				1,9 – 2,2 m	pleist./holocén	pies. íly., deluviálny splach
				2,2 – 4,0 m	báden	jakubovské súvrstvie
ZNV-26B	Malacky	48 23' 59,5"	17 02' 46,3"	0,0 – 19,0 m	stred. pleistocén	pies. fluv., vrch. terasa
				19,0 – 20,0 m	neogén	neogénne s., nečlenené
ZNV-27	Borský Mikuláš	48 36' 10,435"	17 12' 26,061"	0,0 – 2,0 m	pleist./holocén	eol. piesky + splach
				2,0 – 6,0 m	báden	žičkovské vrstvy
ZNV-27B	Láb	48 21' 37,1"	16 59' 41,4"	0,0 – 0,5 m	holocén	piesok, hlina, regozem
				0,5 – 11,0 m	vrch. pleistocén	pies. + štrk, níz. terasa
				11,0 – 13,5 m	panón	čárske súvrstvie
ZNV-28	Senica	48,631 12	17,35672	0,0 – 0,25 m	holocén	piesok, hlina, pôda
				0,25 – 12,0 m	pleist./holocén	eol. piesky + splach
				12,0 – 13,0 m	karpát	lakšárske súvrstvie
ZNV-29	Jablonica	48,607 48	17,432 46	0,0 – 1,8 m	holocén	navážka
				1,8 – 5,0 m	pleist./holocén	sprašová hlina
				5,0 – 11,0 m	pleist./holocén	hlinité štrky, splachy
				11,0 – 12,0 m	karpát	lakšárske súvrstvie

– zistila sa tóriová anomália – najrozsiahlejší anomálny objekt v rámci Slovenska a z neho vyplývajúce možné riziko z hľadiska vyššej koncentrácie uránu v intraviláne Bratislavy.

New data on stratigraphy and lithology of the neogene and quaternary deposits in the Záhorie lowland region

Resumé

New regional *Geological map of Záhorie Lowland in the scale 1 : 50 000* was published in 2012, together with detailed explanatory notes. It is linking up to the *Geological map of Záhorie Lowland in the scale 1 : 50 000*, compiled by V. Baňacký and A. Sabol, published in 1973 without explanatory notes.

Geological map of Záhorie Lowland in the scale 1 : 50 000 (Fordinál et al., 2012b) represents a new cartographic picture of the geologically diversified area, compiled based on new geological mapping and results both of biostratigraphical (foraminifera, calcareous nannoplankton) and petrographic measurements. The connected explanatory notes (Fordinál et al., 2012a) are giving new informations on the geological framework, on individual Neogene lithostratigraphic units and on various genetic types of Quaternary deposits.

Neogene deposits are outcropping at the western margin of the Malé Karpaty Mts. and less often in the area of the Vienna Basin. In the map area, the oldest Neogene deposits are of early Miocene age (*Podbranč Conglomerate*, *Lakšárska Nová Ves* and *Závod formations*, *Jablonica Conglomerate*). In their roof in the Vienna Basin infill, there are *Kúty Member* of Lower Badenian age, passing into *Lanzhot Formation* pelitic deposits. The basal part of the *Jakubov Formation Žižkov Member*, outcropping on the Lakšáry elevation. In the basin infill, they are covered by mostly sandy deposits of the *Stupava Member* and by clayey *Jakubov Formation*. At the foothill of the Malé Karpaty Mts., there are outcropping deposits of the *Devínska Nová Ves Formation* with changing lithology (breccia, gravel, sand, clay). Within these deposits we described a new occurrence of rhyolite tuff (Šimon et al., 2009). The Upper Badenian deposits are represented by *Studienka Formation* with marginal *Sandberg Member*. They are covered by the deposits of Sarmatian age, represented by *Holíč* and *Skalica formations*. The youngest Miocene deposits are of Pannonian age, represented by *Bzenec*, *Čáry* and *Gbely formations*. The Pliocene deposits are preserved only in the *Kúty* and *Zohor-Plavecký Mikuláš* depressions.

Quaternary deposits are covering almost all the area of the studied part of the Záhorie lowland. The Quaternary geological framework of the area is built by almost full spectra of the terrestrial genetic types of deposits (aeolian, fluvial, proluvial, deluvial and chemogene). Among the preserved genetic types, accumulations of aeolian sand are dominant, according their thickness, lateral distribution and specific facial development. In the Bory lowland they are the most considerable relief constituents. Aeolian sand creates either laterally wide dune complexes, or they occur like laterally and vertically small local anchored dunes and flat accumulations. Most of the aeolian dunes originated during late Pleistocene (Borský Mikuláš $12\,150 \pm 600$ years BP; Plavecký Štvrtok $14\,710 \pm 710$ years BP; Šajdíkove Humence $16\,130 \pm 765$ years BP) and during Holocene to recent (Borský Mikuláš, $1\,215 \pm 15$ years BP and 460 ± 10 years BP) (Moravcová and Fordinál, 2010).

Another important Quaternary deposits type in the region are fluvial accumulations. The oldest fluvial deposits (early Pleistocene) are known from the basal parts of the Quaternary infill in the *Kúty* and *Zohor-Marchegg* depressions of the Vienna Basin. Based on the AMS dating of *Megaloceros giganteus* bones we obtained an indirect age of the lower terrace bottom accumulation deposits (Würm) near Malé Leváre village. The age was interpreted

like from $24\,010 \pm 160$ years BP to $39\,700 \pm 1\,000$ years BP (Moravcová et al., 2011).

We recognized new occurrences of chemogene-organogene spring limestones near Borinka village (Holocene, $6\,940 \pm 50$ years BP) and near Pernek village (R/W, eem).

In the future, the investigation in this area would be oriented to the disproportion, obtained from the fluvial deposits age determination near Plavecký Štvrtok village, based on morpho-position and OSL dating, as well as to the verification of a thorium anomaly – the largest anomaly structure in Slovakia, according to possible hazards, resulting from higher uranium concentration in the Bratislava city.

Literatúra

- Abel, O., 1902: Zwei neue Menschenaffen aus den Leithakalkbildungen des Wiener Becken. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. (Wien), 111, 10, 1 171 – 1 207.
- Andrian, F., 1863: Original Blatt 35 Stampfen, Pressburg, Modern, Warlbürg 1 : 144 000. Manuskript. Viedeň, archív GBA.
- Andrian, F. F., Paul, K. M. a Foetterle, 1863: Umgebungen von Malaczka und Senitz 1 : 144 000. Manuskript. Viedeň, archív GBA.
- Baňacký, V., Elečko, M., Potfaj, M. a Vass, D., 1996a: Geologická mapa Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Baňacký, V., Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, L. a Čechová, A., 1996b: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 144 s.
- Baňacký, V. a Sabol, A., 1969: Základný geologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Baňacký, V. a Sabol, A., 1973: Geologická mapa Záhorskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Baráth, I., 1993a: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti spodno a strednomiocénnych hrubých klastík v zóne alpsko-karpatského styku. Kandidátska dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Baráth, I., 1993b: Vrchnobádenský rífový komplex na východnom okraji Viedenskej panvy. In: Hamrsmíd, B. (ed.): Nové výsledky v terciéru Západných Karpat (Sborník referátů z 10. konferencie o mladším terciéru, Brno, 27. – 28. 4. 1992). Knih. Zem. Plyn. Nafta (Hodonín), 15, 177 – 197.
- Baráth, I., 2009: Sedimentologický opis vybratých lokalít neogénnych a kvartérnych sedimentov v južnej časti Záhorskej nížiny. In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšovský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Baráth, I., Hlavatý, I., Kováč, M., Hudáčková, N. a Šály, B., 2001: Northern Vienna Basin history: Depositional systems within the Miocene time framework. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geol. (Brno), 30 (2000), 123 – 141.
- Baráth, I. a Kováč, M., 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpat. Knih. Zem. Plyn. Nafta 9, Miscell. Micropaleont. (Hodonín), IV, 55 – 86.
- Baráth, I., Nagy, A. a Kováč, M., 1994: Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 99, 59 – 66.

- Bartek, V., 1989: Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti vienedskej panvy. *Miner. slov.* (Bratislava), 21, 3, 275 – 281.
- Began, A. (ed.), Hanáček, J., Mello, J. a Salaj, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Benejová, I., 1985: Faciálna analýza bádenských litotamniových vápencov na lokalite Rohožník. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 2007: Vyhodnotenie výbrusov z neogénnych hornín na liste 44-221. In: Kohút M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 2008: Mikrofaciálne a mikrobiostratigrafické vyhodnotenie výbrusov z územia regiónu Záhorská nížina (listy 34-444 Modra-Harmónia, 34-443 Jablonové a 44-214 Devínska Nová Ves). In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšovský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 2011: Vyhodnotenie výbrusov zo sandberských vrstiev a skalického súvrstvia na listoch 34-442 Sološnica, 34-424 Lakšárska Nová Ves a 35-313 Trstín. In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačíky, M., Olšovský, M., Buček, S., Havrila, M., Boorová, D., Zlinská, A. a Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 34-421 Kúty (časť), 34-422 Borský Mikuláš (časť), 34-423 Závod, 34-424 Lakšárska Nová Ves (časť), 34-432 Gajary, 34-441 Malacky, 34-442 Sološnica (časť), 35-311 Senica (časť) a 35-313 Trstín (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buday, T., 1939: Tři lokality tortonské fauny na západním úpatí Malých Karpat. *Příroda* (Brno), 32, 3, 94 – 96.
- Buday, T., 1955a: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR na listech Hodonín, Trenčín a Bratislava v roce 1955. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buday, T., 1955b: Stratigrafie spodního a středního miocénu hlavních oblastí Dolnomoravského úvalu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buday, T., 1955c: Současný stav stratigrafických výzkumů v spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. *Věst. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 30, 4, 162 – 168.
- Buday, T., Benešová, E., Březina, J., Cicha, I., Čtyroký, P., Dornič, J., Dvořák, J., Eliáš, M., Hanzlíková, E., Jendřejková, O., Kačura, G., Kamenický, J., Kheil, J., Köhler, E., Kullmannová, A., Mahel, M., Matějka, A., Paulík, J., Salaj, J., Scheibner, E., Scheibnerová, V., Stehlík, O., Urbánek, L., Vavřínová, M. a Zelman, J., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXX Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol., 238 s.
- Buday, T., Cambel, B., Mahel, M., Brestenská, E., Kamenický, J., Kullmann, E., Matějka, A., Salaj, J. a Zaťko, M., 196: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXXV M-33-XXXVI, Wien – Bratislava. Bratislava. Vyd. Geofond, 5 – 248.
- Buday, T. a Cicha, I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Pováží. *Geol. Práce, Soš.* (Bratislava), 43, 5 – 56.
- Buday, T., Cicha, I. a Seneš, J., 1965. *Miozän der Westkarpaten.* Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 295.
- Buday, T. a Špička, V., 1959: Geologický vývoj slovenských částí Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárske elevace. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. příř. Věd* (Praha), 69, 4, 3 – 83.
- Cílek, V. a Cicha, I., 1956: Zpráva o geologii neogenu v širokém okolí Lakšárské Nové Vsi ve vnitroalpské pánvi. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Čierna, E., 1973: Mikropaläontologische und Biostratigraphische Untersuchungen einiger Bohrproben aus der weiteren Umgebung von Rohožník. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.* (Bratislava), 26, 113 – 187.
- Čtyroký, P., 1999: Geologická mapa 1 : 500 000 moravské části vídeňské pánve. *Zpr. geol. Výzk. v r. 1998*, 88 – 91.
- Čtyroký, P., 2000: Nové litostratigrafické jednotky pannonu vídeňské pánve na Moravě. *Věst. Čes. geol. Úst.* (Praha), 75, 2, 159 – 170.
- Elečko, M. a Vass, D., 2001: Litostratigrafické jednotky usadenín sarmatského veku vo Viedenskej panve. *Miner. slov.* (Bratislava), 33, 1, 1 – 6.
- Fordinál, K., Baráth, I., Šimon, L., Kohút, M., Nagy, A. a Kučerová, J., 2010: Nové poznatky o devínskonovoveskom súvrství (Viedenská panva, Slovensko). *Geol. Výzk. Mor. Slez.* (Brno), 17, 1 – 2, 32 – 34.
- Fordinál, K. (ed.), Maglay, J., Elečko, M., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačíky, M., Kohút, M., Németh, Z., Bezák, V., Polák, M., Plašienka, D., Olšovský, M., Buček, S., Havrila, M., Hók, J., Pešková, I., Kucharič, L., Kubeš, P., Malík, P., Baláz, P., Liščák, P., Madarás, J., Šefčík, P., Baráth, I., Boorová, D., Uher, P., Zlinská, A. a Žecová, K., 2012a: Vysvetlivky ku geologickej mape Záhorskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 7 – 232.
- Fordinál, K. (ed.), Maglay, J., Elečko, M., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačíky, M., Kučera, M., Polák, M., Plašienka, D., Filo, I., Olšovský, M., Buček, S., Havrila, M., Kohút, M., Bezák, V. a Németh, Z., 2012b: Geologická mapa Záhorskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Ministerstvo životného prostredia SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšovský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K., Maglay, J., Šefčík, P. a Moravcová, M., 2012c: Litologický opis plytkých mapovacích vrtoz z územia regiónu Záhorská nížina. In: Fordinál, K., Maglay, J., Elečko, M., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačíky, M., Kohút, M., Németh, Z., Polák, M., Plašienka, D., Olšovský, M., Buček, S., Havrila, M., Hók, J., Pešková, I., Kucharič, L., Kubeš, P., Malík, P., Liščák, P., Šefčík, P., Baláz, P., Boorová, D., Uher, P., Zlinská, A., Žecová, K. a Baráth, I., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Záhorskej nížiny v M 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K., Zlinská, A. a Halásová, E., 2002: Fauna and nanoflora of Badenian sediments in the Stupava HGP-3 borehole (Slovak part of the Vienna Basin). In: Michalík, J., Hudáčková, N., Chalupová, B. a Starek, D. (eds.) 2002: Paleogeographical, Paleocological, Paleoclimatical Development of Central Europe, Abstract Book, 5 – 7th June 2002. Bratislava, Institute of Geology, Slovak Academy of Science, 53 – 54.
- Fordinál, K., Zlinská, A., Halásová, E., Slamková, M. a Brzobohatý, R., 2003: Stratigrafia bádenských sedimentov okolia Stupavy (viedenská panva, Slovensko) a rekonštrukcia paleo-

- ekologických pomerov. Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., XLIX, 4. Paleont. seminář Ostrava 17. – 18. 6. 2003, 90 – 92.
- Fordinál, K., Zlinská, A. a Siraňová, Z., 2006: Petrografická charakteristika a fauna skalického súvrstvia (sarmat) západného okraja Malých Karpát (Sološnica, Prievaly). Miner. slov. (Bratislava), 38, 1, 49 – 59.
- Gabčo, R. a Špička, V., 1970: Základný geologický výskum neogénu slovenskej časti Viedenskej panvy – Vysvetľujúci text ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: M-33-131-A-a (Kúty), M-33-131-A-b (Šaštín) – časť neogén. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašpariková, V., 1962: Mikrobiostratigrafický výskum vzoriek z lokality Kuchyňa – Rohožník. In: Žabková, M., 1962: Etapová zpráva a výpočet zásob. Cementáreň – Záhorie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Grill, R., 1943: Über mikropalaontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. Reichsamst Bodenforsch. (Wien), 6, 33 – 44.
- Halasová, E., Hudáčková, N., Fordinál K., Zlinská A. a Jamrich, M., 2012: Microbiostratigraphy of the Sarmatian Deposits of the Plavecká Depression (Vienna Basin, Slovakia) based on Foraminifera and Calcareous Nannofossils. In: Hladilová, Š., Doláková, N. a Dostál, O. (eds.): 13th Czech-Slovak-Polish Paleontological Conference, Brno, 30 – 31.
- Harzhauser, M., Mandic, O. a Schlögl, J., 2011: A late Burdigalian bathyal mollusc fauna from the Vienna Basin (Slovakia). Geol. carpath. (Bratislava), 63, 3, 211 – 231.
- Harzhauser, M. a Piller, W. E., 2004: Integrated stratigraphy of Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. Stratigraphy, 1, 1, 65 – 86.
- Hladilová, Š., 1991: Results of preliminary studies of the molluscan fauna from the Rohožník locality. Scr. geol. (Leiden), 21, 91 – 97.
- Holec, P., 2001: Miocénne drsnokožce a kostnaté ryby (Chondrichthyes et Osteichthyes, Vertebrata) z Viedenskej panvy pri Bratislave (Slovensko). Miner. slov. (Bratislava), 33, 2, 111 – 134.
- Holec, P. a Emry, R. J., 2003: Another Molar of the Miocene Hominid *Griphopithecus suessi* from the Type locality at Sandberg, Slovakia. Bull. Amer. Mus. natur. Hist. (New York), 279, 625 – 631.
- Holec, P., Karol, M. a Koubová, M., 2007: *Dicrocerus cf. grangeri* (Mammalia, Cervidae) z Rohožníka (Slovensko). Miner. slov. (Bratislava), 39, 4, 323 – 328.
- Holec, P. a Schlögl, J., 2000: Find of *Trionyx rostratus* Arth. in the Upper Badenian deposits of the Malé Karpaty Mts., Western Carpathians. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 6, 2 – 3, 106 – 109.
- Holec, P. a Schlögl, J., 2004: Krokodíly zo stredného miocénu (vrchného bádenu) viedenskej panvy z lokality Sandberg, Slovensko. 5. paleontologická konferencia, Bratislava, jún 2004. Zborník abstraktov. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 45.
- Hrabovský, J., 2013: Negenikulátne koralinné riasy Corallinales, Sporolithales, Rhodophyta z litotamniových vápencov lokality Vrchná Hora pri Stupave (Viedenská panva, Slovensko). Miner. slov. (Bratislava), 45, 1, v tlači.
- Hrabovský, J. a Fordinál K., 2012: Badenian Limestones bodies on the slopes of Stupava Vrchná Hora (Vienna Basin, Slovakia). In: Molasse Tagung 2012, 27. – 28. April 2012 Wien. Wien, Naturhist. Mus., 20 – 21.
- Hraško, Ľ., Bezák, V. a Klinec, A., 1981: Geologicko-tektonická štúdia PVE Devínsky zlom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hromádka, J., 1935: Zeměpis okresu bratislavského a malackého. Vlastived. Sbor. okr. bratislav. malack. (Bratislava), II, 111 – 121.
- Hudáčková, N. a Kováč, M., 1993: Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti Viedenskej panvy vo vrchnom bádene a sarmate. Miner. slov. (Bratislava), 25, 3, 202 – 210.
- Chalupová, B. a Ledvák, P., 2007: Otolithy z lokality Cerová-Lieskové (Viedenská panva, Slovensko) In: Zlinská, A. (ed.): 8. paleontologická konferencia. Zborník abstraktov. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 48 – 50.
- Jamrich, M. a Halasová E., 2010: Vývoj spoločenstiev vápnných nanofosilií Viedenskej panvy ako odraz paleoenvironmentálnych zmien počas vrchného bádenu (Devínska Nová Ves – tehelňa). Acta Geol. Slov., 2, 2, 123 – 140.
- Janáček, J., 1957: Předběžná zpráva o nových stratigrafických poznacích ve svrchním pannonu vnitroalpské pánve vídeňské. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 10, 5 – 48.
- Jiříček, R., 1972: Problém hranice sarmat/panon ve Vídeňské, Podunajské a východoslovenské pánvi. Miner. slov. (Bratislava), 4, 14, 39 – 61.
- Jiříček, R., 2002: Molasový vývoj Alpsko-karpatské předhlubně a Vídeňské pánve. Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment IX, 1 – 2, 179 s.
- Joniak, P., 2002: Early Vallesian rodents from Borský Sv. Jur (Slovakia). In: Michalík, J., Hudáčková, N., Chalupová, B. a Starek, D. (eds.), 2002: Paleogeographical, Paleocological, Paleoclimatical Development of Central Europe, Abstract Book, 5 – 7th June 2002. Bratislava, Institute of Geology, Slovak Academy of Science, 21 – 23.
- Kodym, O. a Matějka, A., 1923: Zpráva o geologii flyšu v jihozápadním konci Bílych Karpat. Sbor. St. geol. Úst. (Praha), 3, 183 – 207.
- Kodym, O. a Matějka, A., 1936: Geologická mapa listu 4658 2c (Pezinok). Manuskript. Praha, archív Geol. služby ČR.
- Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Koutek J. a Zoubek V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000, list Bratislava 4758. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 18, 92 s.
- Kováč, M., 1985: Origin of Jablonica Formation conglomerates in the light of pebble analysis. Geol. carpath. (Bratislava), 36, 1, 95 – 105.
- Kováč, M., 1986: Lower Miocene sedimentation in the area of Jablonica depression – a model bound to oblique – slip mobile zone. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 1, 3 – 15.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. a Túnyi, I., 1988: Stratigrafická a paleogeografická korelácia vývoja egenburských sedimentov SV časti Malých Karpát, Trnavskej tabule a Považia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováč, M., Baráth, I., Šutovská, K. a Uher, P., 1991: Zmeny v sedimentárnom zázname spodného miocénu v Dobrovodskej depresii. Miner. slov. (Bratislava), 23, 201 – 213.
- Kováč, M. a Hudáčková, N., 1997: Changes of paleoenvironment as result of tectonic events with sea level changes in the northeastern margin of the Vienna Basin. Zbl. Geol. Paleont. Teil I (Stuttgart), 5/6, 457 – 469.
- Kováč, M., Hudáčková, N., Hlavatá, J., Sopková, B., Andrejeva-Grigorovič, A., Halasová, E., Kováčová, M., Kováčová, P., Sliva Ľ. a Baráth, I., 2008: Miocénne usadeniny vo vrtoch z regiónu Záhorská nížina: sedimentológia, biostratigrafické zaradenie a prostredie depozície. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 114, 7 – 49.
- Kováč, M., Nagymarosy, A., Holcová, K., Hudáčková, N. a Zlinská, A., 2001: Paleogeography, paleoecology and eustasy: Miocene 3rd order cycles of relative sea-level changes in the Western Carpathian – North Pannonian basins. Acta geol. hung. (Budapest), 44, 1, 1 – 45.

- Kováč, M., Šutovská, K., Baráth, I. a Fordinál, K., 1992: Planinské súvrstvie – sedimenty otansko-spodnokarpatského veku v severnej časti Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 96, 47 – 50.
- Kováčová, M., 2008: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtovej ZNV zo Záhorskej nížiny. In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšavský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Krippel, E., 1986: Postglaciálny vývoj vegetácie Slovenska. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 7 – 307.
- Kučerová, K., 1984: Miocénne ostrakódy sedimentov íloviska cementárne v Rohožníku. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kučerová, K., 1986: Bádenské a sarmatské ostrakódy íloviska v Rohožníku. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 21, 113 – 115.
- Lehotayová, R., 1977: New data on calcareous nannoflora in pelites of the brick-kiln at Devínska Nová Ves. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 2 – 3, 175 – 188.
- Lehotský, R., 1992: Kras a pseudokras Devínskych Karpát. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lupták, P., 1995a: First evidence of the Turolian Carnivorous species *Perunium ursogulo* ORLOV, 1948 (Mustelidae, Mammalia) from Slovakia. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1, 2, 171 – 174.
- Lupták, P., 1995b: *Ictitherium viverrinum* (Carnivora Hyaenidae) from Upper Miocene of Western Slovakia. Geol. carpath. (Bratislava), 46, 6, 349 – 356.
- Mahel', M. a Cambel, B., 1972: Geologická mapa Malých Karpát. 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Matějka, A., 1937: Zpráva o výsledcích geologických výzkumů v neogénu při SZ okraji Malých Karpát mezi Lozornem, Jablonicou a Šaštínem. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. Čas. (Bratislava), 30, 2, 101 – 122.
- Minaříková, D., 1969: Petrografie kvartérnych sedimentů Záhorské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. Bratislava, SPN, 359 s.
- Moravcová, M. a Fordinál, K., 2010: The OSL dating of eolic sands from the Záhorská nížina Lowland. In: Kohút M. (ed.): DATING 2010. Conference Proceedings. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 25 – 26.
- Nagy, A., Baráth, I. a Ondrejčíková, A., 1993: Karloveské vrstvy – marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 97, 69 – 72.
- Ondrejčíková, A., 1987: Mäkkýšovské asociácie zo západnej časti „Veľkej Bratislavy“ a ich biostratigrafická interpretácia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pagáč, I., 1959: Geologická zpráva o výsledkoch doplnkového štruktúrneho prieskumu, prevedeného v r. 1959 v oblasti Leváre. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Gesell. Geol. (Wien), 39 – 41, 99 – 193.
- Papp, A., 1953: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. Mitt. Gesell. Geol. (Wien), 44 (1951), 85 – 222.
- Pipík, R., Fordinál, K., Slamková, M., Starek, D. a Chalupová, B., 2004: Annotated checklist of the Pannonian microflora, evertebrate and vertebrate community from Studienka, Vienna Basin. Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brunensis., Geol. (Brno), 31 – 32, 47 – 54.
- Pipík, R. a Holec, P., 1998: Pannónske lastúrnice (Crustacea, Ostracoda) a stavovce (Chordata, Vertebrata) z hliniska tehelne v Borskom Svätom Jure. Miner. slov. (Bratislava), 30, 3, 185 – 194.
- Plašienka, D., Baráth, I., Gross, P., Nagy, A., Kohút, M., Kováč, M. a Petrik, I., 1993: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Rukopisná mapa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Polák, M. a Nagy, A., 1993: Vyhodnotenie hydrogeologického vrtovej PKH-1 (Košarisko) a PKH-2 (Borinka). In: Hanzel, V., Vrana, K. a Čimborová, S., 1993: Podzemné vody západných svahov Devínskych a Pezinských Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Polák, R., Švagrovský, J., Lanc, J., Ďurďovič, Ševčík J. a Mikóczyová, Z., 1977: Devínska Nová Ves – prameň Jalšovec – hydrogeologický prieskum II. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Prokešová, H., 1961: Mikrofaunistické zhodnotenie vzoriek z problému Záhorie – korekčné íly. In: Žabková, M., 1962: Etapová zpráva a výpočet zásob. Cementáreň – Záhorie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Radwanski, A., 1968: Tortonian Cliff Deposits at Zahorska Bystrica near Bratislava (Southern Slovakia). Bull. Acad. pol. Sci., Ser. géol. geogr. (Varsovie), 16, 2, 97 – 102.
- Rosenman, J. a Zapletalová, I., 1956: Geologické poměry oblasti šaštínské elevace a jejího širšího okolí se zvláštním ohledem na stratigrafii helvetu a jeho perspektiv z hlediska nafta a plynosnosti. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sabol, A., 1964: Ročná správa o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny za rok 1963. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sabol, A. a Baňacký, V., 1961: Ročná zpráva o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny. Rok 1960. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Schaleková, A., 1969: Zür näheren kenntnis der Corallinaceen im Leithakalk des Sandberges bei Devínska Nová Ves (Theben – Neudorf) in der Süddwestslowakei. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 18, 93 – 102.
- Schaleková, A., 1973: Oberbadensische Corallinaceen aus dem Steinbruch Rohožník – Vajar an dem Westhang der Kleinen Karpaten. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 26, 211 – 221.
- Schaleková, A., 1978: Riasové (litotamniové) vápence v bádene Viedenskej, podunajskej a juhoslovenskej panvy Západných Karpát. Habilitačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Siráňová, Z., 2007: Petrografické vyhodnotenie výbrusov zo Záhorskej nížiny (listy 44-221 Stupava). In: Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Siráňová, Z., 2008: Petrografické vyhodnotenie výbrusov zo Záhorskej nížiny (listy 34-443 Jablonové a 34-444 Modra-Harmónia). In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Polák, M., Filo, I., Olšavský, M., Plašienka, D., Kohút, M., Bezák, V., Németh, Z., Ábelová, M., Šimon, L., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 44-232 Devín, 44-241 Bratislava-Karlova Ves (časť), 44-214 Bratislava-Devínska Nová Ves, 44-223 Bratislava-Záhorská Bystrica (časť), 44-212 Zohor, 44-221 Stupava (časť), 34-434 Záhorská Ves, 34-443 Jablonové (časť), 34-444 Modra-Harmónia (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Šitár, V. a Kováčová-Slamková, M., 1999: Palaeobotanical and palynological study of the Upper Badenian sediments from the NE part of the Vienna Basin (locality Devínska Nová Ves). *Acta Palaeobot. Suppl. 2, Proc. 5th EPPC*, 373 – 389.
- Šimon, L., Fordinál, K., Kollárová, V. a Kováčiková, M., 2009: Kuchynský tuf – nález neovulkanitov v Záhorskej nížine. In: Kohút, M. a Šimon, L. (eds.): Spoločný geologický kongres Českej a slovenskej geologickej spoločnosti. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 175.
- Šlahor, L., Kuzmová, J. a Sabol, A., 1958: Zpráva o zostavení základnej geologickej mapy Podunajskej nížiny pre vodné dielo na Dunaji za rok 1957 (Zpráva o mapovaní a výskumoch kvartéru v oblasti Rusoviec, severnej časti Veľkého Žitného ostrova a južnej časti Záhorskej nížiny za rok 1957). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Špička, V., 1966: Paleogeografie a tectogeneze Vídeňské pánve a príspevek k její naftové geologickej problematice. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. příř. Věd (Praha)*, 76, 12, 3 – 118.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1963: Nástin celopánevní korelace karpatu v československé části vídeňské pánve. *Zpr. geol. Výzk. v r. 1962*, 233 – 235.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1964: Nástin korelace karpatu v československé části vídeňské pánve. *Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha)*, 5, 127 – 156.
- Šujan, M., Modlība, I., Kováč, M., Dzúrik, J., Hudáčková, N., Šucha, V. a Hrabina, J., 1992: Komplexný geologický prieskum pre skládku škváry a popolčeka. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Švagrovský, J., 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava)*, 20, 7 – 473.
- Švagrovský, J., 1977: Správa o biostratigrafickom zhodnotení vrty HZ-1 pri Devínskej Novej Vsi. In: Polák, R., Švagrovský, J., Lanc, J., Ďurďovič, Ševčík J. a Mikóczyová, Z., 1977: Devínska Nová Ves – prameň Jalšovec – hydrogeologický prieskum II. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Švagrovský, J., 1978: Faciostratotypus: Devínska Nová Ves – Sandberg bei Bratislava. In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. a Steininger, F. (eds.): *Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Bd. VI, M₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien)*. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 188 – 194.
- Švagrovský, J., 1981: Lithofazielle Entwicklung und Molluskenfauna des oberen Badenians (Miozän, M_{4d}) in dem Gebiet Bratislava-Devínska Nová Ves. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava)*, 7, 5 – 203.
- Thenius, E., 1952: Die Säugetierfauna aus dem Torton von Neudorf a. d. March (ČSR). *Neu Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart)*, 96, 27 – 136.
- Tomašových, A., 1998: Bádenské mäkkýše z tehle Devínska Nová Ves (Bratislava, Slovensko). *Miner. slov. (Bratislava)*, 30, 5, 357 – 386.
- Toula, F., 1886: Ueber ein neues Vorkommen von Kalken der sarmatischen Stufe am Thebener Kogel. *Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)* 16, 404 – 405.
- Vaněková, H., 2007: Paleobotanika listu 44-221 (Stupava). In: Kohút M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 202 s.
- Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. a Kraus, I., 1988: Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji Viedenskej panvy. *Miner. slov. (Bratislava)*, 20, 2, 109 – 122.
- Vass, D. a Špička, V., 1970: Základný geologický výskum neogénu slovenskej časti Viedenskej panvy – Vysvetľujúci text ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: M-33-142-B-b (Zohor), M-33-143-A-a (Stupava), M-33-131-C-c (Jablonové) – časť neogén. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J., 1988: Geologická mapa Bratislavy a okolia 1 : 25 000. Bratislava, Slov. geol. úrad – Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaškovský, I. et al., 1960: Ročná zpráva o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny (úkol XVII/05) (za rok 1959). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 2007: Zhodnotenie mikrofauny z listu 44-221 (Stupava). In: Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 2011a: Mikropaleontologické zhodnotenie vzoriek z listov Záhorská Bystrica, Zohor, Jablonové, Sološnica, Lakšárska N. Ves, Trstín, Borský Mikuláš a Kúty. In: Fordinál, K., Maglay, J., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačičky, M., Olšavský, M., Buček, S., Havrila M., Boorová, D., Zlinská, A. a Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickým mapám v M 1 : 25 000 listov: 34-421 Kúty (časť), 34-422 Borský Mikuláš (časť), 34-423 Závod, 34-424 Lakšárska Nová Ves (časť), 34-432 Gajary, 34-441 Malacky, 34-442 Sološnica (časť), 35-311 Senica (časť) a 35-313 Trstín (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 2011b: Biostratigrafia bádenských sedimentov vo vrte HGP-3 (Stupava) na základe foraminifer (Viedenská panva). *Miner. slov., Geovestník (Bratislava)*, 43, 4, 496 – 497.
- Zlinská, A., Fordinál, K., Halášová, E. a Kováčová, M., 2009: Sarmatian sediments from the vicinity of Pernek (Western rim of the Malé Karpaty Mts.). In: Pipík, R. K., Soták, J. a Staňová, S. (eds): 10th Anniversary Conference of the Czech, Polish and Slovak Paleontologists. Abstracts and Guide Excursion, 66 – 68.
- Žabková, M., 1962: Petrografický popis diel pre dokumentáciu geologickej mapy (vrty, šachtice, rýhy). In: Žabková, M., 1962: Etapová zpráva a výpočet zásob. Cementáreň – Záhorie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žecová, K., 2007: Biostratigrafické vyhodnotenie vápniteho nanoplanktónu z listu 44-221 (Stupava). In: Kohút, M., Plašienka, D., Fordinál, K., Maglay, J. a Kučera, M., 2007: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 44-221 Stupava a 44-224 Bernolákovo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

FOTOTABULKY

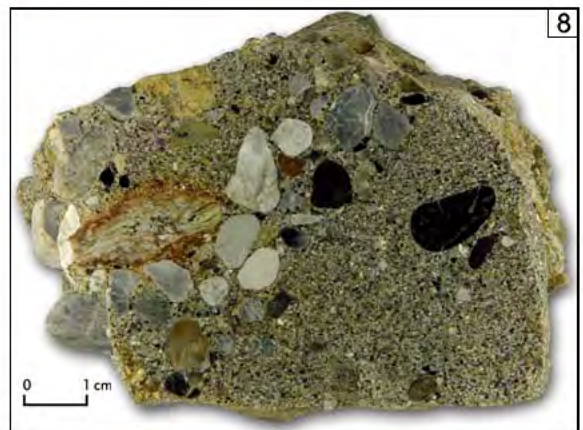
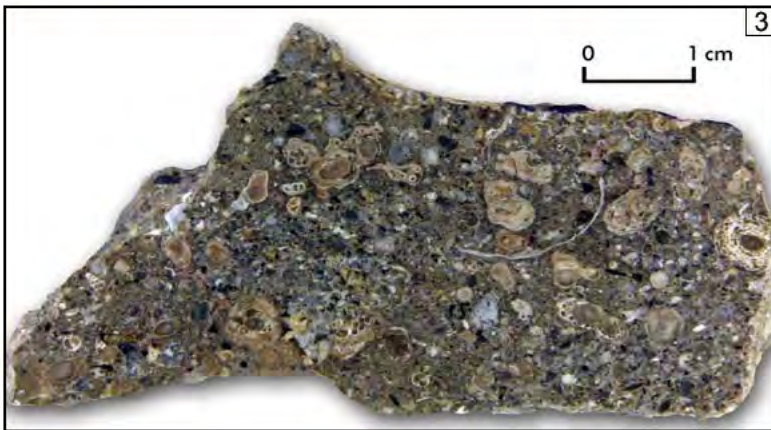
Fototabuľka I

- Obr. 1. Skalné bralá tvorené podbrančským zlepencom s. od obce Cerová, časti Rozbehy (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Lavice podbrančského zlepenca na skalnom hrebienku s. od obce Cerová, časti Rozbehy (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Odkryv v jablonických zlepencoch nachádzajúci sa v erozívnej ryhy j. od obce Cerová (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Detailný pohľad na šošovkovite zvrstvené netriedené konglomeráty jablonických zlepenčov s piesčito-ílovitou prímiesou v erozívnej ryhy j. od obce Cerová (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Čiastkový stratotyp devínskonovoveského súvrstvia v záreze lesnej cesty na severnom okraji obce Borinka (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Detailný pohľad na chaoticky usporiadané brekcie devínskonovoveského súvrstvia s podpornou stavbou klastov v stene zárezu zobrazeného na obr. 5 (foto K. Fordinál).
- Obr. 7. Báza pozitívne gradovaného štrkovo-piesčitého úlomkotoku (debris flow) devínskonovoveského súvrstvia s podpornou stavbou piesčitého matrixu (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Heterolitické striedanie ílovitých pieskov a piesčitých ílov devínskonovoveského súvrstvia s výraznými hydroplastickými deformáciami – sedimenty aluviálnej deltovej plošiny (foto K. Fordinál).



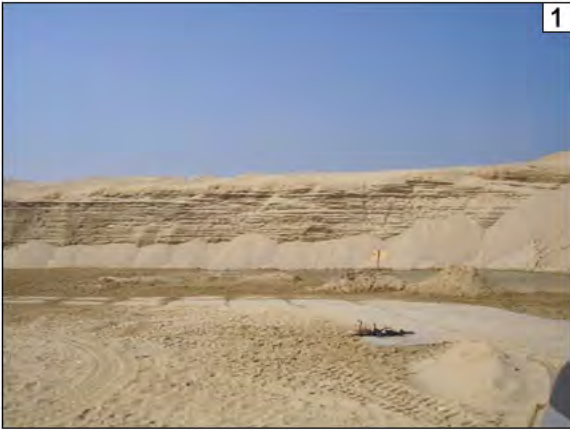
Fototabuľka II

- Obr. 1. Pohľad na kótu 201 Dievčí hrádok j. od Záhorskej Bystrice tvorenú pieskami a pieskovecami sandberských vrstiev (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Vyorané piesky sandberských vrstiev na svahu kóty 201 Dievčí hrádok (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Organodetritický vápnný pieskovec sandberských vrstiev zo svahu kóty 201 Dievčí hrádok (nábrus) (foto L. Martinský).
- Obr. 4. Skalný odkryv v pieskovcoch sandberských vrstiev vo výmoli s. od obce Pernek (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Zarastený starý lom v pieskovcoch sandberských vrstiev j. od obce Kuchyňa (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Lavica pieskovca sandberských vrstiev v stene lomu vyobrazeného na obr. 5 (foto K. Fordinál).
- Obr. 7. Malý odkryv v pieskovcoch sandberských vrstiev s tenkou vrstvou zlepenca na severnom svahu kóty 434 Bačkorová j. od obce Kuchyňa (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Pieskovec sandberských vrstiev s tenkou vrstvičkou zlepenca z odkryvu vyobrazeného na obr. 7 (nábrus) (foto L. Martinský).



Fototabuľka III

- Obr. 1. Pieskovňa pri Plaveckom Štvrtku s odkrytými fluviálnymi sedimentmi Moravy mindelského veku a eolickými pieskami würmského veku (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Gradačne zvrstvené fluviálne piesky Moravy v pieskovni pri Plaveckom Štvrtku (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Stopy po úniku vody (water escape structure) vo fluviálnych pieskoch rieky Moravy v pieskovni pri Plaveckom Štvrtku (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Prejavy drobnej tektoniky vo fluviálnych pieskoch rieky Moravy v pieskovni pri Plaveckom Štvrtku (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Zaplavené štrkovisko pri Malých Levároch – v minulosti lokalita s výskytom bohatého osteologického materiálu (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Terasa rieky Myjavy würmského veku sv. od obce Šajdíkove Humence (foto K. Fordinál).
- Obr. 7. Vysoká piesková duna (kóta 195) v. od obce Plavecký Štvrtok (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Nízke pieskové duny lábsko-gajarského pásma sv. od obce Jakubov (časť Čongerská) (foto K. Fordinál).



Fototabuľka IV

- Obr. 1. Erozívny zvyšok sladkovodných pramenných vápencov (travertínov) vo svahu výmoľa na úpätí Malých Karpát j. od Perneka (foto K. Fordinál).
- Obr. 2. Detailný pohľad na povrch sladkovodných pramenných vápencov (travertínov) na lokalite vyobrazenej na obr. 1 (foto K. Fordinál).
- Obr. 3. Organické kalové a hnilokalové humózne piesčité hliny a humózne rašelinové hliny na okraji pásu viatych pieskov Orlie vrchy v časti Bahno (foto K. Fordinál).
- Obr. 4. Humózne rašelinové hliny a organické kalové a hnilokalové humózne piesčité hliny v medzidunovom priestore v časti Panské jz. od Šaštína-Stráží (foto K. Fordinál).
- Obr. 5. Organické kalové a hnilokalové humózne piesčité hliny a humózne rašelinové hliny v oblasti Majerského rybníka (foto K. Fordinál).
- Obr. 6. Humózne rašelinové hliny a slatiny sz. od Rohožníka v časti Rybníky (foto K. Fordinál).
- Obr. 7. Hlinito-kamenité deluviálne uloženiny na západnom úpätí Malých Karpát medzi Pernekom a Kuchyňou (foto K. Fordinál).
- Obr. 8. Hlinito-piesčité deluviálne sedimenty s obsahom drobných fľovitých závalkov a závalkov tvorených neogénnymi pieskovecami na svahoch Stupavského predhoria v Stupave (foto K. Fordinál).



GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 121

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2013

Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava