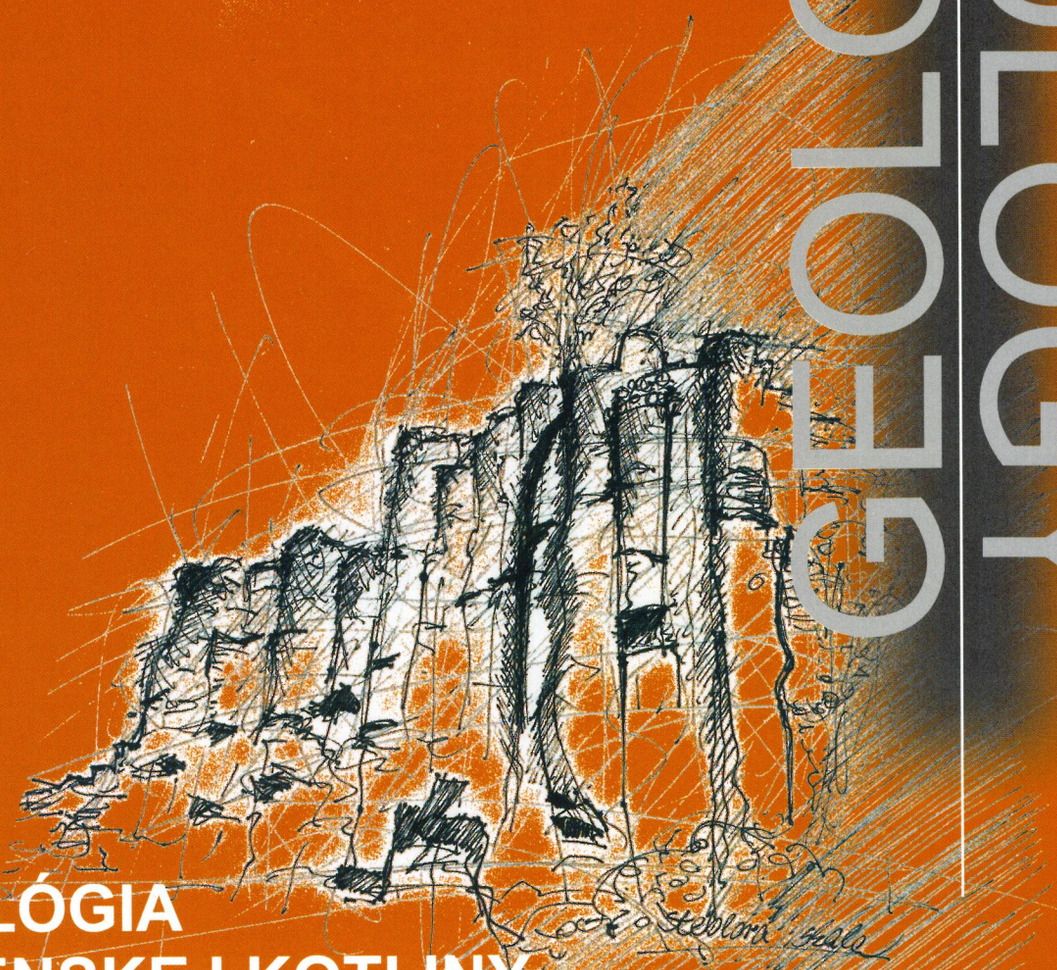
Vass
Elečko
Konečný

GEOLÓGIA
GEOLOGY



# GEOLÓGIA LUČENSKEJ KOTLINY A CEROVEJ VRCHOVINY

# GEOLOGY OF LUČENSKÁ KOTLINA DEPRESSION AND CEROVÁ VRCHOVINA UPLAND

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA,
BRATISLAVA

# Geológia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny

# Geology of Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland

*Zostavili*

DIONÝZ VASS, MICHAL ELEČKO A VLASTIMIL KONEČNÝ
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Bratislava

*Autorský kolektív*

MICHAL ELEČKO, VLASTIMIL KONEČNÝ, MIKULÁŠ KRIPPEL,
PETER KUBEŠ, JAROSLAV LEXA, JÁN PRISTAŠ, MICHAL ZAKOVIČ†,
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava; elecko@geology.sk;
konecny@geology.sk; krippel@geology.sk; kubes@geology.sk; geoljalx@savba.sk; pristas@geology.sk

DIONÝZ VASS
Matičná 5, 831 03 Bratislava; dionyz.vass@zoznam.sk

JOZEF VOZÁR
Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, Bratislava; jozef.vozar@savba.sk

ANNA VOZÁROVÁ
Katedra petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, Bratislava; vozarova@fns.uniba.sk

JÁN BODNÁR, ĽUDOVÍT HUSÁK, MIROSLAV FILO†
Geocomplex, a. s., Geologická 18, Bratislava

JÁN LACIKA
Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, Bratislava

VLADIMÍR LINKEŠ†
Výskumné centrum pôdnej úrodnosti
Ústav pôdoznalectva a výživy rastlín, Rožňavská cesta, Bratislava

*Odborní recenzenti*

PROF. ING. JÁN ŠEFARA, DRSC.
DOC. RNDR. MICHAL KALIČIAK, CSC.

*Obálka*

VIERA MÁLIŠOVÁ, 2007

© 2007 Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava. All rights reserved.
Printed in Slovakia
ISBN 978–80–88974–92–5

DIONÝZ VASS
MICHAL ELEČKO
VLASTIMIL KONEČNÝ

# Geológia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny

## *Geology of Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland*

Bratislava 2007

## Poďakovanie

Monografia bola pripravená do tlače v 90. rokoch minulého storočia ako výsledok regionálneho geologického mapovania územia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny, ale jej publikovanie sa z viacerých príčin oddialilo, a preto ju bolo treba doplniť resp. prepracovať. Dokončievacie práce sa vykonali s podporou grantu APVT-51-002804, APVV-0438-06, APVV-51-002804, ako aj grantu VEGA GA-6093 a GA-6045. Poznatky zhrnuté v monografii sa využijú pri riešení všetkých uvedených projektov.

Autori

## Acknowledgement

The monograph was ready to be published in the 1990 as a result of geologic field work in the Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland. From different reasons the issuig has delayed. Because of it the monograph required completion and/or overworking. The completion was done under support of the grants APVT-51-002804, APVV-0438-06, APVV-51-002804 and VEGA grants No GA-6093 and GA-6045. New scientific data included in the monograph will be used for the solving of all above mentioned projects.

Authors

# OBSAH


**Úvod** (D. Vass a M. Elečko) ... 1
**Prehľad geologického výskumu** (D. Vass a M. Elečko) ... 3

**Litológia, stratigrafia a magmatizmus** ... 5
**Predterciérne podložie** (A. Vozárová a J. Vozár) ... 5
***Veporikum*** ... 5
**Mladšie paleozoikum** ... 5
*Vrchný karbón – stefan – slatvinské súvrstvie* ... 6
*Perm – rimavské súvrstvie* ... 7
**Mezozoikum** ... 8
***Gemerikum*** ... 9
**Južné gemerikum – staršie paleozoikum – gelnická skupina** ... 9
**Mladšie paleozoikum – ochtinská skupina** ... 9
***Meliatikum*** ... 11
***Turnaikum*** ... 11
**Mladšie paleozoikum** ... 11
**Mezozoikum** ... 11
*Spodný – stredný trias* ... 11
*Stredný trias* (podľa Straku in Vass a Elečko et al., 1992) ... 12
***Silicikum (silický príkrov)*** ... 12
***Metamorfity a magmatity neistej tektonickej príslušnosti*** (A. Vozárová, J. Vozár, D. Vass a M. Elečko) ... 13
**Podložie terciéru v okolí vrtu FV-1** ... 13
**Podložie terciéru v okolí andezitových lakolitov Karanč a Šiator** ... 14
*Magmatické horniny veporika a gemerika* ... 14
***Vrchná krieda – kampán*** (D. Vass a M. Elečko) ... 15
**Terciér** ... 15
***Oligocén*** (D. Vass a M. Elečko) ... 15
**Kiscell** ... 15
**Čížske súvrstvie – oligocén, kiscell** ... 16
***Oligocén – miocén*** (D. Vass a M. Elečko) ... 20
**Eger** ... 20
**Lučenské súvrstvie** ... 20
***Miocén*** ... 24
**Spodný miocén, egenburg** (D. Vass a M. Elečko) ... 24
**Fiľakovské súvrstvie** ... 24
**Bukovinské súvrstvie** ... 41
**Otnang** ... 48
**Salgótarjánske súvrstvie** ... 48
**Karpat** ... 51
**Modrokamenské súvrstvie** ... 51
**Stredný miocén** (V. Konečný a J. Lexa) ... 54
**Báden – sarmat** ... 54

**Alkalicko-vápenatý vulkanizmus v Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine** ... 54
**Vulkanicko-sedimentárne komplexy pri západnom okraji Lučenskej kotliny** (V. Konečný) ... 55
**Spodný sedimentačný cyklus (spodný báden)** ... 55
**Vinická formácia (spodný báden)** ... 56
**Vrchný sedimentačný cyklus (stredný a vrchný báden, spodný sarmat)** ... 57
***Starohutský komplex (stratovulkán Javorie)*** ... 57
**Lysecká formácia** ... 59
**Vulkanickosedimentárny komplex pri sv. okraji Lučenskej kotliny** (V. Konečný a J. Lexa) ... 60
**Pokoradzské súvrstvie (báden – sarmat)** ... 60
***Šiatorský intruzívny komplex (šiatorský andezit)*** ... 62
***Haličský andezit*** ... 63
**Vrchný miocén** (D. Vass a M. Elečko) ... 64
**Pont** (D. Vass a M. Elečko) ... 64
**Poltárske súvrstvie** (D. Vass a M. Elečko) ... 64
**Alkalický bazaltový vulkanizmus** (V. Konečný a J. Lexa) ... 66
**Podrečianska bazaltová formácia** (V. Konečný a J. Lexa) ... 66
**Litológia a petrografia hornín podrečianskej bazaltovej formácie** ... 67
**Vulkanické formy podrečianskej bazaltovej formácie** ... 67
***Pliocén*** (D. Vass a M. Elečko) ... 71
***Pliocén – pleistocén*** (V. Konečný a J. Lexa) ... 72
**Cerová bazaltová formácia** (V. Konečný a J. Lexa) ... 72
**Litológia a petrografia hornín cerovej bazaltovej formácie** ... 73
**Vulkanické formy cerovej bazaltovej formácie** ... 79
**Kvartér** (J. Pristaš) ... 118
**Pleistocén** ... 118
**Biber (?)** ... 118
**Donau** ... 119
**Günz** ... 119
**Mindel** ... 120
**Ris** ... 120
**Würm** ... 121
**Holocén** ... 122

## Geofyzikálne merania a ich interpretácia (P. Kubeš, M. Filo, J. Bodnár a Ľ. Husák) ... 123
**Geofyzikálna preskúmanosť regiónu** ... 123
*A. Regionálne geofyzikálne merania* ... 123
*B. Merania v rámci komplexného geofyzikálneho prieskumu* ... 125
**Hlavné výsledky geofyzikálneho výskumu** ... 125
*Petrofyzikálne vlastnosti hornín* ... 126
*Hustotná charakteristika hornín* ... 126
*Magnetické vlastnosti hornín* ... 127
*Interpretácia geoelektrických meraní* ... 127
*Interpretácia seizmických meraní* ... 130
**Interpretácia magnetických meraní** ... 130
*Magnetické anomálie vo výplni terciérnej panvy* ... 130
*Magnetické anomálie v predterciérnom podloží* ... 131
**Interpretácia tiažových meraní** ... 132
*Hustotné nehomogenity terciérnej výplne panvy* ... 134
**Interpretácia diaľkového prieskumu Zeme (DPZ)** ... 135
*Reliéf predterciérneho podložia* ... 135
*Hustotné nehomogenity predterciérneho a hlbšieho podložia* ... 139

## Stavba Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny ... 141
**Stavba hlbšej časti kôry Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny** (D. Vass, M. Elečko, J. Bodnár a J. Vozár) ... 141
**Anomálie tiažového a magnetického poľa v predterciérnom podloží** ... 141
**Tektonika predterciérneho podložia** (J. Vozár) ... 142
**Tektonika výplne Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny** (D. Vass a M. Elečko) ... 144
**Zlomový systém smeru SZ–JV až SSZ–JJV** ... 144
**Zlomový systém smeru SV–JZ** ... 148
**Zlomy smeru S–J a V–Z** ... 152
**Klenbové štruktúry** ... 152
*Klenba Cerovej vrchoviny* ... 152

**Paleogeografia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny** (D. Vass a M. Elečko) ..... 155
***Paleogeografia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny a globálne cykly kolísania hladiny morí a oceánov*** ..... 155
***Paleogeografia pred kiscellom*** ..... 157
***Paleogeografia v kiscelli*** ..... 159
**Kontinentálna riečna oblasť** ..... 159
**Morské oblasti** ..... 159
**Deltové oblasti** ..... 160
**Znosové oblasti a klíma** ..... 160
**Tektonická aktivita a vulkanizmus** ..... 161
***Paleogeografia v egeri*** ..... 161
**Morské oblasti** ..... 162
**Znosové oblasti a klíma** ..... 163
**Tektonická aktivita a vulkanizmus** ..... 163
***Paleogeografia v egenburgu*** ..... 164
***Paleogeografická rekonštrukcia fiľakovského súvrstvia*** ..... 164
**Morské oblasti** ..... 165
**Oblasť otvoreného šelfu** ..... 171
*Charakteristika a genetická interpretácia šikmého zvrstvenia lipovianskych pieskovcov* ..... 172
**Deltová oblasť** ..... 174
*Znosové oblasti a klíma* ..... 175
*Tektonická aktivita a vulkanizmus* ..... 177
**Paleogeografická rekonštrukcia bukovinského súvrstvia** ..... 177
**Riečna oblasť (oblasť údolnej nivy)** ..... 177
*Sedimentárne textúry sedimentov údolnej nivy* ..... 179
*Genetické zhodnotenie šikmého zvrstvenia* ..... 179
**Oblasť nivných močiarov** ..... 182
**Jazerná oblasť** ..... 182
**Znosové oblasti a klíma** ..... 182
**Tektonická aktivita a vulkanizmus** ..... 184
***Paleogeografia v otnangu*** ..... 185
**Riečna oblasť (oblasť údolnej nivy) a oblasť nivných močiarov** ..... 185
**Jazerná oblasť (sladkovodná lagúna?)** ..... 186
**Znosové oblasti a klíma** ..... 186
**Tektonická aktivita a vulkanizmus** ..... 186
***Paleogeografia v karpate*** ..... 187
**Lagunárna hyposalinná oblasť** ..... 187
**Litorálna oblasť** ..... 188
**Sublitorálna až plytkobatyálna oblasť** ..... 188
**Znosové oblasti a klíma** ..... 188
**Tektonická aktivita a vulkanizmus** ..... 189
***Paleogeografická rekonštrukcia neovulkanitov na západnom okraji Lučenskej kotliny*** (V. Konečný) ..... 189
***Spodný sedimentačný cyklus*** ..... 189
***Vrchný sedimentačný cyklus*** ..... 190
***Paleogeografická rekonštrukcia strednomiocénnych neovulkanitov pri severovýchodnom okraji Lučenskej kotliny*** (V. Konečný a J. Lexa) ..... 191
***Paleogeografia v ponte*** (D. Vass, M. Elečko a V. Konečný) ..... 191
**Riečna oblasť (oblasť údolnej nivy) a proluviálnych kužeľov** ..... 191
**Oblasť jazernej a deltovej sedimentácie** ..... 192
**Znosové oblasti a klíma** ..... 193
**Tektonická aktivita** ..... 193
***Paleogeografická rekonštrukcia a vulkanológia podrečianskej formácie*** (V. Konečný) ..... 194
***Paleogeografická rekonštrukcia, vulkanológia a časová evolúcia cerovej bazaltovej formácie*** (V. Konečný) ..... 196
**Poznámky k predbazaltovému paleoreliéfu** ..... 202

**Hydrogeologické pomery** (M. Zakovič†) ..... 203
*Hydrogeologický celok budovaný predterciérnymi horninami* ..... 203
*Hydrogeologický celok budovaný horninami terciéru* ..... 205
*1. Komplex tvorený sedimentmi kiscellu – čížske súvrstvie* ..... 205
*2. Komplex tvorený sedimentmi egeru – lučenské súvrstvie* ..... 205

*3. Komplex tvorený sedimentmi egenburgu* ... 205
*4. Komplex tvorený sedimentmi otnangu – salgótarjánske súvrstvie* ... 206
*5. Komplex tvorený sedimentmi karpatu – modrokamenské súvrstvie* ... 206
*6. Komplex tvorený vulkanickými horninami bádenu až sarmatu* ... 207
*7. Komplex tvorený horninami pontu* ... 207
**Hydrogeologický celok budovaný sedimentmi kvartéru** ... 207
**Minerálne vody** ... 209

**Geomorfológia** (J. Lacika) ... 211
**Lučensko-košická zníženina – Juhoslovenská kotlina** ... 211
**Lučenská kotlina** ... 211
*Morfometria* ... 211
*Morfoštruktúra* ... 212
*Morfoskulptúra* ... 213
**Ipeľská kotlina** ... 214
**Rimavská kotlina** ... 214
**Typy reliéfu v Juhoslovenskej kotline** ... 214
**Matransko-slanská oblasť** ... 215
**Cerová vrchovina** ... 215
*Morfometria* ... 215
*Morfoštruktúra* ... 215
*Vulkanický reliéf* ... 216
*Morfoskulptúra* ... 218
**Slovenské rudohorie** ... 219
**Revúcka vrchovina** ... 219
**Slovenské stredohorie** ... 219
**Ostrôžky** ... 219
**Typy reliéfu v pohoriach** ... 219

**Svahové deformácie** (M. Krippel) ... 221
**Faktory spôsobujúce svahové pohyby** ... 221
**Geologické štruktúry Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny** ... 222
**Geologické štruktúry vulkanických hornín** ... 222
**Geologické štruktúry nevulkanických terciérnych a kvartérnych hornín** ... 227
**Geologické štruktúry predterciérnych hornín** ... 228

**Pôda** (V. Linkeš†) ... 229
**Regionálna charakteristika pôdneho pokryvu** ... 229
**Región Lučenskej a Rimavskej kotliny** ... 229
**Región Cerovej vrchoviny** ... 229
**Región Slovenského rudohoria** ... 229
*Charakteristika pôdnych typov a subtypov* ... 230

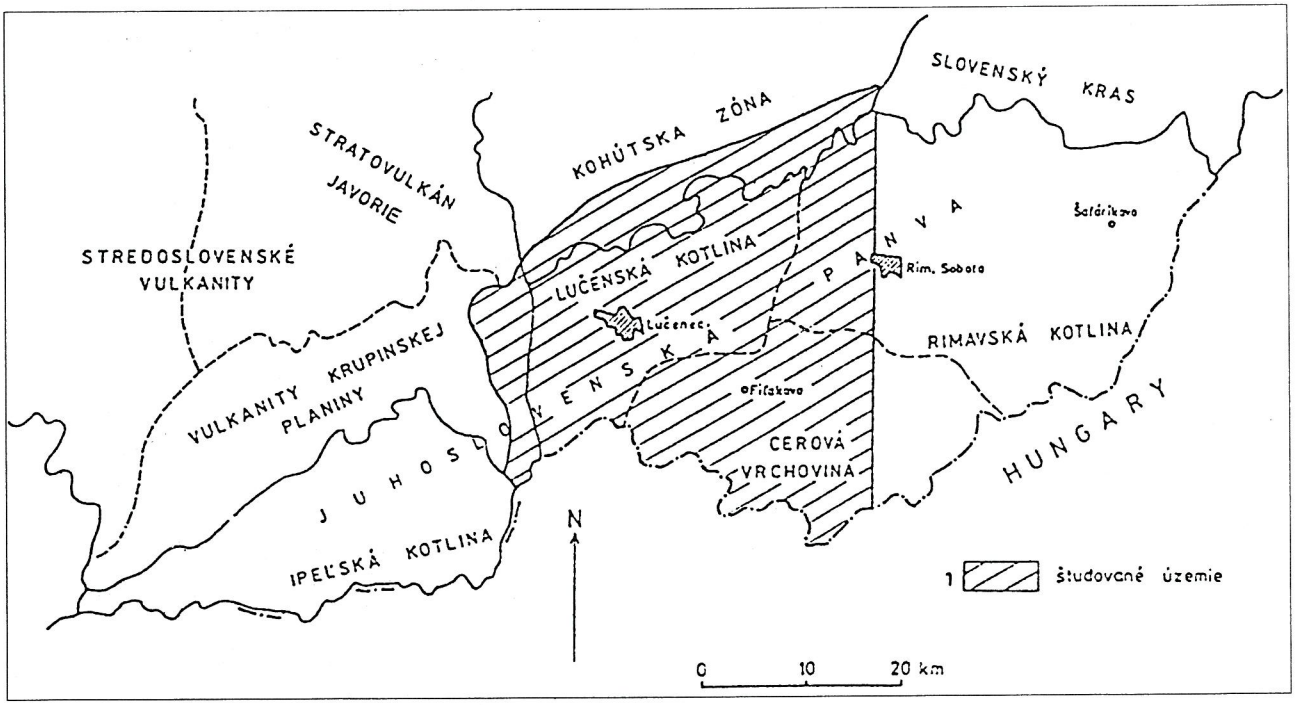
**Literatúra** ... 235

**Geology of Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland – Summary** ... 247

# ÚVOD

Územie, ktorého geologickú stavbu v tejto monografii opisujeme, je na južnom Slovensku a na J ho ohraničuje slovensko-maďarská štátna hranica. Z geologických regiónov zaberá celú Lučenskú kotlinu, západnú a strednú časť Cerovej vrchoviny, západnú časť Rimavskej kotliny, východný okraj Krupinskej planiny a Javoria a južné okraje kohútskej zóny veporského pásma (obr. 1).

V hierarchii regionálneho geologického členenia Západných Karpát obidve kotliny a Cerová vrchovina predstavujú dve samostatné jednotky nižšieho poriadku (tretieho radu), ktoré sú súčasťou regionálnej geologickej oblasti juhoslovenská panva (Vass et al., 1988). Juhoslovenská panva je negenetická jednotka. Týmto názvom označujeme severné okraje troch na seba naložených panví zasahujúce na územie Slovenskej republiky – budínskej resp. maďarskej paleogénnej panvy, fiľakovsko-pétervásárskej a novohradskej panvy (Vass, 1995). Sedimenty týchto panví tvoria hlavnú masu výplne Lučenskej i Rimavskej kotliny a budujú Cerovú vrchovinu. Súčasťou výplne Rimavskej kotliny sú strednomiocénne andezitové vulkanoklastiká Pokoradzskej tabule. Menšie výskyty andezitových vulkánov sú aj v západnej a severnej časti Lučenskej kotliny. Vulkanoklastické horniny budujú Krupinskú planinu a Javorie.



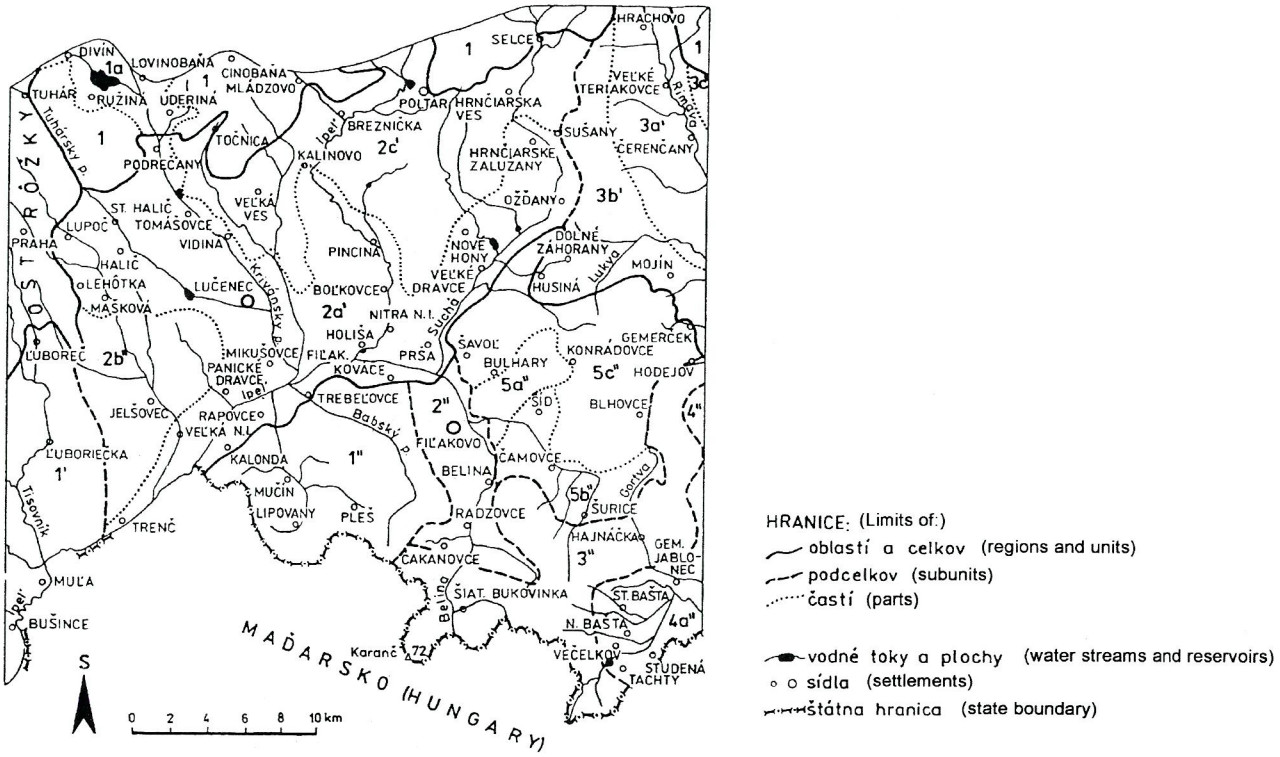

**Obr. 1.** Regionálne geologické členenie územia (Vass et al., 1988).
**Fig. 1.** Regional geological subdivision of the area (Vass et al., 1988).

Vulkanity sa zúčastňujú aj na stavbe Cerovej vrchoviny. Strednomiocénne andezitové lakolity a žily vystužujú najvyššie kóty vrchoviny (Šiator, Karanč) a pliocénno-pleistocénne bazalty tvoria vrcholové časti vrchoviny.

Súčasťou výplne Lučenskej kotliny sú aj vrchnomiocénne sedimenty a súveké bazaltové prúdy a maary.

Južný okraj kohútskej zóny budujú mladopaleozoické a mezozoické horniny obalu veporika zakrývajúce kryštalické komplexy veporika. Na veporiku tektonicky leží gemerikum. Povrchový styk obidvoch jednotiek predstavuje lubenícko-margecianska línia. Významným fenoménom sú intruzívne telesá alpínskych granodioritov. Severný okraj Rimavskej kotliny budujú horniny silicika a turnaika. Značnú časť územia, najmä Lučenskú a Rimavskú kotlinu, pokrývajú sedimenty kvartéru s dobre vyvinutými riečnymi terasami. Študované územie – s výnimkou Rimavskej kotliny, ktorá je v povodí Rimavy resp. Slanej – patrí do povodia Ipľa. Obidve kotliny sú súčasťou nepretržitého pruhu zníženín od Šiah po Prešov. V kotlinách sú pahorkatiny (Jelšovská, Poltárska, Oždianska) rozčlenené dolinami potokov (novohradské a gemerské terasy). Cerovú vrchovinu rozdeľujú údolia na niekoľko geomorfologických podcelkov a častí (Mučínska, Hajnáčska, Bučenská a Petrovská vrchovina, Fiľakovská a Šurická brázda, Baštianska kotlina). Najvyšším vrcholom Cerovej vrchoviny je Karanč (725 m), najnižšia nadmorská výška Lučenskej kotliny (158 m) je v doline Ipľa v mieste, kde rieka opúšťa kotlinu. Najnižší bod reliéfu študovaného územia je v doline Ipľa na J od Bušiniec (156 m), ale toto miesto je už v Ipeľskej kotline. Kotliny na Z a S obklopuje vrchovina Ostrôžky, Cinobanské a Železnícke predhorie (obr. 2).

Prvá časť monografie obsahuje opis litológie sedimentárnych i magmatických hornín a zhŕňa údaje o vekovej korelácii hornín. V kapitole o predterciérnych horninách je stručný opis hornín severného okraja Lučenskej a sz. okraja Rimavskej kotliny, ako aj zistených predterciérnych hornín a diskusia o predpokladaných predterciérnych horninách v podloží kotlín a Cerovej vrchoviny. V kapitole Terciér je opis terciérnych sedimentov a vulkanitov a vyčerpávajúco zhrnuté vekové indície, hlavne problematika biostratigrafického, ale aj rádiometrického veku. Kapitola Kvartér sa zaoberá litológiou pokryvných kvartérnych




**Obr. 2.** Geomorfologické členenie Lučenskej kotliny, západnej časti Cerovej vrchoviny a priľahlých území (Mazúr a Lukniš, 1978, zostavil Lacika). **Slovenské rudohorie.** *Revúcka vrchovina*: 1 – Cinobanské predhorie, 1a – Lovinobanská brázda. **Slovenské stredohorie.** *Ostrôžky.* **Lučensko-košická zníženina.** *Juhoslovenská kotlina*: 1' – Ipeľská kotlina, Lučenská kotlina; 2a' – Novohradské terasy; 2b' – Jelšovská pahorkatina; 2c' – Poltárska pahorkatina, Rimavská kotlina; 3a' – Gemerské terasy; 3b' – Oždianska pahorkatina; 3c' – Valická pahorkatina. **Matransko-slanská oblasť.** *Cerová vrchovina:* 1" – Mučínska vrchovina; 2" – Fiľakovská brázda; 3" — Hajnáčska vrchovina; 4" – Petrovská vrchovina; 4a" – Baštianska kotlina. *Bučenská vrchovina:* 5a" — Bučeň; 5b" – Šurická brázda; 5c" – Blhovská vrchovina.

**Fig. 2.** Geomorphological subdivision of the Lučenská kotlina Depression, western part of the Cerová vrchovina Upland and adjacent areas (Mazúr and Lukniš, 1978, after Lacika). **Slovenské rudohorie Mts.** *Revúcka vrchovina Upland*: 1 – Cinobanské predhorie Foothill, 1a – Lovinobanská brázda Furrow. **Slovenské stredohorie Mts.** *Ostrôžky Mts.* **Lučensko-košická zníženina Lowland.** *Juhoslovenská kotlina Depression:* 1' – Ipeľská kotlina Depression, Lučenská kotlina Depression; 2a' – Novohradské terasy Terraces; 2b' – Jelšovská pahorkatina Upland; 2c' – Poltárska pahorkatina Upland, Rimavská kotlina Depression; 3a' – Gemerské terasy Terraces; 3b' – Oždianska pahorkatina Upland; 3c' – Valická pahorkatina Upland. **Mátra-Slaná region.** *Cerová vrchovina Upland:* 1" – Mučínska vrchovina Upland; 2" – Fiľakovská brázda Furrow; 3" – Hajnáčska vrchovina Upland; 4" – Petrovská vrchovina Upland; 4a" — Baštianska kotlina Depression. *Bučenská vrchovina Upland:* 5a" – Bučeň; 5b" – Šurická brázda Furrow; 5c" – Blhovská vrchovina Upland.

a riečnych sedimentov, a najmä na základe relatívnej nadmorskej výšky riečnych terás ich vekovou koreláciou. V kapitole o geofyzikálnom výskume je súhrn poznatkov o tiažovom a magnetickom poli a model reliéfu predterciérneho podložia. V kapitole Tektonika sú opísané príkrovy predterciérneho podložia, zlomy porušujúce terciérne aj predterciérne horniny. Niektoré zo zlomov majú významnú horizontálnu zložku pohybu. V tejto kapitole sa interpretujú dôležité geofyzikálne anomálie zúčastňujúce sa na stavbe hlbšej časti kôry.

Samostatná kapitola zhŕňa poznatky o paleogeografii v terciéri, dopĺňa ich o vulkanologické údaje a predstavuje na sérii farebných paleogeografických máp.

V ďalších kapitolách je prehľad poznatkov o hydrogeológii a geomorfológii územia, o recentnom pôdnom pokryve, o svahových deformáciách a o inžinierskogeologických vlastnostiach hornín. Monografiu uzatvára bibliografia.

Monografia je výsledkom desaťročného výskumu v teréne i v laboratóriách a skompletizovala sa v rámci úlohy Tektogenéza sedimentárnych paniev Západných Karpát s podporou Slovenskej grantovej agentúry VEGA (projekt 9263/02, 9264/02).

Autori ďakujú všetkým spolupracovníkom špecialistom, ktorých publikované i archivované práce použili. Osobitnú vďaku si zaslúži Š. Bajaník, V. Bezák, J. Danillová, O. Franko, M. Filo, Ľ. Gaál, V. Gašpariková, J. Hók, J. Horniš, Ľ. Husák, H. Jurkovičová, J. Kantor, V. Kantorová, P. Kováč, I. Kraus, V. Kučerová, R. Lehotayová, M. Marková, J. Mello, A. Mihaliková, A. Ondrejičková, O. Orlický, E. Planderová, J. Raková, I. Repčok, P. Snopková, L. Škvarka, K. Šutovská-Holcová, Ľ. Tuba, M. Váňová, E. Vaškovská, A. Vozárová a A. Zlinská.

Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny v mierke 1 : 50 000, čiže územia ktorým sa táto monografia zaoberá vyšla tlačou v roku 1992 a je prístupná verejnosti v distribučných strediskách Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra.

## Prehľad geologického výskumu

Po vydaní prehľadnej geologickej mapy ČSSR v mierke 1 : 200 000, list Zvolen (Kuthan et al., 1964), a vysvetliviek k listu (1963) sa územie študovalo z rozličných geologických hľadísk. Vykonal sa prieskum zameraný na keramický a žiaruvzdorný íl, magnezit, azbest, uhlie a uránové rudy, ako aj hydrogeologický a inžinierskogeologický prieskum. Zväčša v nadväznosti na takýto prieskum sa v regióne urobil rad geofyzikálnych meraní a regionálny geofyzikálny výskum.

V 80. rokoch 20. stor. sa z celého regiónu urobili geologické mapy v mierke 1 : 25 000, pričom sa nanovo riešila litológia, litostratigrafia, biostratigrafia, sedimentológia, tektonika, vulkanológia, geochémia sedimentov, vulkanitov i metamorfík.

Poznatky o stavbe predtreťohorného podložia Lučenskej a Rimavskej kotliny zhŕňajú práce Fusána et al. (1971, 1972, 1979, 1987), Plančára et al. (1977) a Bodnára a Pospíšila (1980). Výskyt veporika v podloží terciéru v okolí masívu Karanč a Šiator na základe xenolitov v andezitoch predpokladal Hovorka a Lukáčik (1972). Podložie východnej časti regiónu študoval aj Vass a Elečko et al. (1989), západnej Vass et al. (1979).

Poznatky o terciérnych sedimentoch regiónu získané z máp mierky 1 : 200 000 zhrnul Seneš (in Andrusov, 1965) a Buday a Seneš (in Buday et al., 1967). Vzťahom stavby terciéru k stavbe jeho podložia sa zaoberal Vass et al. (1968), distribúciu sedimentov s ohľadom na ich hrúbku zhodnotil Vass (1969), genézou a členením alpínskych molasových panví vrátane študovaného regiónu sa zaoberal Vass (1976, 1979, 1980, 1981). Do poznania terciéru v Cerovej vrchovine, ale aj predterciérneho podložia zásadne prispel vrt FV-1 pri Blhovciach (Vass a Bajaník et al., 1988). Litostratigrafické členenie terciéru Rimavskej kotliny, ktoré sa neskôr po spresnení a rozšírení použilo aj pri terciéri Lučenskej kotliny, predložil Vass a Elečko (1982). Geologickou stavbou susedných území sa zaoberá monografia Vassa et al. (1979) a Vassa a Elečka et al. (1989). Tektoniku Cerovej vrchoviny spracoval Vass, Elečko a Jurkovičová (1986), Vass, Elečko a Pristaš (1986) a Vass et al. (1981). Aktivitu a charakter zlomov na základe analýzy krehkých deformácií zhodnotil Hók a Kováč (in Vass et al., 1993). Geologická stavba záujmových území je vyjadrená na geologických mapách Konečného et al. (1978), Elečka et al. (1985) a stručne opísaná vo vysvetlivkách k nim (ich autorom je Vass et al. (1983, 1986). Nové poznatky o geológii a hydrogeológii strhársko-trenčskej prepadliny priniesol vrt LKŠ-1 (Škvarka et al., 1989).

Južnú časť Veporských vrchov a okraje kotliny, ktoré tvorí veporikum a gemerikum, súhrnne zhodnotila a reinterpretovala Vozárová a Vozár (1982, 1988, 1992a, b), Vozár a Bezák (1987) a Bezák (1988). Práce týchto autorov podávajú novú predstavu o tektonike a litostratigrafii jednotiek predterciérneho podložia a o vzťahu alpínskych granitoidov k týmto jednotkám.

Členením granitoidov sa zaoberá Bezák a Hraško (1992) a nový pohľad na kryštalinikum veporika priniesla práca Bezáka a Mika (1992).

Petrografiou terciérnych sedimentov sa zaoberala Marková (1967, 1980), genézu lavíc v tachtianskych pieskovcoch riešil Vass (1970) a niektoré sedimentárnopetrografické a genetické hľadiská kontinentálnych sedimentov bukovinského súvrstvia a plytkomorského fiľakovského súvrstvia rozpracoval Vass a Elečko (1979) a Vass, Elečko a Danillová (1987).

Mäkkýše fiľakovského súvrstvia opísala a súvrstvie do egenburgu zaradila Ondrejičková (1972) spolu so Senešom (in Steininger a Seneš et al., 1971) a publikovala aj práce o egerskej faune študovaného územia (Ondrejičková, 1962). Biostratigrafiou terciéru na základe foraminifer sa zaoberala Kantorová (1981 a vo viacerých nepublikovaných prácach), vápnitú nanoflóru študovala a z nej vyplývajúce závery urobila Lehotayová (1981, 1982, 1984). Nanoflóra a foraminifery pomohli korelovať časť plachtinských vrstiev s otnangom (Vass et al., 1987, 1988). Biostratigrafiou

karpatu sa novšie zaoberala Kučerová, Zlinská a Šutovská (1990) a podmienky na život foraminifer v karpatskom mori pomohlo ozrejmiť štúdium izotopu C a O (Šutovská a Kantor, 1992). Planderová skúmala palynomorfy, výsledky zhrnula v kolektívnom diele o otnangu (Papp et al., 1973) a biostratigrafické závery sčasti použila pri definovaní mikrofloristických zón paratetydného neogénu (Planderová, 1978, 1990). Štúdium palynomorf pomohlo stanoviť pontský vek poltárskeho súvrstvia (Planderová, 1986). Makroflóru bukovinského súvrstvia analyzoval Němejc (1967) a neskôr Knobloch (in Papp et al., 1973).

Faunu cicavcov z Hajnáčky monograficky spracoval Fejfar (1964) a neskôr ju biostratigraficky prehodnotil Fejfar a Heinrich (1985). Zvyšky rýb z egenburských sedimentov, hlavne žraločie zuby z lokalít, ktoré pôvodne opísal Hano a Seneš (1952), nanovo spracoval Brzobohatý (in Steininger a Seneš et al., 1971).

Vulkanity Krupinskej planiny z litofaciálneho a vulkanologického hľadiska podrobne skúmal a ich litostratigrafické jednotky definoval Konečný in Vass et al. (1979). Vulkanitmi Pokoradzskej tabule sa zaoberal Varga (1973) a neskôr Dianiška (Sitár a Dianiška, 1979). Petrológiu a petrografiu šiatorských intruzívnych andezitov študovala Karolusová (1972), xenolity v nich Hovorka a Lukáčik (1972) a ich kontaktný dvor Hojstričová a Žáková et al. (1995). Petrológiu a petrochémiu bazaltov cerovej a podrečianskej formácie predložila Mihaliková (1966) a neskôr sa k tejto problematike vrátila spolu so Šímovou (Mihaliková a Šímová, 1989).

Genézou, vývojom, litológiou a stratigrafiou kvartérnych sedimentov sa systematicky zaoberal Pristaš (1968, 1969, 1970), Pristaš et al. (1983, 1984), Pristaš in Vass et al. (1979, 1981, 1982, 1985, 1987). Sedimentárnopetrograficky fluviálne sedimenty študoval Horniš (1976, 1979), litogeochémiu a mikromorfológiu niektorých sprašových profilov územia riešila Vaškovská (1984) a paleomagnetizmus Pagáč.

Rádiometrický vek intruzívnych andezitov pri samote Šiator uvádza Bagdasarjan et al. (1968), ale je omladený. Reálnejší vek andezitov Karanča publikoval Balogh (1984). Rádiometrický vek bazaltov študoval Balogh et al. (1981), Kantor a Wiegerová (1981), s ním sa konfrontoval remanentný paleomagnetizmus (Orlický et al., 1982) a nové poznatky o veku bazaltov na južnom Slovensku a ich rozličný vzťah k poltárskemu súvrstviu sa využili na definovanie dvoch bazaltových formácií – podrečianskej a cerovej (Vass a Kraus, 1985). Sled vulkanických udalostí cerovej bazaltovej formácie vo vzťahu k vývoju reliéfu objasnil Balogh et al. (1992).

Ekonomicky najvýznamnejšími ložiskami regiónu, ložiskami keramických a žiaruvzdorných surovín sa zaoberal rad správ a výpočtov zásoby (Chromec a Minko, 1961; Chromec a Očenáš, 1964; Hano, 1967; Hano a Lukaj, 1966, 1970; Hano et al., 1973, 1980, a i.). Poznatky o mineralógii keramického a žiaruvzdorného ílu sa publikovali vo viacerých prácach (Kraus, 1968; Križáni, 1967; Kraus, 1989). Možným pokračovaním spodnomiocénnych uhoľných slojov z Ipeľskej kotliny do jz. časti Lučenskej kotliny sa zaoberal Gašparik et al. (1967). Prognózy uhlia zhodnotil Vass a Gašparik et al. (1978). Nový nález uhlia na JZ od Lučenca opísal Vass a Elečko (1985). Možnosti výskytu terciérneho uhlia v Lučenskej a Rimavskej kotline posúdil Vass (1985) a vyhľadávací prieskum uhlia v tejto oblasti zhodnotili Klubert et al. (1986). V správe sa zhodnotil rad vrtov, ktorých časť prenikla až do predterciérneho podložia. Ide o cenné údaje a využili sa aj pri tvorbe geologickej mapy regiónu. Podobne sa zužitkovali vrty, ktoré na území hĺbil Čs. uránový priemysel a zhodnotili správy uložené v archíve Uranpresu v Spišskej Novej Vsi.

Základné údaje o stavebných surovinách zhrnul Domanický (1971) a Stolár in Vass et al. (1992).

Prehľad geofyzikálnej a hydrogeologickej preskúmanosti sledovaného územia je v kapitole Geofyzikálne merania a ich interpretácia a v kapitole o hydrogeológii.

Vrty využité pri zostavovaní geologickej mapy regiónu (publikovaná samostatne – ed. Vass, 1992), tektonických a paleogeografických máp (prílohy 1 až 12) a pri litologickom opise hornín predkenozoického podložia a kenozoika sú schematicky zobrazené na obr. 59 a stratigrafické hranice sú uvedené v tab. 49 až 51.

# LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA A MAGMATIZMUS

## Predterciérne podložie

Kvalitatívnu interpretáciu predterciérneho podložia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny možno urobiť na základe podkladov a poznatkov o litológii, stratigrafii a stavbe:

a) predterciérnych útvarov vystupujúcich na severnom okraji kotliny,

b) predterciérnych hornín overených vrtmi v kotline,

c) predterciérnych hornín vyskytujúcich sa vo forme xenolitov v šiatorských andezitoch a

d) na základe interpretácie vlastností fyzikálnych polí.

Poznatky o podloží severnej časti kotliny sú podstatne úplnejšie než o podloží južnej časti kotliny a Cerovej vrchoviny. V severnej časti kotliny je veľa vrtov, ktoré prevŕtali terciérnu výplň kotliny, kým v južnej iba jeden (LR-3 pri Rapovciach) a ďalší prenikol do predterciérneho podložia Cerovej vrchoviny (FV-1 pri Blhovciach).

Lučenskú kotlinu a Cerovú vrchovinu podstielajú dve západokarpatské tektonické jednotky – veporikum (resp. južné veporikum) a gemerikum. Na J od rapovsko-plešivského zlomu predpokladáme v podloží terciéru predterciérnu jednotku, ktorá doteraz nebola jednoznačne definovaná. V sv. časti regiónu a južne od Lučenca tvoria podložie terciéru horniny silicika a turnaika. Okrem toho sa vrtom LR-2 v podloží terciéru Lučenskej kotliny pri Lučenci zistili aj granitoidy a vrt LR-5, na Z od Rimavskej Soboty, tam overil relikt popríkrovového vrchnokriedového pokryvu (príl. 1).

### *Veporikum*

Najspodnejšou tektonickou jednotkou v Lučenskej kotline je veporikum, ktorého južnú časť definovala Vozárová a Vozár (1988) ako samostatnú jednotku – južné veporikum.

Najstaršie horniny veporika patria do komplexu Ostrej, ktorý je spodnopaleozoického až spodnokarbónskeho veku (Bezák, 1988), a vystupujú na povrch napr. na Z od Cinobane. Komplex Ostrej predpokladáme v podloží terciéru medzi Chrťanmi a Bušincami, ale overil ho tam iba jeden vrt (Bu-1 Bušince, príl. 1). Horniny, ktoré sa v súčasnosti v študovanom území, najmä vo vrte Bu-1, zaraďujú do komplexu Ostrej, sa v minulosti korelovali s hronským komplexom resp. s hronskou sériou (v zmysle Klinca, 1965). Komplex vo vrte Bušince tvoria metamorfity – svory a grafitické bridlice. Západnejšie sa v podloží Ipeľskej kotliny na jeho stavbe zúčastňujú amfibolické a svorové ruly s polohami amfibolitov (Klinec a Miko, 1973; Vass et al., 1979).

V bezprostrednom severnom okolí Lučenskej kotliny na povrch vystupujú horniny mladšieho paleozoika a mezozoika obalu južného veporika.

#### Mladšie paleozoikum

Horniny mladšieho paleozoika predstavuje revúcka skupina (Vozárová a Vozár, 1982) a je to súbor metamorfovaných terigénnych sedimentov so sporadickým zastúpením vulkanogénnych hornín.

Skupina sa rozdelila na dve súvrstvia, staršie – slatvinské, a mladšie – rimavské.

*Vrchný karbón – stefan – slatvinské súvrstvie*

Slatvinské súvrstvie je rozšírené pri severnom okraji Lučenskej kotliny v pruhu medzi Rimavskou Baňou a Brezničkou, na J od Ružinej a Cinobane. Pruh južne od Ružinej pokračuje na JZ v podloží bádenských vulkanitov Krupinskej planiny. Styk s podložím prevažne zastiera jazykovitá intrúzia alpínskeho granitoidu (sensu Kantor in Vozárová a Vozár, 1979). V nadloží je rimavské súvrstvie, ale styk súvrství je zväčša tektonizovaný, so sprievodnými znakmi opakovanej šupinovitej stavby. Miestami – ako výsledok tektonickej redukcie rimavského súvrstvia – sú nadložím slatvinského súvrstvia vrstvy kremenného a subarkózového pieskovca spodného triasu (föderatská skupina). Lokálne tu vystupujú aj tektonické trosky gemerického príkrovu zastúpené ochtinskou skupinou (sensu Vozárová, 1996).

Slatvinské súvrstvie má cyklický vývoj. Menšie cykly (do 10 m) sa spájajú do veľkých (nad 100 m) a striedajú sa v nich vrstvy metamorfovaného pieskovca, piesčité fylitické, fylitické a miestami grafitické bridlice. Celkom ojedinele možno pozorovať vulkanogénny materiál (miestami redeponovaný) intermediárneho až bázického charakteru. Regionálna premena spôsobila bridličnatosť a rekryštalizáciu sedimentov. Stupeň premeny zodpovedá spodnej časti fácie zelených bridlíc. Metamorfózu ovplyvnila aj intrúzia granitoidov. V kontaktnej zóne vznikla nízkotlaková paragenéza minerálov zodpovedajúca P-T podmienkam fácie zelených bridlíc až amfibolitovej fácie (tlak 300–350 MPa, teplota 450–560 °C).

Sekundárne premeny hornín – silicifikácia, karbonatizácia a argilitizácia – sú výsledkom pneumatolyticko-hydrotermálnych procesov spätých s intrúziou granitoidov $P_4$.

Hlavnými litotypmi slatvinského súvrstvia sú:

– *Tmavé grafitické bridlice.* Tvoria polohy hrubé niekoľko desiatok metrov alebo tenšie vložky uprostred metapieskovcových telies a často sú v nich svetlé laminy.

– *Metamorfovaný pieskovec* s vložkami fylitov, lokálne s polohami metamorfovaných intermediárnych až bázických vulkanoklastík. Metapieskovec je sivý až tmavosivý so zreteľnými znakmi cyklického vývoja. V cykloch do 10 m alebo v megacykloch nad 100 m sa pieskovcové vrstvy striedajú s fylitickými a grafitickými bridlicami. Ako výsledok regionálnej premeny sú tieto sedimenty bridličnaté a rekryštalizované – stupňom premeny je fácia zelených bridlíc – a navyše ich postihla aj kontaktná metamorfóza. Polohy bázických a intermediárnych vulkanoklastík sú sivozelené až zelené. Celkom sporadicky sa v metapieskovci vyskytujú aj polohy acidných metavulkanoklastík.

Tab. 1
Petrografické zloženie metasedimentov slatvinského súvrstvia (Vozárová in Vass a Elečko, eds., 1992)
Petrographic composition of metasediments of the Slatvina Formation (Vozárová in Vass a Elečko, eds., 1992)

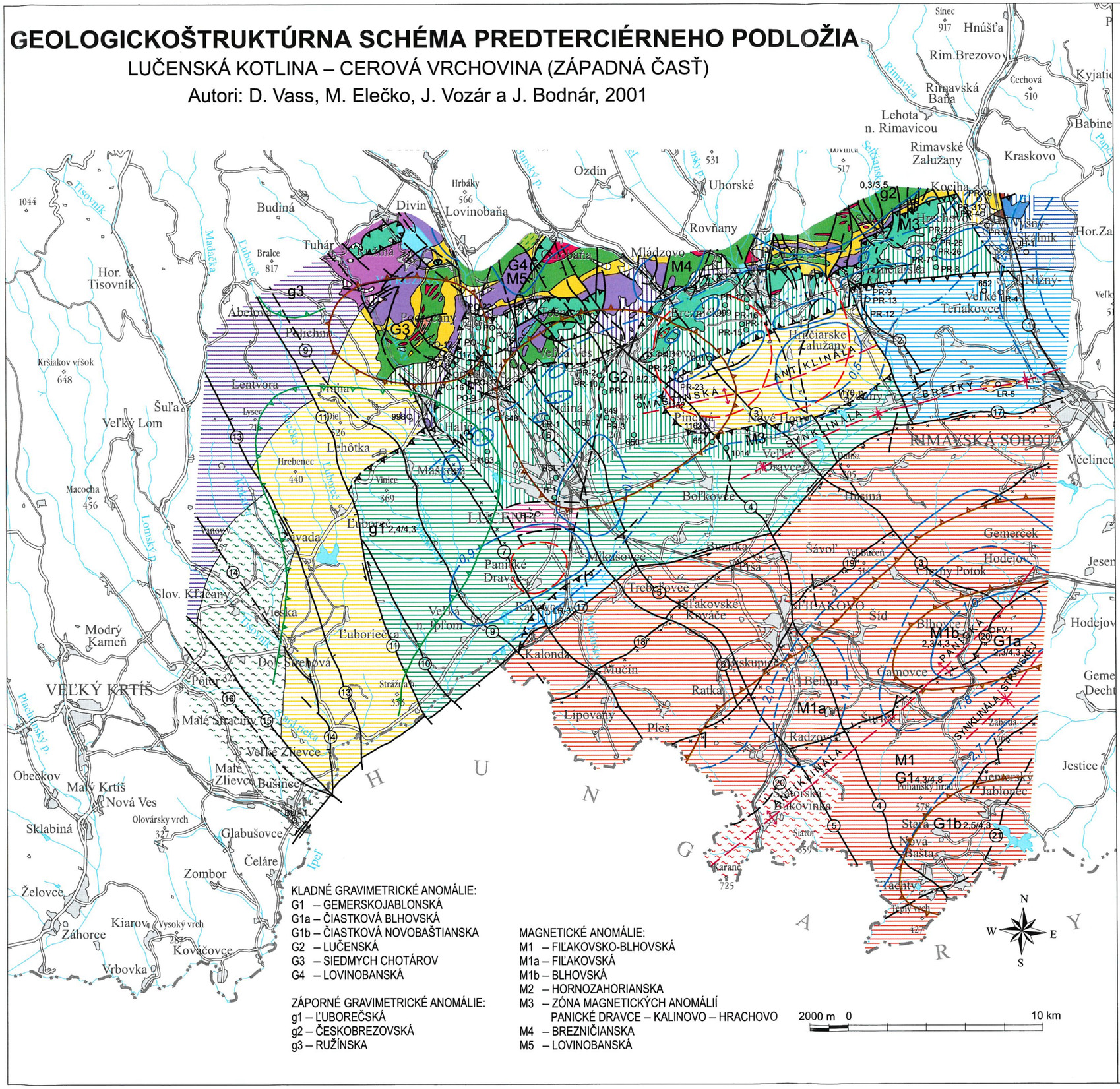
| | 5/ V-87 (1) | 5/ V-87 (2) | 18/ V-83 (2) | 18/ V-83 (1) | 11/ V-83 | 28/ V-83 | 29/ V-83 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| relikty klast. kremeňa – relics of clast. quartz | 32 % | 45 % | – | – | – | – | – |
| kryštalický agregát kremeňa – cryst. aggr. of quartz | 22 % | 24 % | 44 % | – | 37 % | 37 % | 39 % |
| | – | – | 1 % | 1 % | – | – | – |
| klastické zrná živcov – clastic grains of feldspars | 45 % | | 48 % | – | 4 % | 1 % | 10 % |
| muskovit – muscovite | sp. | 29 % | 1 % | 1 % | – | – | – |
| albit – albite | – | sp. | 6 % | 29 % | – | 1 % | 3 % |
| chlorit – chlorite | – | – | – | 35 % | – | – | – |
| aktinolit – actinolite | – | – | – | 9 % | – | – | – |
| epidot – epidote | – | – | – | 5 % | – | 1 % | 1 % |
| titanit – titanite | 1 % | – | – | – | – | – | – |
| turmalín – tourmaline | – | 2 % | – | – | 25 % | 33 % | 29 % |
| biotit – biotite | – | – | – | – | 33 % | 30 % | 13 % |
| plagioklas – plagioclase | – | – | – | – | 0,5 | 1 % | 1 % |
| granát – garnet | – | – | – | – | % | – | – |
| metasomatický alkalický živec – metasomatic alkaline feldspar | – | – | – | – | 0,5 | 6 % | 4 % |
| zoisit – zoisite | | | | | % | | |

Lokalizácia vzoriek/Location of samples:
Vysvetlivky/Explanations:
vz. 5/V-87(1) – metamorfovaný jemnozrnný pieskovec – južný svah Zákopy pri Ružinej
metamorphosed fine-grained sandstone – southern slope of Zákopa near Ružiná
vz. 5/V-87(2) – metamorfovaný jemnozrnný pieskovec – východný svah Zákopy pri Ružinej
metamorphosed fine-grained sandstone – eastern slope of Zákopa
vz. 18/V-83(2) – grafiticko-sericitický fylit – sv. časť Poltára
graphite-sericite phyllite – northeastern part of the town Poltár
vz. 18/V-83(1) – aktinolitová bridlica – sv. časť Poltára
aktinolite schist – northeastern part of the town Poltár
vz. 11/V-83 – biotitový rohovec – na J od Uhorského
biotite chert – south of the village Uhorské
vz. 28/V-83 – biotitový rohovec – na JV od Slanej Lehoty
biotite chert – southeast of the Slaná Lehota village
vz. 29/V-83 – biotitový rohovec – na J od Slanej Lehoty
biotite hornfels – south of Slaná Lehota village
Vek súvrstvia – stefan – je stanovený na základe palynomorf (Planderová in Planderová a Vozárová, 1978, 1982)
Formation age – Stephanian is dated by palynomorphs

# GEOLOGICKOŠTRUKTÚRNA SCHÉMA PREDTERCIÉRNEHO PODLOŽIA

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autori: D. Vass, M. Elečko, J. Vozár a J. Bodnár, 2001


Sinec
Hnúšťa
Rim.Brezovo
Rimavská Baňa
Čechová
Kyjatice
Lehota n. Rimavicou
Babiná
Rimavské Zalužany
Kraskovo
Ozdín
Uhorské
Hrbáky
Lovinobaňa
Divín
Budiná
Rovňany
Tuhár
Bralce
Mládzovo
Hor. Tisovník
Kršiakov vŕšok
Šuľa
Veľký Lom
Lentvora
Príhrad
Lehôtka
Hrebenec
Macocha
Maškovná
Ľuborečka
Ľubeník
Ľuboreč
Uvada
Slov. Kľačany
Vieska
Modrý Kameň
Do. Strehová
VEĽKÝ KRTÍŠ
Malé Straciny
Veľké Zlievce
Malé Zlievce
Bušince
Obeckov
Malý Krtíš
Nová Ves
Olovársky vrch
Sklabiná
Glabušovce
Čeláre
Zombor
Želovce
Záhorce
Kiarov
Vysoký vrch
Kováčovce
Vrbovka
Ipeľ
Tisovník
Madačka
Lubeník
Lomský p.
Plachtinský p.
Rimavica
Rimavská Sobota
Kokava
Hor.Zadiel
Skalník
Nižný-Skálnik
Veľké Teriakovce
Hrčiarske Zalužany
Pinciná
Nové Hony
Veľké Ludince
Bolkovce
Hnúšťa
Čierny Potok
Hodejov
Jesenské
Gemerček
Šávoľ
Veľké Ploské
Pača
Fiľakovské Kováče
FIĽAKOVO
Šíd
Blhovce
Gemerské Dechtáre
Jestice
Jablonec
Nová-Baštа
Tachty
Teplý vrch
Kalonda
Mučín
Ratka
Lipovany
Pleš
Radzovce
Gamovce
Belina
Hajskupica
Strážna h.
Veľká n. Ipľom
Ľuboriečka
Panické Dravce
Kalinovo
Hrachovo
Sušany
Zabáda
Vlkyňa
Jelšovec
Veľká Ves
Brezničany
Podrečany
Abelová
Polichno
Lysec
Diel
Vinice
Hrebenec
Macocha
Maškovná
Ľuborečka
Ľubeník
Uvada
Slov. Kľačany
Vieska
Modrý Kameň
Do. Strehová

**Supplement 1**

**GEOLOGICAL STRUCTURAL SCHEME OF PRE-TERTIARY BASEMENT**

a – Surface, b – Basement, c – Undivided units
POST-NAPPE SEDIMENTS
1c – Čierna Lúka Member, Upper Cretacous (Campanian): calcareous claystone with limestone interbeds
SILICICUM
2b – Middle and Upper Triassic: dolomitic limestone, dolomite, dolomitic breccia (PR-12), Hallstatt and Dachstein limestones (LR-3)
2c – Silica nappe undivided
TURNAICUM
3 – Middle Triassic: recrystallized limestone, shaly limestone
4a, b – Brusník Formation, Permian: conglomerate and sandstone
4c – Turnaicum, undivided
NORTHERN GEMERICUM, OCHTINÁ GROUP
5a, b – Carboniferous (Visean – Namurian, A – phyllite and metasandstone)
5c – Upper Paleozoic of the Gemericum, undivided
6 – serpentinite of the Ochtiná Formation
SOUTHERN GEMERICUM, GELNICA GROUP
7 – Drnava Formation: ?Lower Devonian: phyllite, lydite, acid metavolcaniclastics, carbonate
VEPORICUM, FEDERATA GROUP – TUHÁR DEVELOPMENT
8 – Middle (?Lower) Triassic – ?Liassic: dolomite and limestone (platy, shaly, crystalline, phyllitic, cherty)
9a, b – Lower Triassic: metamorphosed quartzite, sandstone, subarkose, siliceous shale
9c – Federata Group, undivided
REVÚCA GROUP
10a, b – Rimava Formation, Upper Permian: phyllite, metasandstone, acid volcaniclastics
10c – Revúca Group and Lower Triassic of the Veporicum undivided
11 – Slatvina Formation, Upper Carboniferous: metasandstone, phyllite, graphitic phyllite
OSTRÁ COMPLEX
12a – Lower Paleozoic – Lower Carboniferous: graphitic schist, mica schist
12c – metamorphites of the Veporicum of Ostrá Complex, undivided
GRANITIZED COMPLEX
13 – ?Proterozoic – Paleozoic: mylonitized granitoid
14 – mylonitized paragneiss
15 – amphibolite
MAGMATITES AND METAMORPHITES (of uncertain tectonic provenance)
16 – granitoids of ?Alpine age
17 – ?Lower Paleozoic: metaquartzite, phyllite, green schists
18 – ?Lower Paleozoic: high–grade metamorphosed rocks (gneiss, metabasite – amphibolite, migmatite)
19a – fault
19b – strike slip
20 – fault manifested in the gravity field
21a – upthrust
21b – thrust found and assumed
22a – axis of anticline
22b – axis of syncline
23a – positive gravimetric anomaly
23b – negative gravimetric anomaly
24 – upper and lower margin of gravimetric anomaly in depth (km) as indicated by numerical data
25 – assumed occurrences of serpentinites
26 – magnetic rocks with upper margin below 0.1 km
27 – magnetic rocks with upper margin below 0.1 km, partly covered with higher tectonic unit
28 – magnetic rocks with upper margin at depth (km) as indicated by numerical data
29 – designation of magnetic rocks zone (M3)
30 – circular structures found by remote sensing of the Earth, corresponding with magnetic anomalies

Tab. 2
Petrografické zloženie metasedimentov a metavulkanoklastík rimavského súvrstvia (Vozárová in Vass a Elečko, eds., 1992)
Petrographic composition of metasediments and metavolcaniclastic of the Rimava Formation (Vozárová in Vass and Elečko, eds., 1992)

| | 18/81 | 19/81 | | 12/81 | 13/81 |
|---|---|---|---|---|---|
| relikty zŕn kremeňa<br>relics of quartz grains | 24 % | 34 % | kryštalokl. kremeňa<br>quartz crystalloclast | 13 % | 18 % |
| relikty zŕn živcov<br>relics of feldspar grains | 4 % | 0,5 % | kryštalokl. plagioklasu<br>plagioclase crystalloclast | – | 6 % |
| agregát kremeňa<br>quartz aggregate | 45 % | 20 % | kryštalokl. alk. živca<br>alkaline feldspar crystalloclast | – | 1 % |
| muskovit – muscovite | 20 % | – | matrix, matrix | 86 % | 75 % |
| chlorit – chlorite | 6 % | 1,5 % | | | |
| epidot – zoisit<br>epidote – zoisite | sp. | 10 % | akcesorické minerály<br>accessory minerals | 1 % | – |
| metamorf. plagioklasy<br>metamorphic plagioclases | – | 3,5 % | | | |
| biotit – biotite | – | 29 % | | | |
| sekundárny muskovit<br>sec. muscovite | 1 % | – | | | |
| akcesorické + opakové minerály<br>accessoric and opaque minerals | sp. | 1,5 % | | | |

Lokalizácia vzoriek/Location of samples:
vz. 18/81 – na S od Príboja, svah k. Čachovica v n. v. 320 m
north of Príboj, slope of Čachovica altitude point, 320 a. s. l.
vz. 19/81 – lok. detto vz. 18/81
vz. 12/81, 13/81 – na JV od Kocihy
southeast of the village Kociha

– *Metapieskovec* s vložkami piesčitých a fylitických bridlíc. Sú sivozelené, lokálne až čiernosivé. Pieskovec má výraznú bridličnatú textúru. Petrografické zloženie metasedimentov súvrstvia je v tab. 1.

*Perm – rimavské súvrstvie*

Súvrstvie tvorí vrchnú časť revúckej skupiny a je rozšírené medzi Hrnčiarskymi Zalužanmi a Kocihou, na SV od Poltára, v pruhu medzi Mládzovom a Podrečanmi a na J od Ružinej. Smerne pravdepodobne pokračuje na J v podloží vulkanitov Krupinskej planiny. Vzťah k slatvinskému súvrstviu sme už opísali a hranica s mladšími členmi obalu veporika (trias föderatskej skupiny alebo tuhárskeho vývoja) je zvýraznená tektonicky, o čom svedčí častá redukcia permu aj triasu.

Sekvenciu permu (rimavské súvrstvie) tvoria prevažne vrstvy hrubozrnného metapieskovca so slabo vyvinutou cyklickosťou nízkeho radu a so sporadickými vložkami ryolitových vulkanoklastík. Mimo Lučenskej kotliny sa iba ojedinele zistili aj menšie výlevné telesá. Súvrstvie je na tektonickom styku veporika a gemerika výrazne tlakovo deformované. Stupeň regionálnej premeny nepresahuje fáciu zelených bridlíc.

Hlavné litotypy rimavského súvrstvia sú:

– *Piesčité fylity* svetlosivej a sivej farby. Miestami sú jemne laminované, v spodnej časti súvrstvia tvoria polohy hrubé niekoľko desiatok metrov prevažne z arkózového detritu a nesú znaky výraznej tlakovej deformácie.

– *Hrubozrnný metapieskovec* svetlozelenosivej farby. Obsahuje zlepencové vložky, polohy piesčitých bridlíc a ryolitových vulkanoklastík. Intenzita kataklastickej deformácie a mylonitizácie stúpa smerom k tektonickému styku s gemerikom. Petrografickou skladbou zodpovedá arkózovým a živcovým drobám a má rekryštalizovanú, výrazne lineárne usmernenú štruktúru. Pelitické polohy sa regionálnou metamorfózou zmenili na chloriticko-muskovitické fylity, miestami so zoisitom. Zlepenec obsahuje obliaky kremeňa a granitoidov. Ryolitové vulkanoklastiká majú rekryštalizovanú, lineárne usmernenú základnú hmotu s reliktmi vulkanogénneho kremeňa, plagioklasu a albitizovaného draselného živca. Petrografické zloženie metasedimentov a metavulkanoklastík je v tab 2.

Podľa chudobného spoločenstva palynomorf permský vek súvrstvia stanovila Planderová in (Planderová a Vozárová, 1982).

Alpínska metamorfóza v obalových jednotkách južného veporika dosahuje všeobecne podmienky vrchnej anchizóny až epizóny (Vrána, 1966, 1980; Plašienka et al., 1989; Vozárová, 1990; Korikovskij et al., 1997; Lupták et al., 1999, 2003). Miestami opísané chloritoidovo-kyanitové bridlice zodpovedajú podmienkam 530–560 °C a 6–8 kbar (Lupták et al., 2000).



**Foto 3.** Haličský zámok. Zámok stojí na kopci zo spodnotriasového kremenca (föderatská skupina, veporikum) vytrhnutého z predterciérneho podložia strednomiocénnou andezitovou extrúziou. Lučenská kotlina. Foto D. Vass.

**Photo 3.** Halič castle. The castle hill is built up by the Lower Triassic quartzite, Federata Group, Veporicum. The quartzite is torn up from the pre-Cenozoic basement by the Middle Badenian andesite extrusion. Photo D. Vass.

## Mezozoikum

*Föderatská skupina – tuhársky vývoj* (spracované podľa Straku a Vozára in Vass a Elečko et al., 1992).

Mezozoické sedimenty obalu veporika, najmä spodnotriasové sedimenty, tvoria úzky pruh na SV od Poltára. Sú rozšírené na Z od Brezničky, JZ od Točnice a Podrečian. Budujú aj podstatnú časť hradného kopca v Haliči (foto 3), kde vystupujú ako blok, pravdepodobne vytlačený na povrch bádenskými andezitmi. Prítomnosť mezozoika, hlavne spodnotriasových sedimentov, sa predpokladá v podloží terciéru v západnej časti Lučenskej kotliny a medzi Hrnčiarskymi Zalužanmi, Pincinou a Kalinovom, kde pravdepodobne vystupuje v tektonickom okne.

Spodnotriasové sedimenty veporika sú silne redukované a zväčša tektonicky ohraničené od svojho podložia (rimavské resp. slatvinské súvrstvie) aj od nadložia (príkrov gemerika). Prevládajúcimi litologickými členmi spodného triasu vystupujúceho na povrch sú vrstvy svetlobéžového, sivého a sivohnedého kremenného pieskovca až subarkózy hrubé 150–250 m. Pieskovec je hrubozrnný alebo strednozrnný až jemnozrnný a tvorí lavice maximálne hrubé 20–60 cm. V laviciach je pozorovateľné pozitívne gradačné, v spodnej časti súvrstvia miestami šikmé zvrstvenie. Lavice obsahujú polohy lokálne silne kaolinizovaných fylitických bridlíc. Petrografické zloženie metasedimentov je v tab. 3.

V tektonickom okne medzi Hrnčiarskymi Zalužanmi, Kalinovom a Pincinou sa v podloží terciéru navŕtali horniny korelovateľné so spodným triasom föderatskej skupiny. Napríklad vrt 1170 pri samote Židovo, 3 km na Z od Oždian v hĺbke 295,0–340,4 m (nepravá a neúplná hrúbka 45,6 m) navŕtal sivofialové piesčité bridlice a pieskovec s polohami svetlosivého pieskovca a zelenosivých bridlíc alebo bridlíc s vložkami hrubozrnného pieskovca (prvotná dokumentácia vrtov Uranpres, Spišská Nová Ves).

Vyššie členy föderatskej skupiny – tuhárskeho vývoja – sú rozšírené v okolí Tuhára.

*Spodnotriasového až spodnoaniského* veku je kavernózny dolomit (rauwak). Jeho polohy ležia v bezprostrednom nadloží vrstiev kremenného pieskovca až subarkóz a dosahujú hrúbku 20 m. Dolomit je žltej, žltohnedej a sivohnedej farby, zrnitý a lokálne prekremenený.

*Stredný trias – anis* zastupujú vrstvy tmavosivého až čierneho doskovitého a bridličnatého vápenca hrubé 30–50 m. Ležia nad dolomitom a uzatvárajú polohy tmavých bridlíc a rohovcov. Vápenec je kalový a smerom do nadložia v ňom pribúdajú svetlé polohy. Jeho vek nie je biostratigraficky potvrdený a s anisom sa koreluje iba na základe superpozície a faciálnej podoby, napr. s gutensteinským vápencom.

*Strednému až vrchnému triasu* zodpovedá masívny dolomit a hnedý a ružovkastý dolomitický vápenec. Dolomit tvorí polohy vo vápenci. Je zrnitý, postihnutý rekryštalizáciou a lokálne prekremenený.

*Stredný – vrchný trias až lias* reprezentujú vrstvy pestrého kryštalického vápenca – tuhársky mramor. Leží konkordantne na polohách doskovitého vápenca anisu alebo kavernózneho dolomitu, má veľmi pestré a laterálne nestále sfarbenie a jeho typickým znakom je množstvo chaoticky usporiadaných žiliek sekundárneho kalcitu. Vápenec je hrubolavicovitý až masívny a vo vyšších častiach prechádza do dolomitu. Má kryštalickú sparitovú mikroštruktúru. Primárne znaky mikrofácií zastrela rekryštalizácia. Vápenec je skrasovatený. Reprezentuje sedimenty karbonátovej plošiny.

Tab. 3
Petrografické zloženie metamorfovaných subarkóz föderatskej skupiny (Vozárová in Vass a Elečko et al., 1992)
Petrographic composition of metamorphosed subarkoses of the Federata Group (Vozárová in Vass and Elečko et al., 1992)

| | V-36/81 | V-35/81 |
|---|---|---|
| kremeň – quartz | 69 % | 81 % |
| sericit – sericite | 18 % | 3 % |
| klastický živec – clastic feldspar | 9 % | 14 % |
| rutil – rutile | 3 % | 1 % |
| zirkón + turmalín – zircon + tourmaline | 1 % | 1 % |

Lokalizácia vzoriek/Location of samples:
vz. V-36/81 – na SZ od Seliec pri kóte 353,8 – lom
vz. V-35/81 – northwest of the village Selce near elevation point 353.8 – quarry

*Vrchný trias – lias?* zastupujú steblovité fylitické karbonáty hrubé 80–100 m, najvrchnejší člen tuhárskeho mezozoika. Ide o striedanie tenkých (do 1 cm) lamín svetlohnedého kryštalického vápenca s fylitickými bridlicami. Sú v nich zhluky červených a hnedých silicitov. Ojedinele sa vyskytujú polohy lavicovitého piesčitého vápenca hrubé do 10 cm.

# Gemerikum

Gemerikum leží tektonicky na veporiku a podstiela značnú časť Lučenskej kotliny. Budujú ho horniny paleozoického veku.

### Južné gemerikum – staršie paleozoikum – gelnická skupina

*Drnavské súvrstvie* (*spodný devón*?; spracované podľa Vozárovej in Vass a Elečko et al., 1992).

Gelnickú skupinu reprezentuje drnavské súvrstvie. Vystupuje na povrch v úzkych tektonicky obmedzených šupinách v okolí Kocihy, na sv. okraji Lučenskej kotliny v tektonickom nadloží vrchnopaleozoickej ochtinskej skupiny a smerom na SV sa ponára pod strednomiocénne vulkanoklastiká pokoradzského súvrstvia.

Drnavské súvrstvie tvoria fylity, v ktorých sú polohy lyditov, karbonátov a acidných vulkanoklastík – metatufov (tab. 4). Z fylitov je najhojnejším litotypom čierny grafitický a sericiticko-grafitický fylit, často s laminovanou textúrou a popretínaný hojnými hydrotermálnymi žilkami. V jemnom fylite sa miestami vyskytujú tenké polohy (do 30 cm) svetlosivého kryštalického karbonátu a sekvencie tenkolavicovitého lyditu s vložkami grafitického fylitu.

Lydit je čierna afanitická hornina s ostrohranným rozpadom popretínaný bielymi kremennými žilkami. Má mikrokryštalickú a pseudobrekciovitú štruktúru a tvorí ho kremeň s grafitovou prímesou.

Horniny drnavského súvrstvia sú okrem regionálnej dynamometamorfnej premeny vo fácii zelených bridlíc postihnuté termickými účinkami granitoidov.

V drnavskom súvrství pri Kocihe sa nenašli biostratigraficky významné zvyšky organizmov. Biostratigraficky a litostratigraficky sa korelovali na základe litologickej podobnosti s typovými profilmi drnavského súvrstvia.

### Mladšie paleozoikum – ochtinská skupina

*Ochtinská skupina (karbón: turnén-visén – serpuchov;* spracované podľa Vozárovej in Vass a Elečko et al., 1992 a Vozárovej, 1996).

Značne tektonicky redukovaný komplex spodnokarbónskych metasedimentov ochtinskej skupiny je reprezentovaný hrádockým a lubenickým súvrstvím (v zmysle Vozárovej, 1996).

Na severnom okraji a v podloží Lučenskej kotliny sú z ochtinskej skupiny známe prevažne horniny hrádockého súvrstvia. Vystupujú na povrch pozdĺž celého severného okraja kotliny od Kocihy cez Poltár, Brezničku po Točnicu a Podrečany. Okrem toho ich výskyt overilo mnoho vrtov v podloží terciéru v severnej časti Lučenskej kotliny.

Hrádocké súvrstvie vystupuje na povrch na tektonickom styku so súvrstviami obalu veporika a sú v ňom zastúpené nasledujúce litotypy:

– Vrstvy metamorfovaného pieskovca striedajúce sa s fylitmi čiernej farby s výraznou cyklickosťou, dobre vyvinutou bridličnatosťou a s priečnou klivážou. Blízko tektonického styku s veporikom tvoria malé a stredné vrásy. Fylity majú dokonale vyvinuté foliačné plochy, hladké, s ryhovaním po kliváži. Na horninách popri regionálnej metamorfóze možno zriedka pozorovať aj termické účinky intrúzie granitoidov. Metasedimenty porušuje systém kremenno-chloritových hydrotermálnych žiliek, miestami pegmatoidného charakteru. Petrografické zloženie je v tab. 5.

– Fylity s metapieskovcovými vložkami tmavosivej až čiernej farby (hrubými najviac 10–15 cm) s výrazne vyvinutým systémom plôch foliácie. Zvyčajne sú prevrásnené (foto 1 a 2). Veľmi vzácne sa vyskytujú vložky karbonátov. Horniny popri regionálnej metamorfóze postihla aj mladšia kontaktná metamorfóza. Uprostred fylitov sa lokálne vyskytujú zelené bridlice – metamorfované ekvivalenty intermediárnych a bázických vulkanoklastík.

– Serpentinit sa vyskytuje ako tektonicky izolované telesá v okolí Brezničky. Telesá sú dlhé až 1,5 km a široké 300 m. Ide o antigoritový, miestami výrazne steatitizovaný serpentinit. Okrem antigoritu sa z neho opísal aj chryzotil, ktorý sa vyvinul iba v hydrotermálne premenených zónach. Serpentinitové telesá ležia uprostred grafitických fylitov, majú polyfázovú genézu a vznikli ako výsledok metamorfózy a hydrotermálnych premien. Zo serpentinitu

Tab. 4
Petrografické zloženie metatufu drnavského súvrstvia (Vozárová in Vass a Elečko et al., 1992)
Petrographic composition of metatuff of the Drnava Formation (Vozárová in Vass and Elečko et al., 1992)

| | G-11/81 | G-20/81 | G-21/81 | G-22/81 |
|---|---|---|---|---|
| kryštaloklasty kremeňa – crystalloclasts of quartz | 12 % | 9 % | 8 % | 18,5 % |
| kryštaloklasty alkalických živcov – crystall. of alkaline feldspars | 3 % | – | 7 % | 1 % |
| | 13 % | – | 9 % | 7 % |
| kryštaloklasty plagioklasov – crystalloclasts of plagioclases | 3 % | – | – | – |
| kryštaloklasty biotitu – crystalloclasts of biotite | 1 % | 27 % | 6 % | 12 % |
| litoklasty – lithoclasts | 63 % | 63 % | 64 % | 60 % |
| matrix – matrix | 5 % | – | 3 % | – |
| novotvorený biotit – newly formed biotite | – | 1 % | 0,5 % | 1,5 % |
| akcesorické + opakové minerály – accessoric + opaque minerals | – | – | 2,5 % | – |
| sekundárne karbonáty + chlorit – secondary carbonates + chlorite | | | | |

Lokalizácia vzoriek/Location of samples:
Všetky vzorky sú z oblasti na SV a V od Kocihy
All samples are from the area northeast and east of the village Kociha

Tab. 5
Petrografické zloženie metasedimentov hrádockého súvrstvia ochtinskej skupiny (Vozárová in Vass a Elečko et al., 1992)
Petrographic composition of metasediments of the Hrádok Formation of Ochtiná Group (Vozárová in Vass and Elečko et al., 1992)

| | G-29/81 | G-1/82 | G-4/82 | G-5/83 |
|---|---|---|---|---|
| relikty zŕn kremeňa – relics of quartz grains | 8 % | – | 28 % | – |
| relikty klastických zŕn živcov – relics of feldspar clastic grains | 1 % | 0,5 % | – | 1 % |
| kremeň – quartz | 43 % | 64 % | 42 % | 46 % |
| muskovit – muscovite | 44 % | 25,5 % | 24,5 % | 36 % |
| zoisit – zoisite | 3,5 % | – | 5 % | – |
| opakové minerály – opaque minerals | 0,5 % | – | – | – |
| metamorfovaný plagioklas – metamorphic plagioclase | – | 2,5 % | – | 2 % |
| chloritoid + kyanit – chloritoid + kyanite | – | 7,5 % | – | – |
| muskovit – muscovite | – | – | 0,5 % | – |
| biotit – biotite | – | – | – | 15 % |

Lokalizácia vzoriek/Location of samples:
vz. G-29/81 – metamorfovaný pieskovec – na SZ od Seliec
metamorphosed sandstone northwest of the village Selce
vz. G-1/81 – muskovitový fylit s chloritoidom a kyanitom – Habríčovo, zárez štátnej cesty Selce – Poltár
muscovite phyllite with chloritoid and kyanite – Habríčovo, cut of main road Selce – Poltár
vz. G-4/82 – metamorfovaný pieskovec – lesná cesta na SV od Seliec
metamorphosed sandstone – forest road northeast of Selce
vz. G-5/83 – sericitický fylit s novotvoreným biotitom – na V od Poltára, úpätie svahu Salajky
sericite phyllite with newly formed biotite – east of town Poltár, foothills of Salajka hill

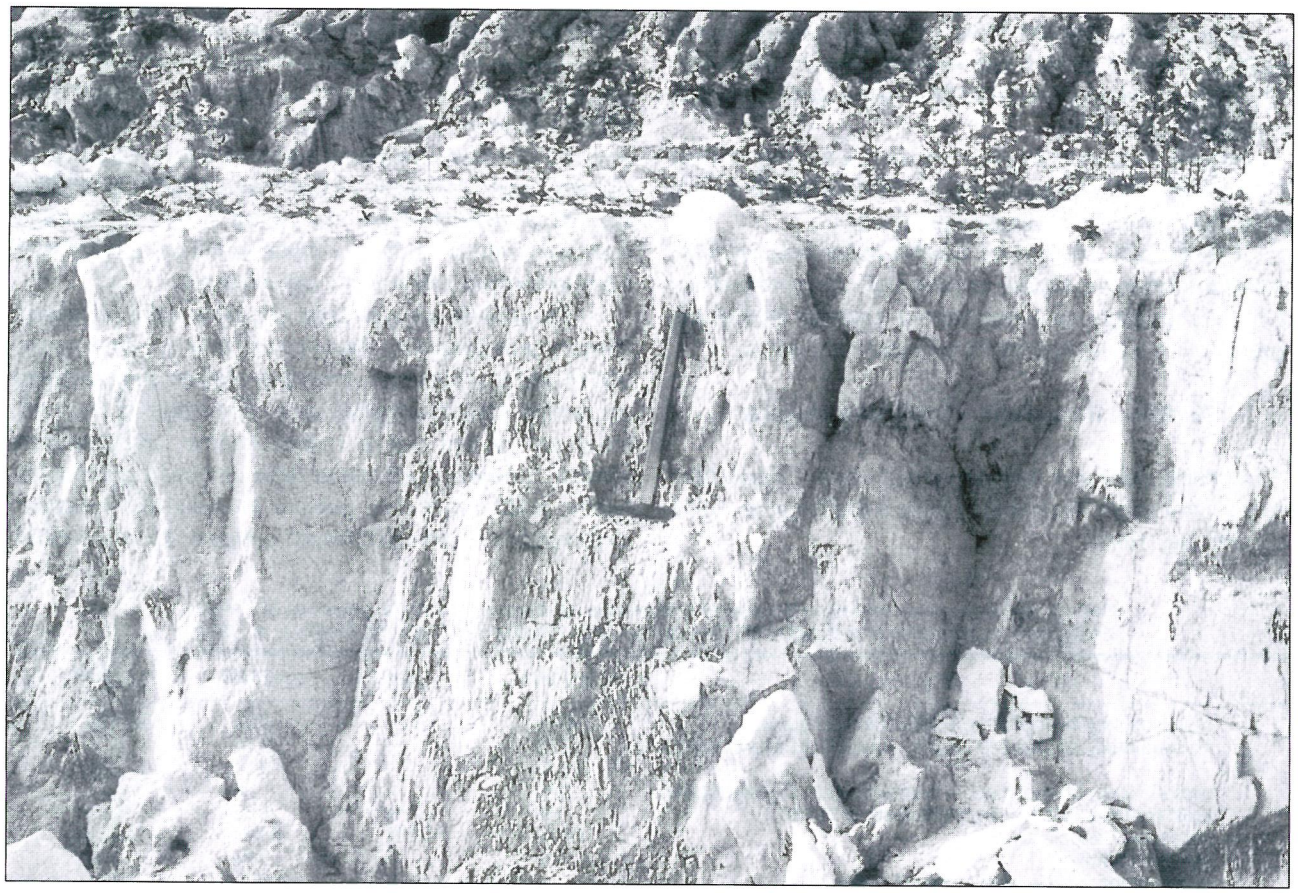


**Foto 1.** Vztýčený, tenkobridličnatý a hrubobridličnatý kaolinizovaný fylit, ochtinská skupina. Južná časť hliniska Horná Prievrana, severný okraj Lučenskej kotliny. Foto D. Vass.

**Photo 1.** Upright thin- and thick-foliated kaolinized phyllite, Ochtiná Group. Southern part of Horná Prievrana loam pit, northern margin of the Lučenská kotlina Depression. Photo D. Vass.

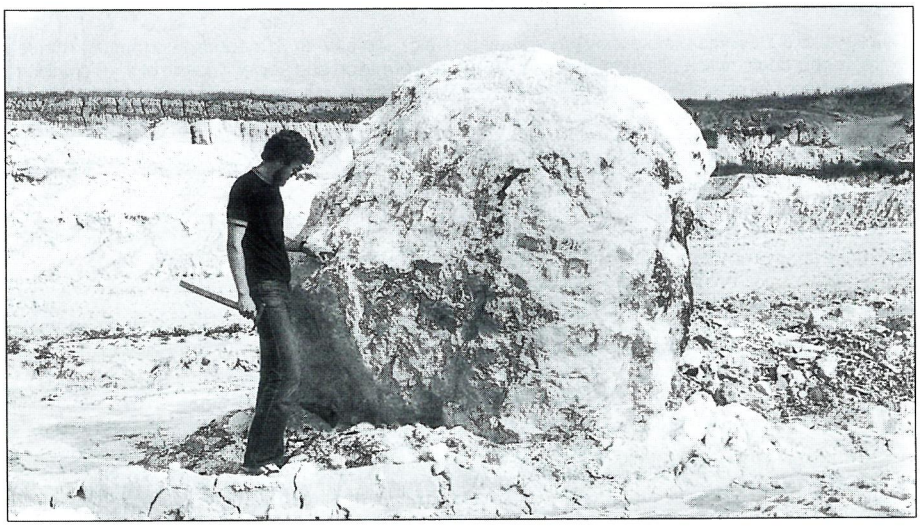


**Foto 2.** Blok kremeňa – relikt žily, ktorá pretínala kaolinizovaný fylit ochtinskej skupiny, karbón. Hlinisko Horná Prievrana, severný okraj Lučenskej kotliny. Foto D. Vass.

**Photo 2.** Quartz boulder a relic of quartz vein cutting the kaolinized phyllite of Ochtiná Group, Carboniferous. Horná Prievrana, clay pit, northern margin of the Lučenská kotlina Depression. Photo D. Vass.

pri Brezničke sú opísané aj rodingitizované horniny (Hovorka et al., 1985).

– Lubenícke súvrstvie je zastúpené sporadicky predovšetkým telesami magnezitu a fylitu. Magnezit tvorí významné horizonty a šošovkové polohy vo vrchnej časti súvrstvia a jeho „hostiteľskou horninou" sú spravidla grafitické a sericitické fylity. V karbonátových telesách je v úzkom zväzku s dolomitom a dolomitickým magnezitom. Pri Ružinej sa zistilo až 13 šošoviek magnezitu orientovaných rozličným smerom (Abonyi, 1971). Magnezit sporadicky obsahuje aj úlomky fauny.

Horniny ochtinskej skupiny boli navŕtané taktiež v priamom podloží terciéru v severnej časti Lučenskej kotliny. Napr. vrty vyhľadávacieho prieskumu zamerané na magnezit a vrty Uranpresu navŕtali v podloží terciéru sericiticko-chloritické, grafiticko-sericitické fylity, bazaltové metavulkanoklastiká, vložky karbonátov a iné litotypy bežné v ochtinskej skupine (prvotná dokumentácia vrtov Geologického prieskumu a Uranpresu).

## Meliatikum

Vo východnej časti regiónu možno očakávať mezozoické súvrstvia patriace do tektonickej jednotky meliatikum (Vozár in Vass a Elečko et al., 1992, geologické rezy), ale vrty na sledovanom území to doteraz neoverili a o jej litologickej náplni možno predpokladať, že je analogická s meliatikom vystupujúcim na severnom okraji Rimavskej kotliny.

## Turnaikum

Turnaikum tektonicky spočíva na gemeriku, v jeho nadloží je príkrov silicika, na povrch vystupuje pri Hrachove a reprezentujú ho horniny mladšieho paleozoika a triasu.

### Mladšie paleozoikum

*Brusnícke súvrstvie – perm* (spracované podľa Vozárovej in Vass a Elečko et al., 1992).

Súvrstvie s typickou fialovosivou a hrdzavohnedou farbou sa na povrchu zistilo len na S od Hrachova a tvoria ho polymiktné zlepence s pieskovcovými polohami. Sedimenty sú výrazne tlakovo zdeformované. Veľkosť obliakov kolíše od 3 do 7 cm. Zlepence majú podpornú štruktúru matrixu, sú polymiktné, s obliakmi ryolitu, dacitu, rekryštalizovaného vulkanického skla, ryolitového tufu, rozličných fylitov, metakvarcitov a metasiltovca. Ich základná hmota je tlakovo usmernená a rekryštalizovaná (kremeň, sericit, chlorit a hematitový pigment).

Pieskovcové vrstvy petrografickým zložením zodpovedajú litickým drobám (tab. 6).

Brusnícke súvrstvie sa pôvodne radilo do čiastkovej jednotky silicika – šupiny Slovenskej skaly (v zmysle Gaála a Mella in Vass et al., 1986), ale podľa výsledkov z vrtu BRU-1 (Vozárová a Vozár, 1992) bolo zaradené do turnaika, čo ovplyvnilo náhľad na tektoniku tejto oblasti a severného Maďarska.

### Mezozoikum

*Spodný – stredný trias*

Spodnotriasové horniny tektonicky ležia na gemeriku (napr. pri Hrachove na gelnickej skupine), sú hrubé okolo 220 m, nikde nevystupujú na povrch a zakrývajú ich strednotriasové karbonáty.

Tab. 6
Petrografické zloženie pieskovcových vrstiev brusníckeho súvrstvia a spodného triasu turnaika (Vozárová in Vass a Elečko et al., 1992)
Petrographic composition of sandstones of the Brusník Formation and Lower Triassic of the Turnaicum (Vozárová in Vass and Elečko et al., 1992)

| | V-3/82 A | V-3/82 B | G-3/81 |
|---|---|---|---|
| kremeň – quartz | 29 % | 76 % | 71 % |
| plagioklas – plagioclase | 0,5 % | 2,5 % | 7 % |
| alkalický živec – alkaline feldspar | 0,5 % | 2,5 % | 4 % |
| klastická sľuda – clastic mica | 0,5 % | 0,5 % | sp. |
| úlomky hornín – fragments of rocks | 13 % | – | 1 % |
| úlomky vulkanitov – fragments of volcanics | 3,5 % | 1 % | – |
| základná hmota – ground mass | 53 % | 20 % | 17 % |

Lokalizácia vzoriek/Location of samples:
vz. V-3/82 A – brusnícke súvrstvie – na S od Hrachova
Brusník Fm. – north of the village Hrachovo
vz. V-3/82 B – spodný trias turnaika – na S od Hrachova
Lower Triassic of Turnaicum – north of the village Hrachovo
vz. G-3/81 – spodný trias turnaika – na SV od Vyšného Skálnika
Lower Triassic of Turnaicum – northwest of Vyšný Skálnik

Spodný trias tvoria sivé, sivozelené až sivofialové bridlice s vložkami pieskovca a piesčitého vápenca hrubými niekoľko decimetrov. Súvrstvie je gradačne zvrstvené, výrazne bridličnaté, s mnohými kalcitovými žilkami a v bridliciach sú časté chloritové šmuhy. Petrografické zloženie je v tab. 6.

*Stredný trias* (podľa Straku in Vass a Elečko et al., 1992)

Horniny stredného triasu turnaika vystupujú na sv. okraji Lučenskej kotliny. Sú to čierne vápnité fylity a tmavý bridličnatý vápenec. Strednotriasové vápence vystupujú na povrch veľmi sporo pri Vyšnom Skálniku, odkiaľ sa z vrtu JH-1 získal úplnejší profil. Stredný trias tam tvoria čierne vápnité fylity a vrstvy tmavého bridličnatého vápenca. Vo vápencových vrstvách sú laminy svetlého rekryštalizovaného vápenca, miestami s hniezdami svetlého vápenca a smerom do hĺbky ich striedajú vrstvy sivého rekryštalizovaného, miestami brekciovitého vápenca s vložkami tmavosivého vápenca hrubými 0,6–0,7 m. Hrúbka strednotriasových vápencov v okolí Nižného Skálnika sa odhaduje na vyše 200 m.

Vo vápenci sa našli konodonty *Gladigondolella tethydis, Gondolella* sp. a *Hindeodella* sp., ktoré umožňujú zaradiť vápencové vrstvy do anisu.

## Silicikum (silický príkrov)

Silický príkrov tektonicky leží na gemeriku alebo turnaiku, na povrch nikde nevystupuje, aj keď pri Hrnčiarskych Zalužanoch je veľmi plytko pod povrchom dnešného reliéfu (vo vrte PR-12 boli karbonáty silicika navŕtané pod kvartérnym travertínom v hĺbke 7 m). Karbonáty silického príkrovu sa navŕtali aj pri Veľkých Teriakovciach, ale aj v strede Lučenskej kotliny (vrt LR-3 pri Rapovciach, na JV od Lučenca).

Vrt PR-12 na severnom okraji Hrnčiarskych Zalužian pod kvartérom navŕtal sivý dolomitický vápenec a dolomit s polohami dolomitickej brekcie. Karbonáty majú brekciovitú, rekryštalizovanú alebo organodetritickú štruktúru. Organické úlomky tvoria fragmenty krinoidov, lastúr lamelibranchiát a schránky foraminifer. Základná hmota je mikritická, čiastočne rekryštalizovaná (Kullmanová in Vass et al., 1979). Mello (in Vass et al., 1979) opísané karbonáty koreloval so stredným až vrchným triasom silicika.

Iný typ karbonátov sa zistil vo vrte LR-3 pri Rapovciach. Kullmanová in (Vass et al., 1983) vo vrtnom jadre v hĺbke 813,1–830,0 m odspodu nahor rozlíšila:

– Sivohnedé mikrozrnité vápence – sparity chudobné na fosílie. Výplňou puklín je drúzový kalcit.

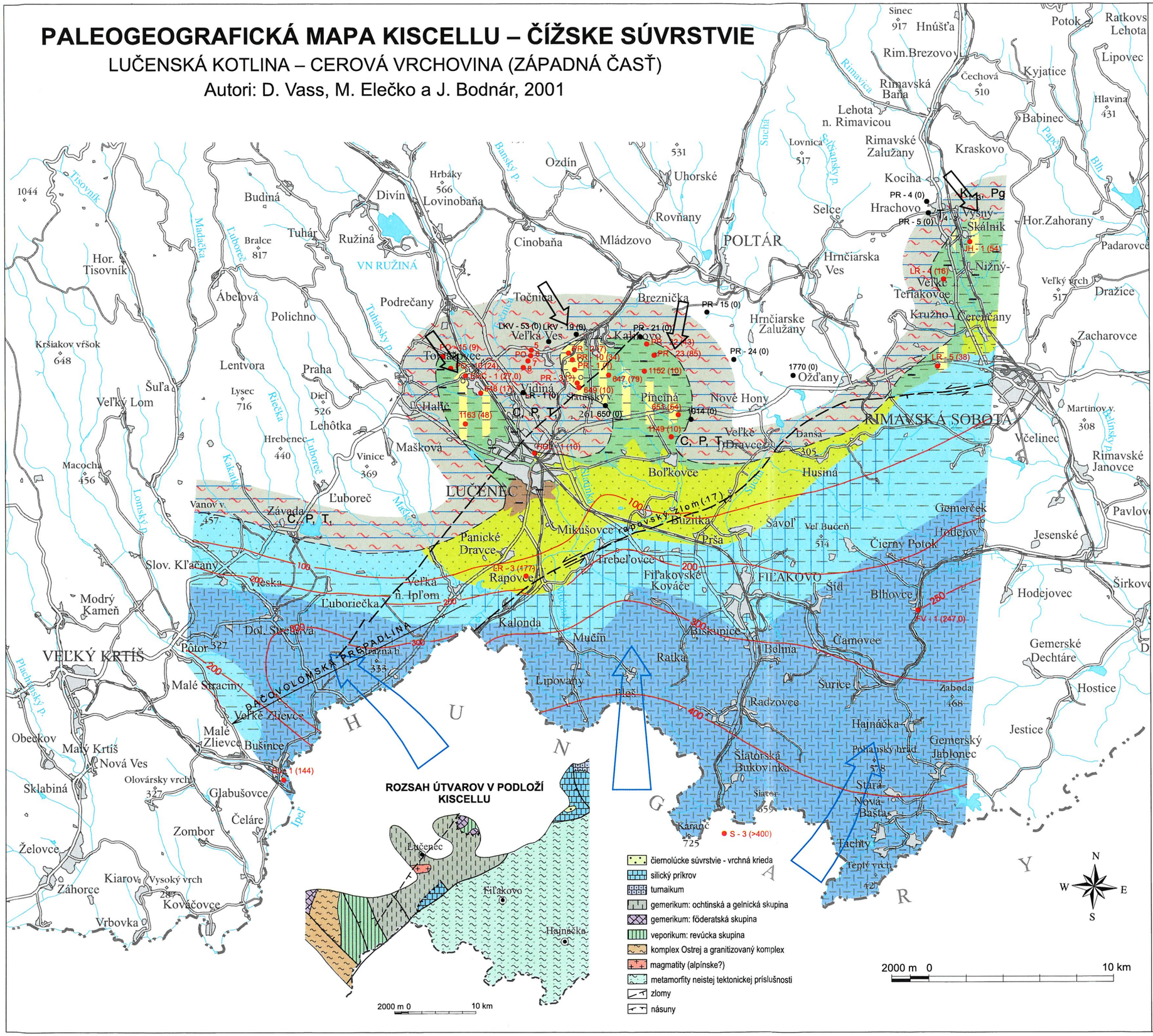
– Halštatské vápence – pleťovoružové a svetlohnedé celistvé so svetloružovými škvrnami, pseudohľuznaté vápence bez rohovcových hľúz. Ide o biomikritické vápence *(mudstone)*. V mikrokryštalickej základnej hmote sa identifikovali organické zvyšky *Halobia* sp., úlomky krinoidov a *Globochaeta alpina*. Autorka tieto vápence stotožnila s halštatskými na základe litologickej analógie v podloží dachsteinských vápencov.

– Dachsteinské vápence. Ide o masívny svetlosivý až bielosivý celistvý vápenec, v ktorom pukliny zvýrazňuje limonit. Vo výbrusoch možno pozorovať reliktnú organogénnu štruktúru. Rekryštalizované mikrofosílie sú husto rozmiestnené v mikritovej resp. mikrosparitovej základnej hmote *(packstone)*. Z foraminifer sa identifikovala *Globochaeta alpina, Gemeridella minuta* a na hodnotenie veku významné *Angulodiscus* cf. *gaschei, A.* cf. *friedli, Angulodiscus* sp., *Valvulina azousi* a *Triassina hantkeni*. Vápenec možno litologicky korelovať s dachsteinským a podľa mikrofauny zaradiť do najvyššieho triasu – rétu.

# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA KISCELLU – ČÍŽSKE SÚVRSTVIE

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autori: D. Vass, M. Elečko a J. Bodnár, 2001




### PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI

OBLASTI DENUDÁCIE A ERÓZIE

1 predpokladaný plochý reliéf

OBLASTI SEDIMENTÁCIE

kontinentálne a lagunárne oblasti

2 riečna

3 a oblasť príbrežných lagún, a) podstlaná riečnymi sedimentmi

morské oblasti

4 litorálna oblasť

5 sublitorálna oblasť, sčasti prekrytá sedimentmi prodelty

deltové oblasti

6 oblasť vnútorného prstového kužeľa

7 oblasť vonkajšieho prstového kužeľa (prodelta)

8 oblasť deltových močiarov

GENERALIZOVANÉ ZOBRAZENIE PETROGRAFICKEJ POVAHY A VEKU HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI

9 oblasť budovaná sedimentmi ($T_{1-3}$ – spodný až vrchný trias, $K_{1-3}$ – spodná až vrchná krieda, Pg – starší paleogén

10 oblasť budovaná metamorfitmi (C – karbón, P – perm)

LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE

11 íl, prach s polohami piesku a štrku

12 íl, uhoľný íl s preplástkami uhlia

13 piesok

14 prach a piesok

15 vápnitý íl a prach

OSTATNÉ SYMBOLY

16 predpokladaný dnešný okraj rozšírenia sedimentov

17 100 izolínie hrúbky v m

18 a) syngenetické zlomy, b) horizontálne posuny

19 predpokladaný smer prínosu klastického materiálu

20 predpokladaný smer morskej transgresie

21 LR-3(25) označenie vrtu (hrúbka kiscellských sedimentov v m)

22 PR-15(0) označenie vrtu (bez kiscellských sedimentov)

**Supplement 2**

**PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE KISCELLIAN – ČÍŽ FM.**

PALEOGEOGRAPHIC AREAS: AREAS OF DENUDATION AND EROSION
1 – flat relief assumed
AREAS OF SEDIMENTATION, continental and lagoonal areas
2 – fluvial area
3 – areas of coastal lagoons
3a – underlay by fluvial deposit
*Marine areas*
4 – littoral area
5 – sublittoral area partly covered by prodelta deposits
*Delta areas*
6 – inner finger cone area
7 – outer finger cone area (prodelta)
8 – delta swamp and bog area
GENERALIZED PETROGRAPHIC CHARACTER AND AGE OF ROCKS IN SOURCE AREA
9 – area built up by sediments ($T_{1-3}$ – Lower to Upper Triassic, $K_{1-3}$ – Lower to Upper Cretaceous, Pg – older Paleogene),
10 – area built up by metamorphites (C – Carboniferous, P – Permian)
LITHOFACIES OF SEDIMENTATION AREAS
11 – clay, silt with intercalations of sand and gravel
12 – clay, black clay with coal intercalations
13 – sand
14 – silt and sand
15 – calcareous clay and silt
OTHER SYMBOLS
16 – assumed recent margin of Kiscellian sediments distribution
17 – thickness isolines in metres
18a – syngenetic faults
18b – strike slip
19 – assumed direction of clastic material transport
20 – assumed direction of sea transgression
21 – borehole thickness of Kiscellian deposits in metres
22 – borehole without Kiscellian deposits

# Metamorfity a magmatity neistej tektonickej príslušnosti

Lučenskou a Rimavskou kotlinou v jz. až sv. smere prebieha významný rapovsko-plešivský zlom. Predpokladáme, že v terciéri fungoval ako ľavostranný posun a v súčasnej stavbe predterciérneho podložia vymedzuje gemerikum voči južnejšej jednotke, ktorou by podľa tektonickej mapy Maďarska (Dank a Fülop, 1990) mohla byť aggtelecko-rudabánska jednotka, ale informácie o litológii fundamentu skúmaného územia takúto koreláciu nepodporujú. Jednotka by sa mohla korelovať s veporikom, na čo poukazujú uzavreniny kryštalických bridlíc v šiatorskom andezite. Fragmenty kryštalinika nedovoľujú urobiť jednoznačný záver, lebo nemožno vylúčiť, že táto jednotka má svoje vlastné vysoko metamorfované kryštalinikum. Jednou z jej osobitostí je, že leží na relatívne ťažkej kôre, či spoluvytvára relatívne ťažkú kôru, resp. sú v nej obsiahnuté magnetické telesá. Plašienka et al. (1997) predpokladajú, že by mohlo ísť o meliatikum. Keďže jednoznačné dôkazy o tektonickej príslušnosti chýbajú, hovoríme o jednotke neistej tektonickej príslušnosti, z ktorej sú z vrtu FV-1 známe metasedimenty strednodevónskeho až vrchnodevónskeho veku – zelené bridlice s polohami fylitov v ich podloží a vysoko metamorfované horniny, prevažne rula, opísané zo šiatorských andezitov.

### Podložie terciéru v okolí vrtu FV-1

Vrt FV-1 pri Blhovciach v hĺbke 1058,20 až 2001 m prevŕtal komplex hornín skladajúci sa z flyšoidného súvrstvia metasedimentov a metabazaltových vulkanoklastík metamorfovaných vo fácii zelených bridlíc (Vozárová in Vass a Bajaník, eds., 1988).

*Vrchnú časť profilu* metasedimentov (1058,20–1750,0 m) tvoria:

– *Sericitické metakvarcity sivej a svetlosivej farby* so zreteľnými plochami foliácie, na ktorých je povlak sericitu. Textúra je paralelná s laminációu horniny. Plochy foliácie sú jemne vráskavé a paralelne s foliáciou sú orientované hydrotermálne kremenno-karbonátové žilky, lokálne s povlakom sulfidov. Podstatnou minerálnou zložkou horniny je kremeň (tab. 7).

Štruktúra metakvarcitov je lepidogranoblastická, vzácnejšie granoblastická, nerovnomerne zrnitá, s reliktmi pôvodnej klastickej štruktúry. Akcesorickým minerálom je zirkón, rutil a turmalín. Pôvodnou horninou bola kremenná drobnozrnná droba s laminami ílovitých bridlíc. Sedimenty prešli regionálnou metamorfózou fácie zelených bridlíc – kremenno(-albitovo)-muskovitová(-chloritová) subfácia.

– Sericitické metakvarcity smerom do podložia pozvoľna prechádzajú do *fylitov.* Medzi fylitmi sa rozlíšilo viac variet – muskovitovo-kremité, muskovitovo-grafitové, grafitovo-muskovitové, muskovitové, chloritovo-grafitové, muskovitovo-kremité, albitovo-grafitové a albitovo-muskovitovo-grafitové. Hornina je sivá tmavosivá, s výraznou plošne paralelnou textúrou. Na plochách foliácie je často povlak grafitu a muskovitu s nerovným, vráskavým povrchom. Horniny majú lepidoblastickú, lepidogranoblastickú, granolepidoblastickú, porfyroblastickú jemnozrnnú štruktúru. Prevládajúcim minerálom je kremeň, muskovit, grafit, albit a i. a ojedinele sa vyskytujú aj šošovky čierneho lyditu. Pôvodným sedimentom boli ílovité až siltové sedimenty bohaté na organickú zložku, ktoré sa regionálne metamorfovali do fácie zelených bridlíc.

Spodnú časť súvrstvia (1750–2001 m) tvoria prevažne *zelené bridlice s aktinolitom* s polohami *fylitov.* Bridlice sú sivozelené, jemnozrnné a majú plošne paralelnú textúru. V niektorých polohách je badateľné striedanie svetlosivých a tmavosivých prvkov. Svetlým prvkom je kremeň, karbonát a chlorit, tmavším chlorit, epidot zoisit, kremeň, aktinolit a opakové minerály. Inde sa identifikovali dve generácie minerálov – prvú, metamorfnú, tvorí kremeň, epidot, chlorit, vzácne albit a opakové minerály, druhú kremeň, karbonát a biotit. Východiskovou horninou v predmetamorfnom stave bol bazaltový tufit, tuf alebo aj bazalty subakválnych výlevov.

V celom profile sa dá pozorovať epigenetická hydrotermálna alpínska mineralizácia a podľa minerálnej asociácie ju možno spojiť s hlbšie uloženými acidnými až intermediárnymi magmatitmi (litologická charakteristika hornín podľa Vozárovej in Vass a Bajaník et al., 1988).

Palynologickou analýzou sa pozitívne spektrá zistili iba v metasedimentoch a podľa nich horniny zodpovedajú strednému až vrchnému devónu (Snopková a Bajaník, 1979).

Strmý sklon hornín signalizuje blízkosť dôležitých zlomových systémov.

Celý komplex predterciérnych hornín vo vrte FV-1 sa pôvodne koreloval s rakoveckou skupinou gemerika (Snopková a Bajaník, 1979). Vozárová podľa litologickej povahy hornín predpokladá, že môže ísť o gelnickú skupinu gemerika, ale vzhľadom na pozíciu vrtu na J od plešivského hlbinného zlomu nemožno vylúčiť, že ide o komplex patriaci do niektorej z maďarských jednotiek, napr. do aggtelecko-rudabánskej. Vzhľadom na litologický vývoj možno uvažovať aj o laterálnej korelácii s olistostrómovou formáciou Sztrazsa-hegy z pohoria Uppony, a to podľa výskytu olistolitov a bazaltov v tejto formácii, a teda na základe možnej vzdialenej laterálnej nadväznosti bazaltového vulkanizmu. Proti takejto korelácii však svedčí úplná

Tab. 7
Minerálne zloženie sericitických metakvarcitov vo vrte FV-1 (Vozárová in Vass a Bajaník, eds., 1988)
Mineral composition of sericite metaquartzites in borehole FV-1 (Vozárová in Vass and Bajaník, eds., 1988)

| Hĺbka – Depth | 1058,30 m | 1077,0 m | 1103,0 m | 1116,0 m |
|---|---|---|---|---|
| kremeň – quartz | 67,8 % | 76,7 % | 90,8 % | 90,2 % |
| sericit – sericite | 30,9 % | 22,6 % | 4,5 % | 4,8 % |
| klastické živce, clastic feldspars | 0,4 % | 0,6 % | 0,8 % | 1,0 % |
| akcesórie – accessories | 0,8 % | 0,6 % | 0,8 % | 1,0 % |

absencia karbonátových členov v metasedimentoch z vrtu FV-1 a ich relatívne vyšší stupeň regionálnej premeny (Vozárová).

### Podložie terciéru v okolí andezitových lakolitov Karanč a Šiator

V šiatorských andezitoch sa v hojnej miere vyskytujú xenolity hornín, do ktorých andezity intrudovali, a xenolity metamorfitov.

Prvým typom xenolitov je kontaktne metamorfovaný pieskovec fiľakovského súvrstvia (egenburg).

Metamorfity sú reprezentované xenolitmi rulových hornín, medzi ktorými Hovorka a Lukáčik (1972) identifikovali kremitú bezsľudnatú, biotitickú, biotiticko-amfibolickú a amfibolicko-biotitickú rulu. Medzi xenolitmi sú zastúpené aj metabazity, z nich najmä amfibolity všetkých prechodných typov série biotiticko-amfibolických rúl až rulových amfibolitov – biotitické amfibolity, ako aj xenolity migmatitov reprezentované oftalmitickými migmatitmi. Podľa týchto horninových typov Hovorka a Lukáčik (l. c.) predpokladajú, že by bezprostredným predterciérnym podložím v okolí lakolitov mohli byť vysoko metamorfované horniny. Keďže xenolity litotypov podobných horninám paleozoika alebo mezozoika silického príkrovu v andezitoch chýbajú, gemerikum resp. silicikum v podloží nemožno očakávať. Opísané xenolity sa litologickou povahou a stupňom metamorfózy najviac podobajú horninám kryštalického komplexu veporika, a tak autori (l. c.) v bezprostrednom podloží terciéru v okolí lakolitov šiatorských andezitov predpokladajú veporské kryštalinikum.

Vysoko metamorfované horniny nemusia v podloží lakolitov jednoznačne indikovať veporikum, lebo podobné horniny môžu byť súčasťou neznámej jednotky neistej tektonickej príslušnosti. Podobne uvažuje Balla (1989) a domnieva sa, že vysoko metamorfované horniny zistené vrtmi medzi dvoma vetvami línie Diósjenö možno korelovať nielen s veporikom, ale aj s gemerikom.

Charakteristiku neznámej jednotky neistej tektonickej príslušnosti možno doplniť konštatovaním, že sa na ňu viaže relatívne rozsiahla gravimetrická anomália Gemerského Jablonca, s ktorou koinciduje fiľakovsko-blhovská magnetická anomália. Zdá sa, že pre túto jednotku je charakteristická relatívne ťažká kôra alebo kôra s telesami ťažkej a magnetickej hmoty.

Na línii Diósjenö, na JZ od Lučenskej kotliny, sa zistil zdvojený pruh magnetických anomálií, do ktorého možno zaradiť aj fiľakovsko-blhovskú magnetickú anomáliu. Podľa Ballu (1989) sa telesá vyvolávajúce túto anomáliu prejavujú aj v gravitačnom poli a ten istý autor ich dáva do súvislosti so strmo sklonenou dislokačnou zónou ohraničujúcou tektonické jednotky vysokého radu. V priestore magnetických anomálií sa v predterciérnom podloží navŕtali nízko metamorfované horniny a mafické metavulkanity (Balla, l. c.), azda analogické s horninami navŕtanými vrtom FV-1, a preto nie je vylúčené, že neznáma jednotka pokračuje na JZ a vykliňuje medzi dvoma vetvami línie Diósjenö, ako to zobrazil Balla (l. c.) pri úvahe o vykliňovaní gemerika.

#### *Magmatické horniny veporika a gemerika*

Predterciérnymi horninami veporika a gemerika prenikajú a kontaktne ich metamorfujú granitoidy. Horniny sú svetlosivé, drobnozrnné až strednozrnné, s náznakmi porfyrického vývoja a v zónach K metasomatózy s hrubozrnnou

Tab. 8
Petrografické zloženie magmatitov (Vozárová in Vass a Elečko et al., 1992)
Petrographic composition of magmatites (Vozárová in Vass and Elečko et al., 1992)

| | 19/83 C | 19/83 A | 10/83 | 33/81 | 31/81 | 7/V-87 | 19/83 B |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| kremeň – quartz | 36 % | 33 % | 31 % | 39 % | 32,5 % | 32,5 % | 5 % |
| plagioklas – plagioclase | 27 % | 45 % | 46 % | 34 % | % | 24 % | 18 % |
| ortoklas – orthoclase | 5 % | 7 % | 5 % | – | 24 % | 3 % | – |
| mikropertit – micropherthite | – | – | – | – | 3 % | 27 % | – |
| mikroklín – microcline | 28 % | 1 % | 1 % | 17 % | 27 % | – | – |
| biotit – biotite | 3 % | 14 % | 16 % | 4,5 % | – | 7 % | 29 % |
| muskovit – muscovite | 1 % | – | – | 4 % | 7 % | 3 % | – |
| epidot – zoisit – epidote – zoisite | – | – | 1 % | 1,5 % | 3 % | 3 % | – |
| | – | – | – | – | 3 % | 0,5 % | – |
| titanit – titanite | – | – | – | – | 0,5 % | – | 48 % |
| amfibol – hornblende | | | | | – | | |

Lokalizácia vzoriek/Location of samples:
vz. 19/83 C, A – tonalit s prejavmi K metasomatózy – České Brezovo
tonalite with manifestations of K-metasomatism – České Brezovo
10/83 – tonalit – Uhorské
tonalite – Uhorské
33/81 – granodiorit – Selčiansky potok
granodiorite – Selčiansky potok (brook)
31/81 – adamelit – Selčiansky potok
adamellite – Selčiansky potok (brook)
7/V-87 – alkalický leukogranit (dajka) – sv. svah Sedem chotárov
alcaline leucogranite (dyke) – northeastern slope of Mt. Sedem chotárov
19/83 B – mafické hniezda v tonalite – České Brezovo
mafic nests in tonalite – České Brezovo village

štruktúrou. Porfyrické výrastlice tvorí alkalický živec, ortoklas, mikroklín a mikropertit s náznakmi izometrického tvaru s nepravidelnými okrajmi. V hornine všeobecne prevládajú plagioklasy nad alkalickými živcami a obsah kremeňa varíruje od 20 do 40 %. Magmatity možno petrograficky zaradiť do adamelitovo-granodioritového až tonalitového radu. Nižší obsah kremeňa naznačuje, že časť magmatitov má afinitu k monzonitovej skupine (tab. 8).

Podľa pozície k okolitým horninám – stopy po kontaktno-metamorfovanom pôsobení na horninách paleozoika veporika, ako aj na sekvenciách gemerika nasunutých počas kriedy – je aspoň časť granitoidov z tejto zóny pravdepodobne strednokriedového až vrchnokriedového veku. Rádiometrické datovanie K/Ar poskytlo vek 88–144 Ma (Kantor, 1960a, in Vozárová a Vozár et al., 1979; Vozárová a Vozár, 1982, 1988). Novšie datovanie Ar/Ar poskytlo starší alpínsky vek zo svetlých aplitických variet (Frank in Hraško, 2004). Problém magmatizmu je však v tejto zóne veľmi zložitý. Ukazuje sa, že stredno- až hrubozrnné a porfyrické dvojsľudové granity a monzogranity, menej granodiority sú podobné typu granitov Dubovo (Hraško in Bezák et al., 1999), ktorých vek je doložený ako spodnokarbónsky (monazit; 354 ± 5 Ma; Finger et al., 2003). Nd/Sm z granátu pri Rimavskej Bani 339 Ma (Thöni et al., 2003). Tieto sú pretínané vyššie uvedenými mladými svetlými aplitoidnými granitmi, ktoré spôsobujú aj termálnu metamorfózu mladopaleozoického obalu.

## *Vrchná krieda – kampán*

Vrtom LR-5 sa v terciérnom podloží pri samote Čierna lúka, na Z od Rimavskej Soboty, zistil relikt popríkrového vrchnokriedového pokryvu. Sú to sedimenty opísané ako černolúcke súvrstvie (Vass a Elečko et al., 1992) resp. čiernolúcke vrstvy (Vass et al., 2001). Hrúbka vrstiev nie je známa, lebo nimi vrt neprenikol, ale podľa interpretácie stavby predterciérneho podložia predpokladáme, že ležia transgresívne a diskordantne na siliciku (príl. 1). Ide o denudačný relikt s neznámym plošným rozšírením. Prevŕtaná hrúbka vrstiev je 85 m (obr. 59) a tvorí ich sivý vápnitý ílovec s drobnočrepinovým rozpadom. Sú v nich niekoľko cm až okolo 0,5 m hrubé polohy karbonátov svetlohnedej až pleťovej farby, dve polohy vápnitého pieskovca hrubé okolo 0,5 a 0,6 m hrubá poloha zlepenca z obliakov svetlohnedého vápenca veľkých 0,5–5 cm. Obliaky tmelí ílovitý tmavosivý matrix (Klubert et al., 1986). Mikroskopicky sa rozlíšil mikritický a biomikritický až biosparitový vápenec (Töröková in Vass et al., 2001). Súvrstvie je pravdepodobne mierne prevrásnené a obsahuje morskú mikrofaunu v bohatých asociáciách. Dobre sa zachovala hlavne planktonická zložka, v ktorej dominuje *Globotruncana* ex. gr. *arca* (Cushman). Zriedkavejšie formy sú príbuzné druhu *G.* ex. gr. *rugosa* (Marie). Bohaté je aj spoločenstvo vápnitej nanoflóry a okrem iného obsahuje druhy vyskytujúce sa len v kampáne – *Cylindralithus seratus* (Bramlette et Martini), *Cribrosphaera* cf. *laughtoni* (Black) a *Arkhangelskiella cymbiformis* (Vekshina) (Gašpariková, 1986).

# Terciér

Stratigrafický rozsah terciérnej výplne Lučenskej kotliny a hornín budujúcich Cerovú vrchovinu je oligocén až pliocén. Nejde o súvislý vrstvový sled, ale o sériu na sebe ležiacich súvrství a vulkanických formácií, pričom medzi viacerými sú časovo rozsiahle hiáty (obr. 77). V študovanej oblasti sa dovedna vymedzilo sedem prevažne sedimentárnych súvrství a štyri vulkanické formácie.

## *Oligocén*

### Kiscell

**Skálnické vrstvy** sú najstaršími terciérnymi horninami Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Sú to predtransgresívne kontinentálne riečne sedimenty, a preto ich nezaraďujeme do čížskeho súvrstvia, ktoré sa podľa našej predstavy a v zmysle globálnej cyklickosti kolísania hladín morí a oceánov začína transgresívnymi blžskými vrstvami. Nevystupujú na povrch. Zistili sa v niekoľkých vrtoch pri severnom okraji Lučenskej kotliny, ale aj vo vrte LR-5 v jv. časti kotliny (príl. 2). Ležia diskordantne na predterciérnych horninách a ich hrúbka kolíše od niekoľko metrov do niekoľko desiatok metrov. Tvorí ich pestrý íl, prach, piesok, štrk až zlepenec a brekcia. Pestrý íl – ílovec až prachovec, ktoré dominujú, sú svetlosivé, žltohnedé, hnedozelené, ružové, hnedožlté, tehlovočervené až fialové, miestami škvrnité a na ohmat mastné. Íl a prach sú nevápnité a zle vytriedené. Niektoré polohy sú piesčité alebo s vložkami piesku. Prevládajúcim minerálom v ílovej frakcii je kaolinit (Marková in Vass et al., 1982; Kraus, 1989).

V prachu (tab. 9) je priemerné zastúpenie prachovej frakcie 46,22 % pri prevahe ílovej prímesi (31,62 %), ale relatívne vysoké je aj priemerné zastúpenie piesčitej frakcie (22,15 %). Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti Xϕ je 4,42, čo zodpovedá hrubozrnnému prachu. Vytriedenie je extrémne zlé. Hodnoty Skϕ sú menšie ako 0, t. j. rozptyl častíc je vo frakciách jemnejších ako Xϕ[1]. Hodnoty Kϕ sú menšie ako 3, čiže zrnitostné krivky majú platykurtický tvar. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 1,03 %, a preto ide o nevápnitý prach.

V íle prevláda ílová frakcia (59,9 %) a z prímesí prachová (33,78 %) nad pieskovou (16,35 %). Vytriedenie je extrémne zlé. Skϕ nevyrovnané, väčšinou menšie ako 0. Zrnitostné krivky majú platykurtický tvar, lebo všetky hodnoty Kϕ sú menšie ako 3. Íl je nevápnitý, lebo priemerný obsah $CaCO_3$ je 0,2 %.

Piesok až rozpadavý pieskovec tvoria polohy v bazálnej a vrchnej časti skálnických vrstiev. Sú sivé, vo vrte LR-5 až tmavosivé, s hojnou prímesou zuhoľnatených úlomkov rastlín a s laminkami lesklého uhlia. Pieskovec je vrstvovitý, na vrstvových plochách so šupinkami sľudy a zodpovedá litickej drobe (Danillová in Vass et al., 1982).

Štrk, zlepenec a brekcia ležia na báze, ale aj uprostred vrstiev a tvoria ich obliaky resp. úlomky hornín bezprostredného podložia, ako aj kremenca a kremeňa.

V skálnických vrstvách sa nenašli zvyšky fauny, ale obsahujú sporomorfy (vrt JH-1). Autochtónnu zložku spoločenstva reprezentujú druhy rodu *Pterocarya, Ulmus, Alnipollenites, Bohlensipollis* a *Sciadopitys,* ktoré poukazujú na oligocénny – kiscellský vek vrstiev. V alochtónnej zložke spoločenstva sú hojne preplavené staršie paleogénne a kriedové sporomorfy (Planderová in Vass et al., 1982), čo poukazuje na zastúpenie hornín paleogénneho a kriedového veku v znosovej oblasti Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny.

### Čížske súvrstvie – oligocén, kiscell

Čížske súvrstvie zahŕňa morské sedimenty kiscellského veku rozšírené v juhoslovenských kotlinách. Tieto sedimenty na povrch nevystupujú, ale podľa údajov z vrtov sú rozšírené vo väčšej časti Lučenskej kotliny, v podloží Cerovej vrchoviny a sčasti aj Krupinskej planiny. Maximálna predpokladaná hrúbka súvrstvia je okolo 400 m (príl. 3). Súvrstvie sa rozdeľuje na štyri litostratigrafické jednotky a piaty člen – bátčanské vápence (obr. 77) sa doteraz v študovanom území nenašli, no sú opísané z Rimavskej kotliny (Jurkovičová et al., 1990).

**Blžské vrstvy** (hrubé niekoľko metrov až niekoľko desiatok metrov) sú klastické bazálne sedimenty podstielajúce morský vývoj kiscellu Lučenskej, Rimavskej kotliny i Cerovej vrchoviny. Ležia diskordantne na predterciérnom podloží alebo konkordantne na skálnických vrstvách. V ich nadloží sú alebo vrstvy morského prachovca a ílovca lenartovských vrstiev, hostišovské alebo rapovské vrstvy. S hostišovskými vrstvami sa pravdepodobne aj laterálne zastupujú. Tvorí ich brekcia, zlepenec a rozpadavý pieskovec, zväčša hrubozrnný, alebo sú v nich aj tenké prachovcové polohy. Zlepenec je zo zle opracovaných obliakov hornín bezprostredného podložia, kremeňa a z iných rezistentných hornín. Matrix je ílovitopiesčitý a miestami je podopretá štruktúra. Zlepence a brekcie spravidla tvoria bazálnu polohu v blžských vrstvách.

Vrstvy rozpadavého pieskovca alebo s lavicami pevného pieskovca spravidla ležia vo vyššej časti blžských vrstiev alebo tvoria celý profil vrstiev. Obsahujú glaukonit,

Tab. 9
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – skálnické vrstvy (kiscell)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Skálnik Member (Kiscellian)

| Prachovec Siltstone | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variač. koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| piesok sand | 4 | 12,70 | 32,70 | 22,15 | 8,22 | 37,14 |
| prach silt | 4 | 41,10 | 53,50 | 46,22 | 5,16 | 11,17 |
| íl clay | 4 | 26,20 | 35,60 | 31,62 | 3,55 | 11,23 |
| Xϕ | 4 | 4,17 | 4,90 | 4,42 | 0,28 | 6,48 |
| σϕ | 4 | 5,89 | 7,51 | 6,75 | 0,59 | 8,86 |
| $CaCO_3$ | 4 | 0,50 | 1,63 | 1,03 | 0,41 | 39,64 |
| Ílovec Claystone | | | | | | |
| piesok sand | 6 | 7,70 | 24,20 | 16,35 | 5,19 | 31,79 |
| prach silt | 6 | 16,60 | 20,90 | 33,78 | 8,14 | 24,10 |
| íl clay | 6 | 42,00 | 59,10 | 49,83 | 6,76 | 13,57 |
| Xϕ | 6 | 1,71 | 3,95 | 3,49 | 0,80 | 22,87 |
| σϕ | 6 | 6,03 | 11,16 | 9,07 | 1,71 | 18,93 |
| $CaCO_3$ | 3 | 0,63 | 1,13 | 0,92 | 0,21 | 23,02 |

| Pieskovec Sandstone | Počet vzoriek Numb. of sampl. | piesok sand | prach silt | íl clay | Xϕ | σϕ | $CaCO_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 49,50 | 29,50 | 21,00 | 3,85 | 4,43 | 4,63 |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 4 | 4 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 4 | 4 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 6 | 4 / 66,7 % | 2 / 33,3 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 6 | 6 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 1 | 1 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | | 1 / 100 % | - |

[1]Zrnitostné koeficienty uvádzané pri charakteristike terciérnych sedimentov sú vypočítané podľa Carvera (edit. 1971).

niekedy sú v nich polohy prachovca a zložením zodpovedajú litickej alebo kremenno-živcovej drobe (Danillová in Vass et al., 1982, 1983). Asociácia ťažkých minerálov sa skladá z granátu, turmalínu, zirkónu, rutilu, staurolitu, apatitu, disténu a anatasu (Krystek, 1958). Vo vrte FV-1 v ílovej frakcii pieskovca blžských vrstiev prevláda kaolín nad illitom (Kraus, 1989).

V študovanom území sa vo vrstvách fauna nenašla, ale Marková (Vass et al., 1989) z ekvivalentných vrstiev Rimavskej kotliny opísala úlomky morských mäkkýšov a foraminifery.

**Hostišovské vrstvy** sú hrubé niekoľko metrov (najviac 30–40 m). Je to prevažne rozpadavý prachovec s polohami rozpadavého pieskovca a ílovca a veľmi ojedinele sa vyskytujú aj polohy drobnozrnného zlepenca. Typická pre ne je sivá až tmavosivá farba, ale u niektorých polôh býva aj sivozelená a hnedoškvrnitá a prachovec je v ojedinelých prípadoch aj hrdzavohnedý. Pieskovec tvoriaci polohy malej hrúbky je tiež sivý a má charakter litického drobového pieskovca (Danillová in Vass et al., 1982). Miestami sú vo vrstvách laminky, vrstvičky (do 5 cm) a slojky (0,6 m; vrt 1152 pri samote Staré Hrabovo) lesklého uhlia, ako aj úlomky zuhoľnateného dreva.

Zrnitostná analýza sa robila z prachovcov (tab. 10). Priemerný obsah prachovej zložky je 48,38 %, prevládajúcou prímesou íl (30,35 %) a menej je piesčitej frakcie (21,22 %). Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti Xϕ je 4,58, čo zodpovedá hrubozrnnému prachu. Vytriedenie je extrémne zlé. Častice sú rozptýlené v jemnozrnnejších frakciách, ako je Xϕ, hodnoty Skϕ sú menšie ako 0, Kϕ menšie ako 3, čiže krivky majú platykurtický tvar. Priemerný obsah $CaCO_3$ je nízky (2,42 %). Prachovec je nevápnitý.

Hostišovské vrstvy faunu zväčša neobsahujú. Výnimkou je vrt pri Hrabove (PR-22), v ktorom sa našlo spoločenstvo morskej mikrofauny skladajúcej sa prevažne z druhu *Uvigerina hantkeni* (Cushman et Edwards), *Siphonina reticulata* (Czjezek) a *Globigerina yeguaensis* (Weinzierl et Applin). Sú v ňom aj druhy typické pre kiscell, a to *Karreriella hantkeni* (Cushman), *Tritaxia guayabalensis* a cyklamíny (Kantorová, 1974). Na iných miestach sa vo vrstvách našli len preplavené kriedové globotrunkány.

Spoločenstvo sporomorf sa zložením podobá spoločenstvu opísanému v skálnických vrstvách (Planderová in Vass et al., 1982).

**Lenartovské vrstvy** tvoria hlavnú masu čížskeho súvrstvia. Ležia spravidla na blžských vrstvách a na severnom a sz. okraji Lučenskej kotliny ich spodná časť laterálne prechádza do hostišovských vrstiev. Zakrývajú ich rapovské vrstvy alebo lučenské súvrstvie. Vo vrte FV-1 pri Blhovciach sú hrubé okolo 240 m a smerom na J a JZ ich hrúbka rastie na 300–400 m.

Prachovec a ílovec sú vápnité, rozpadavé, sivé a zelenosivé, s bridličnatým alebo lastúrnatým rozpadom. Hlavne spodná časť má piesčitú lamináciu alebo šošovkové zvrstvenie. Vo vrte FV-1 je typickým znakom nepravidelné striedanie relatívne pevnejších polôh hrubých 20–40 cm s rozpadavými, málo spevnenými polohami hrubými 2–10 cm (foto 4). Na vrstvových plochách sú jemné šupinky sľudy a ojedinelá kresba pripomínajúca bahenné praskliny vyhojené jemným materiálom.

V prachovci je priemerný obsah prachovej frakcie 54,28 %, prevláda ílová prímes (37,74 %), kým piesčitá je zastúpená nevýznamne (7,96 %). Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti Xϕ je 6,85, čo zodpovedá jemnozrnnému prachu. Prachovec je zle vytriedený. Hodnoty symetrie Skϕ sú rozdelené pravidelne, čiže rozptyl častíc je v hrubších aj v jemnejších frakciách. Hodnoty Kϕ sú menšie ako 3, čiže zrnitostné krivky sú platykurtické. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 16,61 a $MgCO_3$ 0,79 %. Zrnitostné parametre ílovca sú v tab. 11.

Ak sa nevezmú do úvahy rudné a autigénne minerály, vo vrte FV-1 je v spoločenstve ťažkých minerálov najhojnejšie zastúpený chlorit sprevádzaný biotitom, granátom, hypersténom, amfibolom a turmalínom (tab. 12). Krystek (1958) z vrtu Bu-1 pri Bušinciach, t. j. z jz. okraja regiónu, uviedol asociáciu, v ktorej prevláda granát sprevádzaný turmalínom, apatitom a glaukonitom. V asociáciách ťažkých minerálov z autigénnych resp. rudných minerálov je najhojnejší pyrit alebo jeho konkrécie a výplň schránok foraminifer, siderit a prítomný je aj fosfát a limonit. Ílová frakcia lenartovských vrstiev z vrtu FV-1 sa skladá z dominantného illitu a zo sprievodných minerálov – montmorillonitu a kaolinitu.

V prachovcových a ílovcových polohách je pomerne hojná morská fauna – mäkkýše, foraminifery a nanoflóra, ako aj úlomky zuhoľnatených rastlín.

Mäkkýše boli opísané z vrtu FV-1 (hĺbka 822,5–979,3 m; Ondrejičková in Vass a Bajaník et al., 1988) a z EHČ-1 Tomášovce (hĺbka 65,0–91,0 m). Vo vrte FV-1 sa v spoločenstve mäkkýšov okrem kozmopolitných druhov vyskytujú

Tab. 10

Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – hostišovské vrstvy (kiscell)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Hostišovce Member (Kiscellian)

| Prachovec Siltstone | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm.mean | Štandard. odchýlka Stand.deviat | Variač. koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| % piesok sand | 8 | 6,10 | 34,30 | 21,22 | 9,74 | 45,93 |
| prach silt | 8 | 37,80 | 63,10 | 48,38 | 8,08 | 16,.71 |
| íl clay | 8 | 12,70 | 42,60 | 30,35 | 8,11 | 26,72 |
| Xϕ | 8 | 4,22 | 5,18 | 4,58 | 0,30 | 6,61 |
| σϕ | 8 | 3,08 | 8,70 | 6,38 | 1,49 | 23,43 |
| % $CaCO_3$ | 8 | 0,75 | 8,26 | 2,42 | 2,25 | 93,07 |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 8 | 8 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 8 | 8 / 100 % | - |



**Foto 4.** Rytmické striedanie polôh pevného (hrubšie polohy) a rozpadavého siltovca (čížske súvrstvie, lenartovské vrstvy, kiscell). Vrt FV-1 (Blhovce), hĺbka 881,2–881,6 m. Foto D. Vass.

**Photo 4.** Rhythmic alternation of solid (thicker layers) and friable siltstones, Číž Formation, Lenartovce Member, Kiscellian, borehole FV-1 (Blhovce), depth 881,2–881,6 m. Photo D. Vass.

druhy, ktoré sa doteraz našli len v kiscelli, napr. *Nuculana deshayesiana* (Nyst), *Propeamussium bronni zimanyii* Noszky a *Thyasira nysti* (Philippi). V kiscelli nastupuje *Nuculana gracilis* (Desh.), *Chlamys bifida* (Goldfuss) a od spodného oligocénu sú známe *Chlamys adelinae* (Rovereta) a *Cuspidaria clava* (Beyrich). Najmladším prvkom v spoločenstve je *Hinia schlotheimi* (Beyrich), ktorého najstarší výskyt sa uvádza z egeru Paratetydy.

Ondrejičková (in Pristaš et al., 1984) v lenartovských vrstvách redukovanej hrúbky vo vrte LR-3 Rapovce našla druh *Flabelipecten burdigalensis* (Lm.), ktorý doteraz nebol opísaný zo starších vrstiev ako z egeru.

Mikrofaunu z vrtu FV-1 spracovala Kantorová (in Vass a Bajaník, eds., 1988). Podľa nej spoločenstvo má kiscellský charakter, ale typické kiscellské druhy, ako je *Tritaxia szaboi* a i., sa v ňom nezistili. Jedince v porovnaní so spoločenstvom z nadložného lučenského súvrstvia sú väčšie, najmä druh *Planulina ungeriana* (d'Orb.), *P. wuellerstorfi* (Schwager), *Sphaeroidina austriaca* (D'Orbigny), *Uvigerina hantkeni* (Cushman et Edwards), *Lenticulina lunbosa* (Reuss), *L. mamalligera* (Carrer) a *L. orbicularis* (d'Orb.). Planktonické druhy sa zachovali iba vo forme pyritových jadier.

Bohaté spoločenstvo foraminifer opísala aj Slavíková (1958) z vrtu Bu-1. Prevládajú v ňom planktonické druhy *Globigerina bulloides* (D'Orbigny) a *Globigerinoides trilobus* (Reuss) ale zastúpené sú aj cyklamíny – *Cyclamina cancellata* (Brady) a i.

Vo vrte LR-3 pri Rapovciach sa v podloží rapovských vrstiev, kde je hrúbka lenartovských vrstiev veľmi redukovaná, v spoločenstve foraminifer okrem iných zistili aj stratigraficky významné druhy – *Tritaxia szaboi* (Hantken), *Karreriella hantkeni* (Cushman), *Uvigerina schwageri* (Brady) – a variabilné formy *U.* cf. *hantkeni* (Cushman et Edwards), *Gavelinella ammonoides* (Reuss), *Almanea osnabrugensis* (Muenster) a *Lenticulina orbicularis* (D'Orbigny) a zriedka aj planktonický druh *Globigerina gortanii* (Borsetti) a *G. oficinalis* (Subbotina) (Kantorová in Vass et al., 1983).

Spoločenstvo z vrtu PR-23 pri Kalinove obsahuje foraminifery, medzi ktorými je veľmi hojne zastúpený rod *Bolivinopsis carinatus, Globigerina yeguaensis* (Weinzierl et Applin) a i., ale prítomné sú aj formy typické pre kiscell, a to *Tritaxia szaboi* (Hantken) a *Karreriella hantkeni* (Cushman)

Tab. 11
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – prachovce lenartovských vrstiev čížskeho súvrstvia (kiscell)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Lenartovce Beds of Číž Formation siltstones (Kiscellian)

| Prachovce Siltstones | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| % piesok Sand | 9 | 2,20 | 11,10 | 7,96 | 2,68 | 33,71 |
| prach Silt | 9 | 48,60 | 63,20 | 54,28 | 4,24 | 7,81 |
| íl Clay | 9 | 25,70 | 47,50 | 37,74 | 5,72 | 15,15 |
| Kϕ | 9 | 6,29 | 7,32 | 6,85 | 0,27 | 3,99 |
| σϕ | 9 | 1,68 | 2,01 | 1,88 | 0,11 | 5,91 |
| $CaCO_3$ | 6 | 14,39 | 20,52 | 16,61 | 2,64 | 12,32 |
| $MgCO_3$ | 4 | 0,42 | 0,94 | 0,70 | 0,20 | 28,29 |
| Ílovce Claystones | | | | | | |
| % piesok Sand | 2 | 2,10 | 2,90 | 2,50 | 0,40 | 16,00 |
| prach Silt | 2 | 44,80 | 48,40 | 46,60 | 1,80 | 3,86 |
| íl Clay | 2 | 49,50 | 52,30 | 50,90 | 1,40 | 2,75 |
| Xϕ | 2 | 7,45 | 7,54 | 7,49 | 0,04 | 0,60 |
| σϕ | 2 | 1,69 | 1,74 | 1,71 | 0,02 | 1,49 |
| $CaCO_3$ | 2 | 13,26 | 14,51 | 13,88 | 0,62 | 4,50 |
| $MgCO_3$ | 2 | 0,21 | 0,52 | 0,36 | 0,15 | 42,46 |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 9 | 5 / 55,56 % | 4 / 44,4 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 9 | 9 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 2 | 2 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 2 | 2 / 100 % | - |

Tab. 12
Ťažké minerály lenartovských vrstiev čížskeho súvrstvia vo vrte FV-1 (Blhovce; podľa Markovej in Vass a Bajaník, eds., 1988)
Heavy minerals Lenartovce Member of the Číž Formation in the FV-1 drill hole (Blhovce; after Marková in Vass and Bajaník, eds., 1988)

| Ťažké minerály<br>Heavy min. | Počet vzoriek<br>N. of sampl. | Počet pozit. vzoriek<br>N. of posit. sampl. | Min. % pozit. vzoriek<br>Min. % of posit. sampl. | Max. % pozit. vzoriek<br>Max. % of posit. sampl. | Priem. zastúpenie v %<br>Average cont. % |
|---|---|---|---|---|---|
| granát – garnet | 10 | 7 | 0,2 | 1,3 | 0,5 |
| turmalín – tourmaline | 10 | 1 | – | – | 0,1 |
| amfibol – hornblende | 10 | 1 | – | – | 0,2 |
| biotit – biotite | 10 | 5 | 0,2 | 5,7 | 2,1 |
| chlorit – chlorite | 10 | 10 | 2,1 | 36,4 | 17,6 |
| hyperstén – hypersthene | 10 | 1 | – | – | 0,4 |
| pyrit. konkr. – pyrite concretion | 10 | 10 | 4,8 | 34,5 | 19,1 |
| pyritiz. jadrá foramin. – pyritized foraminifers | 10 | 10 | 4,6 | 20,8 | 14,4 |
| siderit – siderite | 10 | 5 | 44,7 | 83,5 | 64,1 |
| dolomit – dolomite | 10 | 5 | 13,5 | 39,5 | 25,6 |
| fosfát – phosphate | 10 | 4 | 0,2 | 0,8 | 0,5 |
| limonit – limonite | 10 | 5 | 0,3 | 0,9 | 0,6 |

(Kantorová, 1970). Vo vrte JH-1 sa našli preplavené kriedové foraminifery (Kantorová, 1982).

V spoločenstve vápnitej nanoflóry sa popri iných druhoch vyskytujú aj sprievodné druhy nanoplanktonickej zóny NP 24 *Reticulofenestra lockeri* (Müller), *R. abisecta* (Müller), *R. bisecta* (Hay), *R. ornata* (Müller), *Helicosphaera intermedia* (Martini) a *H. truncana,* typické pre stredný oligocén severného Nemecka a Belgicka (Lehotayová in Vass a Elečko, eds., 1992).

Asociácie sporomorf majú podobné zloženie ako asociácie z kiscellu v okolí Štúrova. Vyskytujú sa tu formy, ako je *Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot. et Gell., druh, ktorý v oligocéne vyznieva. Z krytosemenných rastlín dominuje rod *Engelhardtia* a *Castanea* a mikroplanktón je reprezentovaný druhom *Pleurozonaria concinna* (Cookson et Manum) Mädler, typickým pre eocén a oligocén. Z arktoterciérnych druhov alebo rodov sa našli *Piceapollis, Sciadopityspollenites* a *Zonalapollenites.* Zastúpené sú aj preplavené triasové, spodnokriedové a vo vrte JH-1 aj vrchnokriedové formy (Planderová, 1982; Snopková in Vass a Bajaník, eds., 1988). Foraminifery aj vápnitá nanoflóra a sporomorfy dokladajú kiscellský vek lenartovských vrstiev a čížskeho súvrstvia, ktorého sú panvovou fáciou. Hlavne podľa nanoflóry možno usudzovať, že čížske súvrstvie zodpovedá vrchnému kiscellu (zóna NP 24; Lehotayová in Vass a Elečko, 1989; Šutovská, 1990).

**Rapovské vrstvy** sú laterálnym ekvivalentom vrchnej časti lenartovských vrstiev a sú rozšírené v západnej časti Lučenskej kotliny. Vo vrte LR-3 pri Rapovciach, kde sa zistili prvý raz, ležia na lenartovských vrstvách a pod panickými vrstvami. Ich hrúbka je okolo 120 m (636,0–751,6 m, v tom zmysle treba opraviť údaj, ktorý uvádza Vass a Elečko, eds., 1992, na s. 47; obr. 59, 80). Prevládajúcim litotypom vrstiev je sivý a hnedý rozpadavý pieskovec až piesok. Obsahujú lavice pevného pieskovca, miestami aj utopené obliaky rezistentných hornín veľké do 3 cm, ako aj úlomky zuhoľnatených rastlinných organizmov a lesklého uhlia. Petrografickým zložením pieskovce zodpovedajú litickým arenitom resp. kremennodrobovým pieskovcom (Danillová in Pristaš et al., 1983).

Vo vrchnej časti rapovských vrstiev sa vo vrte LR-2, na J od Lučenca, vyskytujú sedimenty pripomínajúce hostišovské vrstvy (obr. 59, 81). Ide o sivý až tmavosivý íl – ílovec s polohami sivého rozpadavého pieskovca s laminkami alebo tenkými vrstvičkami uhlia.

Prevládajúcou frakciou rozpadavého pieskovca (tab. 13) je piesčitá frakcia (s priemerným zastúpením 72,88 %), z prímesí prevláda prachová (20,57 %) nad ílovou (6,55 %) a v nepatrnej miere je zastúpená aj frakcia drobného štrku (0,06 %). Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti Xϕ je 3,86, čo zodpovedá drobnozrnnému piesku. Vytriedenie je zlé. Podľa indexu Skϕ, ktorého hodnoty sú väčšie ako 0, rozptyl častíc je vo frakciách väčších ako Xϕ. Hodnoty

Tab. 13
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – rapovské vrstvy (kiscell)
Statistical evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Rapovce Member (Kiscellian)

| Prachovce<br>Siltstones | Počet vzoriek<br>Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer<br>Aritm. mean | Štandard. odchýlka<br>Stand. deviat | Variačný koef.<br>Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| % štrk Gravel | 4 | 0,00 | 0,27 | 0,06 | 0,11 | 173,20 |
| piesok Sand | 4 | 61,60 | 82,66 | 72,88 | 9,79 | 13,44 |
| prach Silt | 4 | 17,07 | 25,44 | 20,57 | 3,49 | 17,00 |
| íl Clay | 4 | 0,00 | 13,30 | 6,55 | 6,55 | 100,02 |
| Xϕ | 4 | 3,10 | 4,66 | 3,86 | 0,72 | 18,65 |
| σϕ | 4 | 0,96 | 2,16 | 1,56 | 0,58 | 37,49 |
| % $CaCO_3$ | 7 | 20,85 | 35,36 | 25,55 | 5,03 | 19,71 |
| $MgCO_3$ | 7 | 7,13 | 10,27 | 8,13 | 1,00 | 12,37 |

| | Počet vzoriek<br>Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 4 | - | 4 / 100 % |

| | Počet vzoriek<br>Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 4 | 1 / 25,0 % | 3 / 75,0 % |

Kϕ sú väčšie ako 3 (75 % vzoriek) a tvar zrnitostných kriviek leptokurtický. Pieskovec je karbonatický a z karbonátov prevláda kalcit nad dolomitom (priemerný obsah $CaCO_3$ je 25,55 a $MgCO_3$ 8,13 %).

Rapovské vrstvy obsahujú zriedkavé plytkovodné morské foraminifery. Kantorová (in Vass et al., 1983) spoločenstvo nájdené v ich spodnej časti vo vrte LR-3 opísala ako vytriedené, čo signalizuje jeho alochtónnosť. Spoločenstvo nanoflóry sa skladá z priebežných foriem biozóny NP 24 a NP 25 (Lehotayová in Vass et al., 1983). K podobnému názoru dospela aj Báldi-Béke in Vass et al. (1986).

# Oligocén – miocén

## Eger

### Lučenské súvrstvie

Lučenské súvrstvie je rozšírené v celej Lučenskej kotline s výnimkou jej severného okraja a podstiela aj Cerovú vrchovinu a Krupinskú planinu. Spravidla leží konkordantne alebo transgresívne na sedimentoch kiscellu, resp. na severnom okraji Lučenskej kotliny rozsah kiscellu prekračuje a leží transgresívne a diskordantne na predterciérnom podloží. Jeho najväčšia zistená hrúbka je 704,3 m (vrt FV-1 pri Blhovciach) a smerom na J a JZ rastie na približne 1200 m (príl. 3).

Súvrstvie zväčša zakrývajú kvartérne sedimenty alebo mladšie neogénne horniny. Na väčších plochách vystupuje na povrch na V od Rimavy, v priestore medzi Buzitkou, Ožďanmi a Gemerčekom, na V a J od Lučenca a medzi Nižným Skálnikom a Čerenčanmi.

Lučenské súvrstvie sa rozdeľuje na nasledujúce čiastkové litostratigrafické jednotky.

**Panické vrstvy** sú bazálne transgresívne vrstvy lučenského súvrstvia laterálne aj vertikálne prechádzajúce do szécsénskeho šlíru a čiastočne laterálne aj do budikovianskych vrstiev. Rozšírené sú v severnej časti Lučenskej kotliny, smerom na JZ vykliňujú a vo vrte FV-1 sa nezistili. Na povrch nikde nevystupujú, a tak sú opísané iba z vrtov. Ležia transgresívne na čížskom súvrství resp. transgresívne a diskordantne na predterciérnych horninách a zakrýva ich szécsénsky šlír. Podľa údajov z vrtov ich hrúbka kolíše od 0,2 do 142,5 m. Ide prevažne o rozpadavý pieskovec so zlepencovou polohou na báze a s tenkými vložkami drobnozrnnejšieho zlepenca vo vyššej časti vrstiev.

Pieskovec je sivý, hnedosivý, jemnozrnný, slabo vápnitý, miestami s obliačikmi „utopenými" v piesčitej základnej hmote a podľa petrografického rozboru zodpovedá litickým arenitom (Danillová in Pristaš et al., 1983). Je vápnitý (obsah karbonátov je okolo 20 % a $CaCO_3$ prevláda nad $MgCO_3$.

Vrstvy rozpadavého zlepenca alebo štrku majú poloopracované obliaky rezistentných hornín (kremeň, kremenec a rohovec) s priemerom do 6,0 cm. Tam, kde panické vrstvy ležia na predterciérnom podloží, obsahujú zle opracované úlomky hornín bezprostredného podložia. Rozpadavý zlepenec vo vyššej časti vrstiev je drobnozrnnejší (do 2,0 cm) a obliaky sú dobre opracované.

Vo vrstvách možno nájsť aj polohy sivého a sivohnedého málo spevneného slabo vápnitého prachovca, ktorý má zamokra bridličnatý rozpad.

V spoločenstve ťažkých minerálov prevláda granát, ale zastúpený je aj apatit, staurolit, turmalín, distén, amfibol, autigénny glaukonit a hojný je siderit. Z nepriehľadných minerálov sa tam vyskytuje ilmenit, magnetit, leukoxén a pyrit (vrt Bušince; Krystek, 1958).

Vo vrstvách sa zväčša zistili len úlomky morských plytkovodných foraminifer alebo foraminifer znášajúcich pokles salinity (Kantorová in Pristaš et al., 1983).

Slavíková (1958) našla v ekvivalentoch panických vrstiev vo vrte Bu-1 (Bušince) bohaté spoločenstvo morských foraminifer – *Planulina wuelerstorfi* (Schwager), *Virgulina schreibersiana* (Czjezek), *Pulenia bulloides* (D'Orbigny), *Heterolepa dutemplei* (D'Orbigny), *Globigerina bulloides* (D'Orbigny), *Cyclamina cancellata* (Brady) a *Almanea osnabrugensis* (Muenster).

**Budikovianske vrstvy** sú opísané z dvoch vrtov – LR-2 pri Lučenci a JH-1 pri Nižnom Skálniku, kde sú hrubé 8,2 m resp. 9,2 m (obr. 59). Ležia na panických vrstvách a pod szécsénskym šlírom. Ich ekvivalenty pravdepodobne prevŕtali aj niektoré vrty zo série PR medzi Hrnčiarskymi Zalužanmi a Hrachovom a vo vrte 625 pri Veľkých Teriakovciach, ale v písomnej dokumentácii týchto vrtov sa výskyt vrstiev organodetritického vápenca explicitne neuvádza.

Vrstvy sa skladajú z organodetritických vápencov a drobnozrnných zlepencov s polohami vápnitého ílovca.

Vápenec budikovianskych vrstiev z vrtu LR-2 prevažne tvoria skelety organizmov. Zodpovedá biolitovým vápencom (v zmysle Bissela a Chilingara, 1967), resp. biosparitovo-klastickým vápencom. Vápenec z vrtu JH-1 je piesčitý, v jeho piesčitej zložke prevládajú zrnká kremenca (51,5 %), kým skelety organizmov tvoria 18,1 % (tab. 14). Vápencové vrstvy sprevádza drobnozrnný zlepenec s poloopracovanými až opracovanými obliačikmi kremenca a kremeňa (Jurkovičová, osobná informácia; Marková, 1967).

Na báze budikovianskych vrstiev vo vrte JH-1 sú polohy polymiktného drobnozrnného piesčitého zlepenca s poloopracovanými a opracovanými obliačikmi s relatívne hojnými zvyškami organizmov (tab. 14). Vyššie v profile vápenec aj pieskovec obsahujú obliaky, ktorých veľkosť smerom do nadložia rastie (od 0,5 do 2,0 cm). Sú to obliaky kremeňa, rohovca, lyditu, chloritických bridlíc resp. zelených bridlíc spodného triasu.

Budikovianske vrstvy v obidvoch vrtoch obsahujú identifikovateľné veľké foraminifery. Bohaté spoločenstvo sa zistilo vo vrte JH-1, odkiaľ Vaňová (in Vass et al., 1982) opísala mnohé *Operculina* sp. aj *Heterostegina* sp., zriedka-

Tab. 14
Zloženie biosparitovo-klastických vápencov – budikovianske vrstvy
Composition of biosparite-clastic limestones – Budikovany Member

| | LR-2 | | | | | JH-1 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Klastické zložky horniny<br>Clastic rocks composition | Hĺbka<br>Depth<br>445,0 m<br>% | | Hĺbka<br>Depth<br>445,4 m<br>% | | Hĺbka<br>Depth<br>452,5 m<br>% | Hĺbka<br>Depth<br>153,0 m<br>% | |
| karbonáty – carbonates | | | | | | 2,41 | |
| kremeň – quartz | 8,84 | | 3,62 | | | 6,59 | |
| kremenec – quartzite | 0,90 | | | ± 90 % | | 51,50 | |
| kryštalické bridlice – schists | 67,7 % | | 72,2 % | | | 18,5 % | 9,38 |
| rohovce – cherts | | | | | | 0,27 | |
| ostatné bioklasty – other bioclasts | | 30,80 | | 33,32 | | | 12,86 |
| červené riasy – red algae | | 29,71 | | 33,28 | | | |
| veľ. foraminifery – large foraminifers | | 7,2 | | 5,64 | | | 5,64 |
| kalcitový tmel – calcite cement | | 22,5 | | 24,0 | ±10 % | | 9,28 |

vejšie *Lepidocyklina* sp., *Amphistegina* sp. a *Miogypsina* sp.. Z biostratigrafického hľadiska sú významné najmä druhy *Miogypsina septentrionalis* (Drooger) a *Lepidocyclina morgani* (Lemoine et Douville), ktoré potvrdzujú spodnoegerský vek vrstiev.

**Szécsénsky šlír** je hlavnou masou lučenského súvrstvia v Lučenskej kotline a spravidla leží na panických alebo budikovianskych vrstvách, a tam, kde chýbajú, priamo na čížskom súvrství kiscellu. Jeho najväčšia zistená hrúbka je okolo 700 m, ale možno predpokladať hrúbku až do 1200 m. Šlír je veľmi monotónny, sivý, modrosivý, zvetraný žltohnedý a zasucha má bridličnato-lastúrnatý rozpad. Plochy rozpadu sledujú neostré plochy vrstvovitosti a sú na nich šupiny sľudy. Prevládajúcim litotypom je rozpadavý vápnitý prachovec s kolísavým zastúpením piesčitej a ílovej frakcie (foto 5). Zriedka ho striedajú vrstvy rozpadavého prachového ílovca alebo prachového pieskovca. Vo vrstvách rozpadavého prachovca sú lavice pevného prachovca hrubé 10–30 cm, ojedinele až 1,0 m. V spodnej časti majú prachovcové vrstvy jemnú sedimentárnu textúry – drobné šikmé a čerinové zvrstvenie. Takáto textúra naznačuje intervenciu slabého prúdenia pri sedimentácii.

Zrnitostné parametre prachovca szécsénskeho šlíru sú v tab. 15. Vyplýva z nej, že priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti Xϕ je 5,47, hlavnou je prachová frakcia (s priemerným zastúpením 52,0 %), ako aj to, že prevláda prímes ílu (29,18 %) nad prímesou piesku (18,58 %). Prachovec je extrémne zle vytriedený. Hodnoty symetrie Skϕ sú rozdelené takmer pravidelne, rozptyl častíc je v hrubších aj v jemnejších frakciách ako Xϕ. Všetky hodnoty Kϕ sú menšie ako 3, čiže zrnitostné krivky sú platykurtické. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 17,78 a $MgCO_3$ 5,8 %.

Pieskovec je v szécsénskom šlíre oveľa zriedkavejším litotypom. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti Xϕ je 4,45, čo zodpovedá hrubozrnnému prachu, prevládajúcou je piesčitá frakcia (52,42 %), z prímesí prevláda prachová (29,7 %) nad ílovou (16,92 %). Vytriedenie pieskovca je extrémne zlé. Hodnota Skϕ väčšiny analyzovaných vzoriek je väčšia ako 0, t. j. rozptyl častíc je vo frakciách jemnejších ako Xϕ. Hodnota Kϕ väčšiny vzoriek je menšia ako 3, čiže zrnitostné krivky sú platykurtické. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 16,74 a $MgCO_3$ 5,83 % (tab. 15B).



**Foto 5.** Vrstvy vápnitého siltovca szécsénskeho šlíru (eger). Dĺžka kladiva 32 cm. Opustené hlinisko tehelne na sz. okraji Lučenca. Lučenská kotlina. Foto D. Vass.

**Photo 5.** Calcareous siltstone of Szécsény Schlier (Egerian). Length of hammer 32 cm. Abandoned brickyard pit at northwestern margin of the town Lučenec. Lučenská kotlina Depression. Photo D. Vass.

Tab. 15
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – szécsénsky šlír (eger)
Statistical evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Szécsény Schlier (Egerian)

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviation | Variačný koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| A Prachovec Siltstone | | | | | | |
| % piesok sand | 127 | 0,30 | 41,70 | 18,58 | 10,13 | 54,54 |
| prach silt | 127 | 37,30 | 80,00 | 52,00 | 8,12 | 15,62 |
| íl clay | 127 | 14,80 | 45,60 | 29,18 | 7,74 | 26,54 |
| Xϕ | 127 | 3,79 | 7,05 | 5,47 | 0,82 | 15,00 |
| σϕ | 127 | 1,61 | 9,57 | 4,30 | 2,53 | 58,92 |
| $CaCO_3$ | 90 | 1,49 | 28,05 | 17,78 | 3,64 | 20,47 |
| $MgCO_3$ | 67 | 0,31 | 15,23 | 5,80 | 3,45 | 59,47 |
| B Pieskovec Sandstone | | | | | | |
| % štrk gravel | 34 | 0,0 | 27,00 | 0,92 | 4,59 | 498,01 |
| piesok sand | 34 | 35,60 | 80,00 | 52,42 | 9,32 | 17,77 |
| prach silt | 34 | 9,60 | 43,00 | 29,70 | 7,74 | 26,06 |
| íl clay | 34 | 5,70 | 33,50 | 16,92 | 5,63 | 33,29 |
| Xϕ | 34 | 0,92 | 5,49 | 4,45 | 1,03 | 23,28 |
| σϕ | 34 | 1,74 | 7,13 | 3,13 | 1,58 | 50,36 |
| $CaCO_3$ | 24 | 7,87 | 30,13 | 16,74 | 4,54 | 27,12 |
| $MgCO_3$ | 15 | 1,04 | 9,31 | 5,83 | 2,67 | 45,90 |
| C Ílovec Claystone | | | | | | |
| % piesok sand | 5 | 4,50 | 32,40 | 15,08 | 9,50 | 63,04 |
| prach silt | 5 | 15,70 | 45,90 | 35,64 | 11,25 | 31,59 |
| íl clay | 5 | 36,50 | 49,60 | 43,28 | 5,27 | 12,19 |
| Xϕ | 5 | 3,47 | 7,18 | 5,15 | 1,23 | 23,95 |
| σϕ | 5 | 2,13 | 9,76 | 7,21 | 2,73 | 37,83 |
| % $CaCO_3$ | 4 | 19,56 | 21,23 | 20,34 | 0,77 | 3,79 |
| $MgCO_3$ | 2 | 6,36 | 9,20 | 7,78 | 1,42 | 18,25 |

| A | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 127 | 68 / 93,5 % | 59 / 46,5 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 127 | 127 / 100 % | - |

| B | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 34 | 4 / 11,76 % | 30 / 88,23 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 34 | 29 / 85,29 % | 5 / 14,71 % |

| C | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 5 | 5 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 5 | 5 / 100 % | - |

Okrem zle rozlíšiteľných polôh jemnozrnného prachového pieskovca uprostred prachovcov sú hrubšie polohy pieskovca, a to v spodnej aj vo vrchnej časti vrstiev.

Rozpadavý pieskovec pri Bušinciach je hnedý a žltohnedý, začerstva sivý a sú v ňom lavice pevného pieskovca nepravidelného tvaru. Pieskovcové polohy sú zvrstvené a na vrstvových plochách je veľa rastlinnej sečky. Obsahujú makroskopicky viditeľný glaukonit.

Ílovec je najzriedkavejší litotyp lučenského súvrstvia. Súčet priemerného zastúpenia prímesí je vyšší ako zastúpenie ílovej frakcie (ílová frakcia tvorí 43,28, prachová prímes 35,64 a piesčitá 15,08 %), a preto je priemerná hodnota Xϕ 5,15, čo zodpovedá strednozrnnému prachu. Triedenie σϕ je extrémne zlé. Hodnoty Skϕ sú menšie ako 0 a Kϕ menšie ako 3. Ílovec má najväčší priemerný obsah karbonátov v lučenskom súvrství ($CaCO_3$ 20,34 a $MgCO_3$ 7,78 %; tab. 15) a v zmysle Mišíka (1959) ho možno kvalifikovať ako karbonatický, kým ostatné litotypy súvrstvia patria do kategórie slabokarbonatických sedimentov.

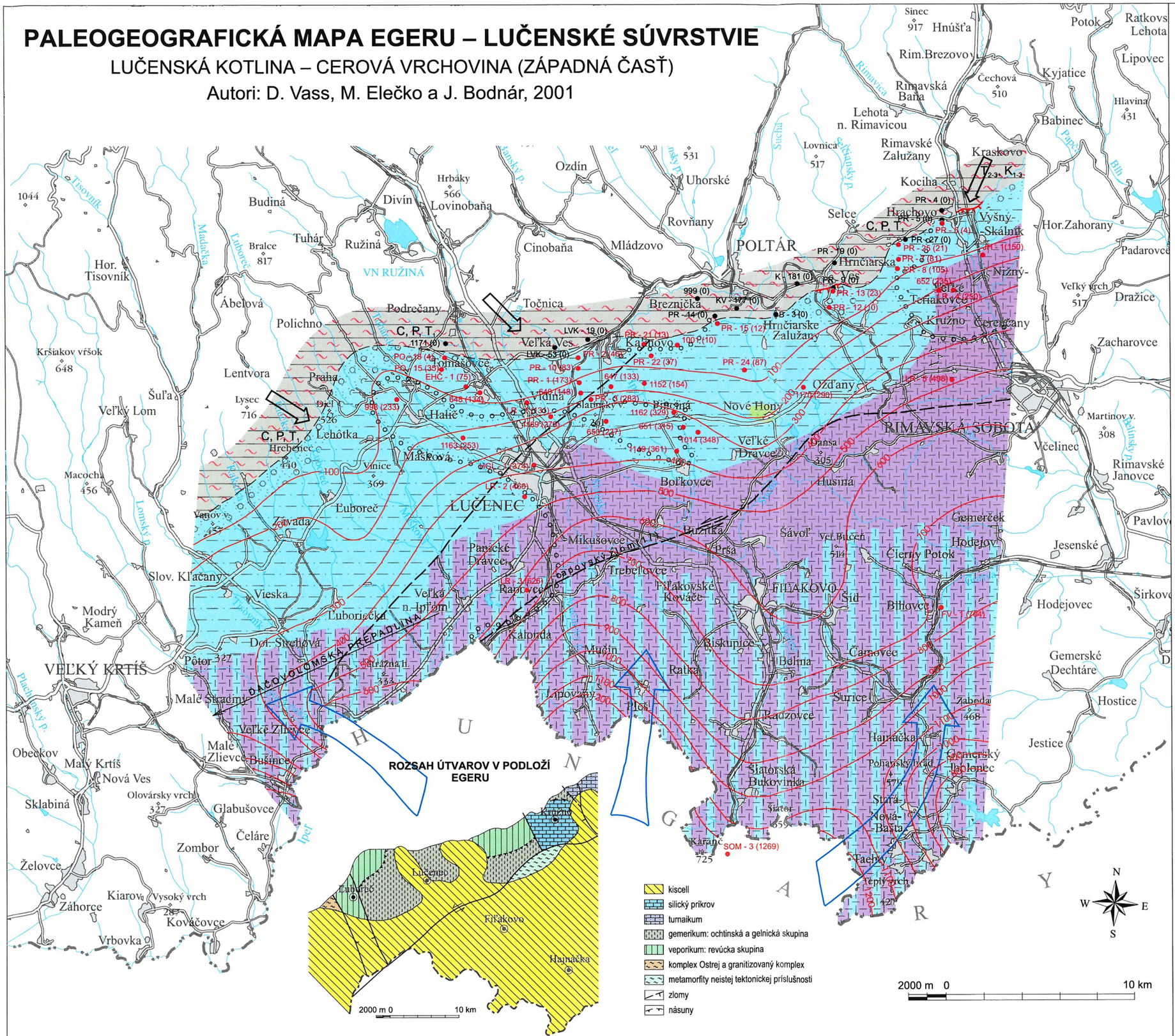
Tab. 16
Ťažké minerály prachovca szécsénskeho šlíru lučenského súvrstvia vo vrte FV-1 (Blhovce)
(podľa Markovej, 1978, in Vass a Bajaník et al., 1988)
Heavy minerals in siltstone of the Szécsény Schlier of Lučenec Formation in the FV-1 drill hole (Blhovce)
(after Marková, 1978, in Vass and Bajaník et al., 1988)

| Ťažké minerály Heavy minerals | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Počet pozit. vzoriek N. of posit. sampl. | Min. % v pozit. vzorkách M. % of posit. sampl. | Max. % v pozit. vzorkách M. % posit. sampl. | Priemerné zastúpenie v % Average cont. % |
|---|---|---|---|---|---|
| granát – garnet | 38 | 31 | 0,2 | 7,8 | 0,8 |
| apatit – apatite | 38 | 4 | 0,1 | 0,2 | 0,15 |
| turmalín – tourmaline | 38 | 25 | 0,1 | 0,3 | 0,2 |
| titanit – titanite | 38 | 2 | – | – | 0,1 |
| amfibol – hornblende | 38 | 25 | 0,1 | 0,9 | 0,1 |
| biotit – biotite | 38 | 38 | 0,4 | 13,9 | 2,5 |
| chlorit – chlorite | 38 | 38 | 10,9 | 83,4 | 36,0 |
| fosfát – phosphate | 38 | 6 | 0,1 | 0,5 | 0,2 |
| dolomit – dolomite | 38 | 37 | 13,8 | 81,6 | 48,3 |
| rutil – rutile | 38 | 6 | 0,1 | 0,2 | 0,1 |
| staurolit – staurolite | 38 | 4 | 0,1 | 0,4 | 0,2 |
| zirkón – zircon | 38 | 4 | 0,1 | 0,2 | 0,1 |
| epidot – epidote | 38 | 3 | 0,1 | 0,2 | 0,1 |
| pyrit. konkr. – pyrite concretion | 38 | 26 | 0,2 | 17,0 | 3,6 |
| anatas – anatase | 38 | 1 | – | – | 0,1 |
| hyperstén – hyperstene | 38 | 7 | 0,1 | 0,4 | 0,3 |
| augit – augite | 38 | 1 | – | – | 0,1 |
| leukoxén – leucoxene | 38 | 12 | 0,1 | 2,5 | 0,5 |
| pyrit. mikr. – pyrit. micr. | 38 | 35 | 0,1 | 57,2 | 8,4 |
| limonit – limonite | 38 | 14 | 0,1 | 2,3 | 0,9 |

# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA EGERU – LUČENSKÉ SÚVRSTVIE

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autori: D. Vass, M. Elečko a J. Bodnár, 2001


POLTÁR
LUČENEC
RIMAVSKÁ SOBOTA
VEĽKÝ KRTÍŠ
FIĽAKOVO
VN RUŽINÁ
Sinec 917
Hnúšťa
Rim.Brezovo
Rimavská Baňa
Lehota n. Rimavicou
Lovnica 517
Rimavské Zalužany
Kraskovo
Kociha
Selce
Hrachovo
Vyšný-Skálnik
Hor.Zahorany
Padarovce
Nižný-Čaj
Veľký vrch 517
Dražice
Zacharovce
Martinov v. 308
Rimavské Janovce
Pavlovce
Jesenské
Hodejovec
Širkovce
Gemerské Dechtáre
Hostice
Jestice
Čečehová 510
Kyjatice
Lipovec
Hlavina 431
Babinec
Ratkovská Lehota
Potok
Rimavica
Suchá
Papča
Bilá
Ozdín
Uhorské
Rovňany
Cinobaňa
Mládzovo
Hrbáky 566
Lovinobaňa
Divín
Budiná
Tuhár
Ružiná
Bralce 817
Hor. Tisovník
Tisovník
Madačka
Ľuborečka
Ábelová
Polichno
Podrečany
Točnica
Breznička
Veľká Ves
Kameňovo
Hrnčiarske Zalužany
Hrnčiarska Ves
Čerenčany
Teplá Vrbovka
Omastovce
Lentvora
Praha
Lysec 716
Šuľa
Veľký Lom
Kršiakov vŕšok 648
Macocha 456
Lehôtka
Hrebenec
Halič
Vidiná
Slatinský v.
Nové Hony
Ožďany
Dacša
Veľké Dravce
Husiná
Boľkovce
Mašková
Vinice
Ľuboreč
Závada
Vanov v.
Lomský p.
Plachtinský p.
Ipeľ
Panické Dravce
Mikušovce
Trebeľovce
Burinka
Prša
Ráneovce
Veľká n. Ipľom
Vieska
Slov. Kľačany
Modrý Kameň
Luborička
Dol. Strehová
Pôtor 327
Malé Straciny
Veľké Zlievce
Malé Zlievce
Bušince
Obeckov
Malý Krtíš
Nová Ves
Olovársky vrch 327
Sklabiná
Glabušovce
Čeláre
Zombor
Želovce
Kiarov
Vysoký vrch 287
Záhorce
Kováčovce
Vrbovka
Šávoľ
Veľ. Bučeň 514
Čierny Potok
Hodejov
Fiľakovské Kováče
Šíd
Billovce
Kalonda
Mučín
Biskupice
Ratka
Čamovce
Belina
Lipovany
Surice
Radzovce
Zaboda 468
Hanáčka
Pohanský hrad 578
Slatorská Bukovinka
Slatina
Stará-Nová-Bašta
Kráľovec
Kriváň
Lučenec
Ľubiša
Fiľakovo
Hajnačka
Karanč 725
SOM - 3 (1269)
Tachty
Teplý vrch 420
Čremošné
Gemerček
Čierny Balog
Kamenica n. Cirochou
Cirocha
Uhorský Klátov
Ozdín
Hrušovo
Kalinovo
Šimonovany
Ostrý Grúň
Kamenný vrch
Kamenný hrad
Kostolná
Kalinčiakovo
Kalinovo

**Supplement 3**

**PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE EGERIAN – LUČENEC FM.**

PALEOGEOGRAPHIC AREAS: AREAS OF DENUDATION AND EROSION
1 – flat relief assumed
AREAS OF SEDIMENTATION
*Marine areas*
2 – littoral area
3 – sublittoral area
4 – sublittoral area covered by littoral area
*Delta areas*
5 – delta flat area (denudation relic)
GENERALIZED PETROGRAPHIC CHARACTER AND AGE OF ROCKS IN SOURCE AREA
6 – area built up by sediments ($T_{1-3}$ – Lower to Upper Triassic, $K_{1-3}$ – Lower to Upper Cretaceous)
7 – area built up by metamorphites (C – Carboniferous, P – Permian)
LITHOFACIES OF SEDIMENTATION AREAS
8 – sand with gravel intercalations (basal clastics and biotite limestone
9 – assumed margin of the basal clastics distribution burried by silt and sand
10 – calcareous silt and sand
11 – calcareous silt
OTHER SYMBOLS
12 – recent margin of Egerian deposits distribution
13 – assumed margin of Egerian deposits
14 – thickness isolines in metres
15 – syngenetic fault
16 – strike slip
17 – assumed direction of clastic material transport
18 – assumed direction of sea transgression
19 – borehole thickness of Egerian deposits in metres
20 – borehole without Egerian deposits

Tab. 17
Ťažké minerály szécsénskeho šlíru (eger), severná časť Lučenskej kotliny (%) (podľa Markovej, 1980, 1982)
Heavy minerals in the Szécsény Schlier (Egerian), northern part of the Lučenská kotlina Depression (after Marková, 1980, 1982; in %)

| Vzorka Sample / Borehole | Granát Garnet | Zirkón Zircon | Apatit Apatite | Turmalín Tourmaline | Rutil Rutile | Titanit Titanite | Anatas Anatase | Amfibol Hornblende | Staurolit Staurolite | Epidot Epidote | Distén Disthene | Biotit Biotite | Chlorit Chlorite | Hyperstén Hyperstene | Pyrit. kon. Pyrite concr. | Pyrit. jadrá Pyrite cores | Dolomit karbonát Dolom. Carb. | Leukoxén Leucoxene | Fosfát Phosphate | Limonit Limonite | Sillimanit Sillimanite |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Vrt 647 30,5 m | | | | | | | | | | 0,3 | | | 62,5 | 0,3 | 17,2 | 13,3 | 6,4 | | | | |
| 41,0 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | | 0,1 | | | | 0,1 | | | | 14,8 | | 4,8 | 1,8 | 78,1 | | | | |
| 56,5 | | 0,2 | | | | | 0,2 | | | | | | 11,7 | | 53,2 | 0,8 | 24,9 | | | | |
| 76,5 | | | | | | | | | | | | | 22,2 | | 2,4 | 3,8 | 69,9 | | 0,7 | 1,0 | |
| 95,5 | + | | | | | | | | | | | 1,4 | 2,5 | | 74,1 | 13,4 | 8,6 | | | | |
| 127,0 | 6,8 | 0,5 | 1,1 | 1,4 | 0,3 | 0,5 | | 1,1 | | | + | 3,3 | 6,5 | | 31,6 | 4,1 | 37,6 | 5,2 | | | |
| 139,5 | 7,9 | | 0,3 | 0,8 | + | + | | + | + | | | 1,4 | 4,3 | | 8,7 | 0,3 | 62,1 | 14,2 | | | |
| 149,0 | 1,7 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | | | | | 0,2 | | | 6,4 | 5,2 | | 25,0 | 4,7 | 61,2 | 5,0 | | | |
| 156,0 | | 0,2 | | 0,2 | | | | | 0,3 | | | | 0,5 | | 98,2 | | 0,3 | | | 0,3 | |
| Vrt 649 13,5 m | 0,2 | | 0,2 | | | | | | | | | 0,5 | 4,3 | | 13,2 | 8,5 | 73,1 | | | | |
| 26,3 | | 0,2 | | | | | | | | | | 0,6 | 3,3 | | 75,6 | 8,0 | 12,3 | | | | |
| 49,0 | | | | | | | | | | | | 2,5 | 6,8 | | 33,5 | 32,5 | 24,7 | | | | |
| 67,0 | 0,2 | | | | | | 0,2 | | | | | 0,6 | 9,4 | | 47,0 | 4,6 | 38,0 | | | | |
| 91,0 | 2,4 | | 0,5 | | | | 0,5 | 1,6 | | | | 8,0 | 12,6 | | 45,7 | 1,6 | 26,3 | 0,8 | | | |
| 108,5 | 6,8 | 1,2 | 0,2 | 0,3 | | | | 0,3 | 0,6 | | | 4,9 | 4,9 | | 14,2 | 4,3 | 58,2 | 4,0 | | | |
| 126,2 | | 12,1 | | 7,0 | 4,1 | 0,3 | 1,0 | 1,6 | | | 1,0 | 0,3 | 3,5 | | 30,4 | | 19,5 | 18,3 | | | 0,3 |
| 153,5 | | 1,0 | | 1,8 | 1,0 | | 1,8 | 0,5 | 1,8 | | 0,2 | | 18,3 | | 24,5 | | 43,2 | 8,2 | | | + |
| Vrt 650 29,0 m | | | | | | | | | | | | | 1,8 | | 41,6 | 45,0 | 12,1 | | | | |
| 58,2 | 0,7 | | | | | | | | | | | 0,5 | 5,2 | | 81,1 | 7,8 | 4,9 | | | | |
| 88,4 | 0,5 | | | | | | 0,3 | | | | | 0,5 | 19,8 | | 26,8 | 38,5 | 13,8 | | | | |
| 121,8 | 0,7 | + | 0,2 | | | | | | | | | 1,4 | 13,3 | | 42,3 | 6,5 | 35,0 | | 0,2 | | |
| 139,5 | 0,4 | | | | | | | | | | | 0,4 | 3,3 | | 73,8 | 4,9 | 17,2 | | | | |
| 157,8 | | | | | | | | | | | | 0,2 | 2,1 | | 46,1 | 36,8 | 14,8 | | | | |

Asociácie ťažkých minerálov (tab. 16, 17) často zastiera pyrit alebo karbonáty. Alotigénnym minerálom je chlorit, granát, zirkón, amfibol, staurolit, biotit, apatit, turmalín, anatas a rutil. Z ílových minerálov prevláda illit sprevádzaný montmorillonitom a kaolinitom (Marková, 1980, 1982).

Szécsénsky šlír obsahuje hojnú faunu. Z makrofauny sú to najmä biostratigraficky dôležité mäkkýše, z ekologického hľadiska je rovnako významná aj prítomnosť iných makrozvyškov, ako sú solitérne hexakoraly, bryozoá, ježovky, kraby, otolity, rybie šupiny, žraločie zúbky, ako aj zvyšky rastlín.

Ondrejičková (in Vass a Bajaník, eds., 1988, in Vass, ed., 1982 a in Pristaš, ed., 1984) na základe mäkkýšov rozdelila eger (resp. szécsénsky šlír) na spodný a mladší vrchný.

Do spodného egeru začleňujeme vrstvy, v ktorých v asociácii prevládajú reliktné oligocénne prvky severskej bioproveniencie, do vrchného sedimenty, v ktorých asociáciách je badateľný nástup novej fauny miocénu tetydného typu. Pre spodný eger v litofácii prachovcov obsahujúcich piesčité a ílovité vložky vo vrte FV-1 (hĺbka 572,3–822,0 m), LR-3 (hĺbka 399,0–614,0 m) a JH-1 (hĺbka 103,7–137,6 m) je charakteristický druh *Nucula compta* (Goldfuss), *Nucula schmidti* (Gilbert), *Yoldia schlotheimi* (Bell.), *Camptonectes decussatus* (Goldfuss), *Cavilucina droueti schloenbachi* (Koenen), *Pitaria splendida* (Merian), *Diplodonta fragilis* (Braun) a *Adeorbis carinatus* (Phil.).

Pre vrchný eger v podobnej fácii vo vrte FV-1 (hĺbka 114,0–273,3 m), LR-3 (hĺbka 50,0 až 390,0 m), ED-1 (hĺbka 33,0–126,0 m), vrt EV-4 (hĺbka 102,2–141,0 m) a JH-1 (hĺbka 17,0–104,8 m) sú charakteristické nasledujúce rody a druhy: *Nucula nucleus* (Linnaeus), *Nucula compta* (Goldfuss), *Nuculana fragilis* (Hemnitz), *Yoldia longa* (Bellardi), *Lentipecten corneum denudatum* (Reuss), *Chlamys semistriatus* (Goldfuss), *Camptonectes incomparabilis* (Risso), *Megaxinus bellardianus* (Mayer), *Cavilucina droueti woldi* (R. Hoernes), *Laternula fuchsi* (R. Hoernes), *Areopagia subelegans* (D'Orbigny), *Hinia schlotheimi* (Beyrich), *Euthriofusus burdigalensis* (Defrance) a *Turricula regularis* (Koninck).

Foraminifery opísala Kantorová vo viacerých rukopisných správach z rokov 1981–1985, Šutovská (1990) a Tuba (in Vass et al., 1987). Spoločenstvo foraminifer sa o. i. skladá z druhu *Lenticulina moravica* (Karrer), *L.* cf. *oxidentalis, L. cultrata* (Montfort), *L. vortex* (Fichtel et Moll.), *L.* cf. *melvilli* (Cushman et Renz), *L. denticulifera* (Cusch.), *Sphaeroidina austriaca* (D'Orbigny), *Syphonia reticulata* (Czjezek), *Gavelinulla ammonoides* (Reuss), *Uvigerina* ex gr. *schvageri* (Brady), *U. hantkeni* (Cushman et Edwards), *U. gallowayi* (Cushman), *Planularia wuelerstorfi* (Schwager), *Heterolepa dutemplei* (D'Orbigny), *Astracolus fragarius* (Guembel), *Chilostomella ovoidea* (Reuss) a *Globobulimina pyrula* (D'Orbigny). Planktonické formy sú zriedkavé, ale Tuba vo vrte EV-4 na SZ od Lučenca našiel indexovú formu zóny N4 *Globigerinoides quadrilobatus primordius* (Banner et Blow). Okrem toho sa tu vyskytuje aj druh *Globigerina praebulloides praebulloides,* resp. *G.* ex gr. *bulloides* (D'Orbigny) a *G. corpulenta* (Subbotina). V spodnej časti szécsénskeho šlíru sa vo vrte JH-1 našli aj preplavené vrchnokriedové dvojkýlové globotrunkány (Kantorová, 1982).

Kantorová z mikrofaunistických výplavov opísala aj bryozoá – *Atactoporida badeniana* a *Batopora conica.*

Spoločenstvo vápnitej nanoflóry (Lehotayová, rukopisné správy z rokov 1981–1985) obsahuje sprievodné formy zóny NP 25 a NN 1 *Cyclocargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Reticulofenestra abisecta* (Müller), *R. bisecta* (Ray), *R. lockeri* (Müller), *Discolithina latelliptica* (Báldi-Béke) a *Pontosphaera multipora* (Kamptner). Vo vrte LR-2 a LR-3 vo vrchnej časti lučenského súvrstvia sa našiel aj druh *Helicosphaera mediterranea* (Müller), *H. carteri* (Wallich) a *Reticulofenestra* cf. *pseudoumbilica* (Gartner) (Báldi-Béke

in Vass et al., 1986). Zriedkavý výskyt druhu *Discoaster druggi* (Bramlette et Wilcoxon) vo vrchnej časti szécsénskych vrstiev lučenského súvrstvia vo vrte LC-2 pri Veľkej Vsi (sz. časť Lučenskej kotliny; Holcová in Vass et al., 2003) vedno s druhom *Helicosphaera mediterranea* (Müller), poukazujú na to, že szécsénske vrstvy lučenského súvrstvia svojou vrchnou časťou zasahujú do zóny NN2. Ide o presah juhoslovenského egeru do miocénu.

Spoločenstvo sporomorf bolo opísané z vrtu FV-1 (287,0–645,0 m; Snopková in Vass a Bajaník et al., 1988). Našli sa v ňom sporomorfy paleotropických rastlín *Cicatricosisporites dorogensis* (R. Potonie et Gelletich), *Cupanieidites cucaliptoides* W. Kr., *Spinaepollis apinnosus* W. Kr. a *Brosipollis scalebrosus* W. Kr., arktoterciérnych rastlín *Juglanspollenites, Carpinuspollenites, Trivestibulopollenites betuloides* Pf. a *Triporopollenites* a vyskytuje sa tam aj druh *Boehlensipollis* cf. *hohli* W. Kr., prevládajúci v strednom oligocéne až chate.

Palynologické spoločenstvo lučenského súvrstvia zhodnotila aj Planderová (1966, 1978, 1990, a i.). Mikroflóru charakterizuje bohaté zastúpenie papraďovitých rastlín, najmä umelý rod *Polypodiaceoisporites* dic. sp., ktorý je typický pre oligomiocénnu flóru a objavuje sa hojne v spodnom egeri a otnangu. Výtrusné rastliny sú zastúpené priebežnými druhmi vyskytujúcimi sa v celom spodnom miocéne. Z ihličnanov sú zastúpené hlavne druhy rodu *Cathaya,* ktoré sú charakteristické pre oligomiocénne obdobie v paratetydnej oblasti.

Z druhov rodu *Tsuga* je typický druh *Tsuga minima* W. Kr., ktorý je fylogeneticky starší než ostatné druhy tohto rodu. Z *Angiospermae* toto sedimentačné obdobie charakterizujú druhy čeľade *Myricaceae, Engelhardtia, Cyrillaceae, Symplocaceae* a *Sapotaceae,* ktoré tvoria subtropicko-tropickú časť vegetácie. Na druhej strane však vzrástol počet druhov rodu *Ulmus, Alnus* a *Betula* avizujúcich ochladenie klímy oproti spodnému egeru. Takéto zloženie mikroflóry sa zistilo v sedimentoch szécsénskeho šlíru na lokalite Lučenec-tehelňa.

Popri spomenutých litostratigrafických jednotkách lučenského súvrstvia sa v Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine zistili dve osobitné fácie, ktoré sa odlišujú od opísaných sedimentov lučenského súvrstvia. Vo vrte ED-1 pri Nových Honoch bezprostredne pod kvartérom a na vrstvách sivého prachovca szécsénskeho šlíru ležia polohy pestrého ílu (žltohnedého, sivého, hrdzavoškvrnitého, zeleného, svetloškvrnitého a hnedého). Íl je plastický a prechádza do prachovca, resp. hornina je laminovaná a striedajú sa v nej laminky sivého prachu (hrubé okolo 1 mm) s vrstvičkami hnedého ílu. Tieto vrstvy vzhľadom pripomínajú poltárske súvrstvie, ale sú vápnité a obsahujú morskú faunu *Limopsis anomala* (Aichwald) (Ondrejičková in Vass et al., 1983) a morské foraminifery.

Ďalšia osobitná fácia sa zistila v okolí andezitových intrúzií v úseku Šiator – Karanč. Sedimenty vzhľadom pripomínajú egerské prachovce. Sú sivé, miestami pevné s hrubobridličnatým rozpadom. Lokálne sa v nich vyskytujú makroskopicky pozorovateľné zhluky minerálov, ktoré pravdepodobne vznikli pri kontaktnej metamorfóze, a sú v nich aj polohy pieskovca zodpovedajúceho litickým pieskovcom a litickým drobám (Danillová in Vass et al., 1983). V sedimentoch sa našla kriedová mikrofauna (Kantorová in Vass et al., 1983), ale nevie sa, či ide o autochtónne, alebo o preplavené spoločenstvo. Vek týchto vrstiev je neistý, ale podľa litologickej podobnosti ich korelujeme s lučenským súvrstvím.

# Miocén

## Spodný miocén, egenburg

Sedimenty a vulkanity egenburského veku budujú Cerovú vrchovinu a sú rozšírené aj v západnej časti Lučenskej kotliny. Egenburské sedimenty tvoria dve litologicky úplne sa odlišujúce súvrstvia – spodné, fiľakovské, morského pôvodu, a vrchné, bukovinské, kontinentálneho pôvodu. Kým pre fiľakovské súvrstvie je typický piesčitý vývoj a v niektorých vrstvových jednotkách aj bohatá morská fauna, pre bukovinské súvrstvie je charakteristický štrk až zlepenec a pestrý íl s úplnou absenciou morskej fauny, ale miestami s bohatými nálezmi teplomilnej flóry. Pre bukovinské súvrstvie je typický aj výskyt lavíc ryodacitového tufu, kým vo fiľakovskom sú polohy tufu a tufitu zriedkavé a majú malú hrúbku.

### Fiľakovské súvrstvie

Súvrstvie predstavuje hlavnú horninovú masu Cerovej vrchoviny a zúčastňuje sa aj na stavbe jz. časti Lučenskej kotliny. Leží na lučenskom súvrství. Prechod medzi obidvoma súvrstviami nie je ostrý. V skutočnosti je medzi nimi skrytá erozívna diskordancia a fiľakovské súvrstvie transgreduje na lučenské.

Strop fiľakovského súvrstvia je ostro vymedzený a spravidla naň nasadá bukovinské súvrstvie. Maximálna hrúbka fiľakovského súvrstvia je okolo 500 m (príl. 4) a podľa litologických znakov sa rozdeľuje na niekoľko nižších litostratigrafických jednotiek.

**Tachtiansky pieskovec** budujú strednú a východnú časť Cerovej vrchoviny od zlomu prebiehajúceho údolím

Pohanského potoka (na V od Chramca, na V od študovaného územia) a najzápadnejšie výskyty sa zistili na S od Čakanoviec. Plošne sú najrozsiahlejšou čiastkovou jednotkou fiľakovského súvrstvia.

Hlavnú masu tachtianskeho pieskovca tvorí rozpadavý pieskovec s lavicami (foto 6, 7), spodnú časť vrstvy rozpadavého prachovca a piesku s ojedinelými lavicami a uprostred sú lokálne polohy rozpadavého jemnozrnného pieskovca so šlírovým habitom.

Tachtiansky pieskovec je hrubý 100–200 m, laterálne a sčasti aj vertikálne prechádza do jalovských vrstiev a leží priamo na lučenskom súvrství.

Rozpadavý pieskovec s pevnými lavicami je spravidla sivý, zvetraný je žltohnedý až béžový. Jeho typickým znakom sú lavice pevného pieskovca hrubé 20–30 cm, ktoré na povrchových odkryvoch selektívne zvetrávajú, a tak tvoria rímsovité výčnelky. Pieskovcové vrstvy obsahujú hojnú sľudu a glaukonit, sú nevýrazne zvrstvené, resp. zvrstvenie často chýba. Makrofauna sa v nich prakticky nenašla. Ak sú zvrstvené, ide o nevýrazné horizontálne alebo šikmé zvrstvenie vyjadrené striedaním vrstvičiek nerovnakej, ale vzájomne málo sa odlišujúcej zrnitosti. Zväzky šikmého zvrstvenia majú strednú veľkosť, t. j. veľkosť vyjadrenú v dm (0,4–0,7 m; foto 8, 9). V pieskovci sú stopy po vŕtavej činnosti organizmov – vertikálne alebo horizontálne orientované, priame, ohnuté aj rozvetvené útvary hrubé niekoľko mm a dlhé niekoľko mm až viac ako 1 cm. Steny sú z pelitického materiálu, výplň je piesčitá.

Piesčitá, t. j. dominantná, frakcia (tab. 18) tvorí 77,3 %. Prevládajúcou prímesou býva prach (13,26 %), menej je ílu (8,0 %) a ojedinelou prímesou je štrk. Tachtiansky pieskovec sa v nomenklatorickom diagrame piesok – prach – íl (obr. 3) premieta do poľa piesku (1), prachovitého (3) a ílovitoprachovitého piesku, málo priemetov padá do poľa prachovitoílovitého piesku (5) a iba päť je v poli prachu (9, 10). Stredný moment zrnitosti $X\phi$ má priemernú hodnotu 3,06 a prevažná väčšina (92,5 %) analyzovaných vzoriek zodpovedá jemnozrnnému piesku. Pieskovec je extrémne zle vytriedený. Koeficient strmosti resp. symetria zrnitostnej krivky väčšiny vzoriek má hodnotu > 0, a teda rozptyl zŕn je v jemnejších frakciách ako stredný moment zrnitosti. Koeficient špicatosti krivky $K\phi$ je pri väčšine vzoriek < 3, čiže distribúcia zŕn je platykurtická. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 14,65 %, takže ide o slabo vápnitý pieskovec. Obsah $MgCO_3$ sa stanovil iba pri dvanástich vzorkách a priemerne tvorí 2,0 %. V pevných laviciach obsah karbonátov, ktoré tu vystupujú vo forme tmelu, kolíše od 7,2 (extrémne nízka hodnota) až do 53,6 %. Pri prevažnej väčšine analyzovaných vzoriek je táto hodnota vyššia ako 25 a nižšia ako 50 % (tab. 18), čiže pieskovcové lavice sú vápnité (v zmysle Mišíka, 1959).

Podľa petrografického zloženia, ktoré sa študovalo na výbrusoch z lavíc pevného pieskovca (Danillová in Vass et al., 1987), sú tachtianske pieskovce siliciklastické. Prevládajú v nich zrná kremeňa (39,97–62,03 %) nad úlomkami nestabilných (15,42–34,08 %) a stabilných hornín (7,69–25,58 %). Zo živcov vysoko prevládajú draselné živce (0,61–12,78 %) nad plagioklasmi (0,01–1,86 %). Podiel ílového matrixu je od 0,2 do 17,76 %, ale pri väčšine analyzovaných vzoriek neprekročil 6 % (tab. 19A).

V petrografickom klasifikačnom diagrame sa väčšina z 23 vzoriek premieta do poľa arkóz a iba jeden priemet je v poli arkózovitého pieskovca (obr. 4a). Tachtiansky pieskovec je teda prevažne arkóza.

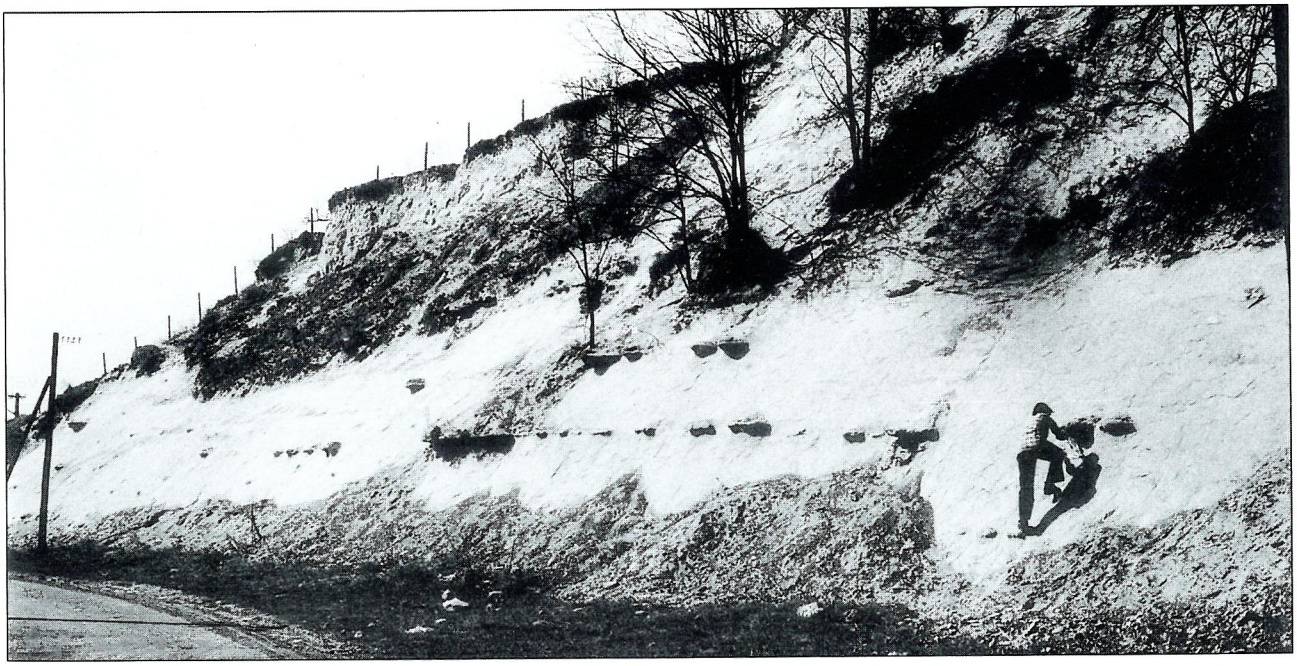


**Foto 6.** Tachtiansky pieskovec s rímsami nesúvislej lavice pevného pieskovca, egenburg. Výška postavy 165 cm. Zárez cesty na V od Radzoviec, Cerová vrchovina. Foto D. Vass.

**Photo 6.** Tachty Sandstone with berms of disjointed banches of solid sandstone, Eggenburgian. Height of body 165 cm. Road cutting east of village Radzovce. Cerová vrchovina Upland. Photo D. Vass.



**Foto 7.** Selektívne vyvetrávajúca lavica pieskovca uprostred rozpadavého pieskovca. Tachtiansky pieskovec (fiľakovské súvrstvie), egenburg. Dĺžka kladiva 50 cm. 1,9 km na SSZ od Hajnáčky pri samote Šašina, Cerová vrchovina. Foto D. Vass.

**Photo 7.** Selective weathering of the sandstone banches inside the friable sandstone. Tachty Sandstone, Fiľakovo Formation, Eggenburgian. Length of hammer is 50 cm. Loc. 1.9 km north-northwest of the village Hajnáčka at the settlement Šašina, Cerová vrchovina Upland. Photo D. Vass.



**Foto 8.** Tachtiansky pieskovec – člen fiľakovského súvrstvia, egenburg – zväzky šikmého zvrstvenia s planárnymi bázami (piesčité vlny resp. duny s priamymi chrbtami). Výška zväzkov 0,4–0,7 m. Jeden z mála prípadov dobre vyvinutých sedimentárnych textúr v tachtianskych pieskovcoch. Opustený lom na západnom okraji Tácht. Cerová vrchovina. Foto D. Vass.

**Photo 8.** Tachty Member, Fiľakovo Formation, Eggenburgian: sets of cross-bedding with a planar base (sand waves or dunes with the straight crests). Height of sets 0.4–0.7 m. A rare case of well developed sedimentary structures of Tachty Sandstone. Abandoned quarry at the western margin of the village Tachty. Cerová vrchovina Upland. Photo D. Vass.



**Foto 9.** Detail foto 8.
**Photo 9.** Detail of photo 8.

Pomer zastúpenia kremeňa k živcom a úlomkom hornín je vyjadrený na klasifikačnom trojuholníkovom diagrame arkózových sedimentov. Zastúpenie zŕn kremeňa kolíše od 37,47 do 71,47 %, živcov (draselné živce + plagioklasy) od 6,11 do 15,13 % a úlomkov hornín od 22,18 do 50,42 %. Na diagrame (obr. 5) sa tachtianske pieskovce premietajú do poľa litických arkóz, čiže ich možno presnejšie kvalifikovať ako litické arkózy. Pieskovcové lavice majú vysoký obsah karbonatického, prevažne kalcitového tmelu (po vylúčení extrémne nízkej hodnoty 72 % obsah tmelu kolíše od 26,50 do 53,6 %), a tak ich treba pokladať za vápnité litické arkózy. Niektoré póry sú prázdne (0,3–18 %), nezaplnené tmelom. Pieskovcové lavice neobsahujú základnú hmotu (tab. 20A).

Pomer medzi nestabilnými úlomkami hornín a živcami (N/Ž) je vždy v prospech nestabilných úlomkov hornín. Kolíše od 1,02 do 4,54, ale pri väčšine z 30 analyzovaných vzoriek sa pohybuje medzi 1,30 a 4 a jeho priemerná hodnota – po vylúčení dvoch krajných hodnôt – je 2,19 (tab. 21A). Prevaha nestabilných úlomkov hornín nad živcami (N/Ž > 1) zaraďuje tachtianske pieskovce medzi litické pieskovce.

Tab. 18
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – tachtiansky pieskovec (egenburg)
Statistical evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Tachty Sandstone (Eggenburgian)

| | Počet analýz Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. | Geom. priem. Geom. mean |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| % štrk gravel | 161 | 0,00 | 37,00 | 1,07 | 4,247 | 396,927 | - |
| piesok sand | 161 | 36,40 | 99,10 | 77,368 | 16,818 | 21,737 | 75,204 |
| prach silt | 161 | 0,70 | 38,8 | 13,235 | 9,433 | 71,274 | 9,498 |
| íl clay | 161 | 0,00 | 33,60 | 8,003 | 7,45 | 93,098 | 1,952 |
| Md | 161 | 0,010 | 0,894 | 0,154 | 0,14 | 90,794 | 0,121 |
| So | 161 | 1,147 | 5,826 | 2,207 | 0,912 | 41,350 | 2,07 |
| Xϕ | 161 | 0,643 | 4,905 | 3,060 | 0,756 | 24,713 | 2,940 |
| Sigmaϕ | 161 | 0,839 | 11,78 | 2,820 | 1,742 | 61,765 | 2,372 |
| Skϕ | 161 | - 0,283 | 2,547 | 0,407 | 0,779 | 65,370 | - |
| Kϕ | 161 | 0,015 | 13,58 | 3,263 | 3,736 | 114,500 | 1,112 |
| % $CaCO_3$ | 148 | 0,60 | 47,64 | 14,647 | 9,184 | 62,702 | 9,292 |
| $MgCO_3$ | 12 | 0,24 | 3,21 | 1,997 | 0,939 | 47,038 | 1,65 |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 161 | 23 / 14,28 % | 138 / 85,7 % |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 161 | 99 / 61,49 % | 62 / 38,51 % |

Pomer medzi stabilnými a nestabilnými pieskovcovými zrnami je parametrom zrelosti (S/N) a s jeho rastom rastie aj zrelosť pieskovca. Pri tachtianskych pieskovcoch tento pomer kolíše od 1,30 do 3,51 (tab. 22A), ale pri väčšine vzoriek nebol menší ako 1,5 a väčší ako 2,7 a jeho priemerná hodnota – pri vylúčení dvoch krajných hodnôt – je 2,12. Nízky parameter zrelosti svedčí o tom, že tachtianske pieskovce sú nezrelé (porovnaj napr. s hodnotami z českého masívu; Kukal, 1985).

Pomer medzi draselnými živcami a plagioklasmi (K/P) odráža situáciu v znosovej oblasti, t. j. výskyt kyslých magmatických hornín resp. hornín, v ktorých prevládajú plagioklasy, a pri tachtianskych pieskovcoch kolíše od 0 (v jednom prípade, keď sa v hornine nezistili plagioklasy) po 31,55 (tab. 23). Priemer po zanedbaní krajných hodnôt je 12,21, čiže pomerne vysoký (napr. v porovnaní s priemerným parametrom K/P sedimentov Českého masívu, ktorý neprekračuje 10; Kukal, 1985) a prezrádza významný podiel kyslých magmatitov v znosovej oblasti, alebo aspoň to, že časť draselných živcov vulkanogénnou prímesou pochádzajúcou zo súvekých vzdialených vulkanických centier kyslého vulkanizmu.

V spoločenstve ťažkých minerálov (tab. 24) prevažuje granát (22–70 %), sprievodné sú minerály kyslých magmatitov (zirkón, apatit, anatas, rutil a turmalín) a možno aj bázických magmatitov (titanit), minerály metamorfitov (staurolit a distén), ako aj ďalšie minerály, ktoré môžu byť magmatogénneho aj metamorfného pôvodu (amfibol, pyroxén, biotit a muskovit; Marková in Vass et al., 1981). Medzi ílovými minerálmi je v prevahe illit nad montmorillonitom.

Tachtiansky pieskovec je relatívne bohatý na glaukonit. Jeho distribúcia je veľmi nepravidelná, od 0,45 do 13,14 %, priemerný obsah 5,08 % (tab. 20A) a je zväčša dispergovaný a makroskopicky nie je vždy viditeľný. Niektoré lavice možno označiť za glaukonitický pieskovec (obsah glaukonitu > 5 %).

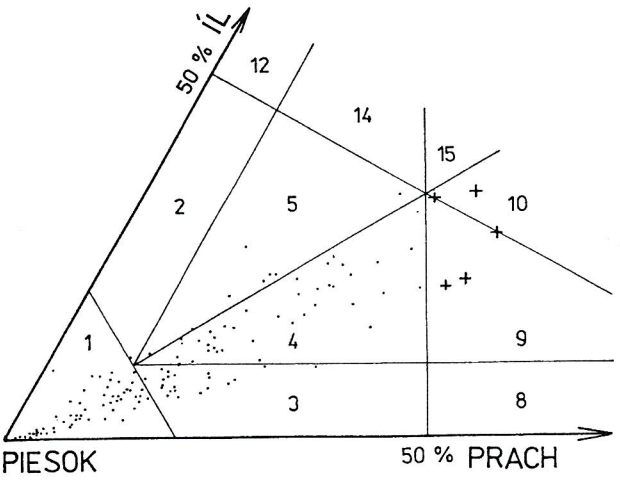
*Polohy rozpadavého pieskovca a piesku bez lavíc* vzhľadom a farbou pripomínajú pieskovce s lavicami, ale sú zreteľne menej tmelené až netmelené, pieskovec a piesok sú jemnozrnnejšie, lavice pevného pieskovca alebo chýbajú, alebo sú zriedkavé a tenké (5–10 cm). Na povrch vystupujú na severnom úpätí Cerovej vrchoviny, na S a SV od Hodejova (v okolí Konrádoviec). Vo vnútri Cerovej vrchoviny vystupujú v okolí Hajnáčky a medzi Gemerským Jabloncom a Starou Baštou. Prevláda v nich piesčitá frakcia (tab. 25), ktorej priemerné zastúpenie je 78,15 %. Najhojnejšou prímesou je prach (14,46 %), menej hojnou íl (8,23 %).

Tab. 19
Zastúpenie klastických zŕn a ílu (základnej hmoty) v pieskovcoch fiľakovského súvrstvia
Representation of clastic grains and clay (matrix) in the sandstones of Fiľakovo Formation

| A | Číslo vzorky<br>Number of sample | Kremeň<br>Quartz | K živec<br>K feldspar | Plagioklas<br>Plagioclase | Stab. úlom. hornín<br>Stable rocks fragments | Nestab. úlom. hornín<br>Unstable rocks frag. | Stab. spolu<br>Stable together | Nestab. spolu<br>Unstable together | Íl, resp. zákl. hmota<br>Clay resp. matrix |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | H 20a | 45,29 | 12,78 | 0,84 | 20,17 | 20,02 | 65,46 | 33,64 | 0,89 |
| | H 65a | 39,97 | 6,97 | 0,54 | 14,21 | 34,08 | 54,18 | 41,59 | 4,21 |
| | H 80a | 54,25 | 12,66 | 1,23 | 13,00 | 18,04 | 67,25 | 31,93 | 0,97 |
| | H 108a | 51,72 | 9,92 | 0,66 | 13,73 | 23,76 | 65,45 | 34,24 | 0,30 |
| | H 128a | 55,32 | 9,81 | 0,33 | 13,58 | 20,27 | 68,90 | 30,41 | 0,69 |
| | H 158a | 50,47 | 11,74 | 0 | 16,61 | 18,73 | 67,08 | 30,47 | 2,44 |
| | H 211a | 56,69 | 7,41 | 0,01 | 12,58 | 20,87 | 69,27 | 27,69 | 2,53 |
| | H 230a | 43,92 | 11,90 | 0,81 | 25,58 | 17,59 | 69,50 | 30,30 | 0,20 |
| | HJ 17a | 48,86 | 10,98 | 0,89 | 10,87 | 19,39 | 59,73 | 31,26 | 0,01 |
| | HJ 29a | 46,66 | 8,68 | 1,28 | 9,18 | 27,66 | 55,84 | 37,62 | 6,54 |
| | HJ 37a | 52,59 | 10,67 | 0,80 | 10,36 | 19,92 | 62,95 | 31,39 | 5,66 |
| | HJ 60a | 58,25 | 5,48 | 1,09 | 7,69 | 20,51 | 65,94 | 27,08 | 6,98 |
| | HJ 76a | 50,67 | 6,45 | 1,45 | 10,65 | 22,77 | 61,32 | 30,67 | 8,00 |
| | HV 95a | 54,12 | 7,42 | 1,57 | 10,00 | 21,13 | 64,12 | 30,12 | 5,75 |
| | HV 225 | 49,76 | 11,45 | 0,99 | 12,44 | 19,79 | 62,20 | 32,23 | 5,75 |
| | J 1a | 45,14 | 9,51 | 0,71 | 21,93 | 22,00 | 67,07 | 32,22 | 0,69 |
| | J 39a | 62,03 | 6,95 | 0,87 | 13,92 | 15,42 | 75,95 | 23,24 | 0,79 |
| | J 78a | 49,54 | 10,10 | 0,32 | 22,82 | 16,72 | 72,36 | 27,14 | 0,50 |
| | J 83a | 53,67 | 4,21 | 1,86 | 13,63 | 26,03 | 67,30 | 32,10 | 0,60 |
| | J 91a | 42,67 | 6,42 | 0,34 | 24,05 | 25,24 | 66,72 | 32,00 | 1,28 |
| | J 116a | 48,41 | 12,18 | 0,79 | 15,61 | 22,90 | 64,02 | 35,87 | 0,10 |
| | R 64 | 42,62 | 7,15 | 0,74 | 13,18 | 24,26 | 55,80 | 32,15 | 12,05 |
| | R 65 | 44,36 | 0,61 | 0,67 | 9,79 | 20,62 | 54,33 | 27,90 | 17,76 |
| B | H 8g/d | 53,77 | 0,92 | 0,61 | 24,75 | 13,95 | 78,52 | 21,48 | 0 |
| | H 8g/h | 45,30 | 12,04 | 0,61 | 24,70 | 17,23 | 70,00 | 29,88 | 0,1 |
| | H 8h/7 | 50,67 | 5,75 | 1,10 | 21,92 | 20,55 | 72,59 | 27,40 | 0,0 |
| | H 171a | 46,30 | 13,11 | 0,25 | 27,48 | 12,72 | 73,78 | 26,00 | 0,21 |
| | R 120 | 41,89 | 2,85 | - | 18,51 | 14,06 | 41,89 | 16,91 | 22,68 |
| | R 160 | 50,13 | 3,59 | - | 8,19 | 11,12 | 58,32 | 14,71 | 26,96 |
| | R 174 | 36,24 | 14,98 | 0,30 | 32,35 | 6,90 | 68,59 | 22,18 | 9,23 |
| | R 175 | 49,91 | 6,29 | 0,59 | 6,53 | 11,63 | 56,44 | 18,51 | 25,13 |
| C | F 80 | 49,73 | 5,86 | 1,60 | 13,68 | 30,19 | 63,41 | 36,67 | 0 |
| | F 100 | 59,90 | 6,71 | 1,57 | 5,14 | 14,30 | 65,04 | 26,15 | 12,38 |
| | F 104 | 59,61 | 6,38 | 1,48 | 13,41 | 19,12 | 73,02 | 26,98 | 0 |
| | L 57b | 46,07 | 5,48 | 0,72 | 7,87 | 25,47 | 53,94 | 31,67 | 14,39 |
| | M 11a | 19,87 | 3,97 | 0,85 | 2,65 | 4,66 | 22,52 | 9,48 | 68,00 |
| | M 53 | 39,23 | 6,88 | 0,81 | 18,02 | 23,06 | 57,25 | 30,75 | 12,00 |
| | M 55b | 50,25 | 9,66 | 1,80 | 19,22 | 19,06 | 69,47 | 30,52 | 0 |
| | M 59 | 66,78 | 9,59 | 0,68 | 10,62 | 12,33 | 77,40 | 18,60 | 0 |

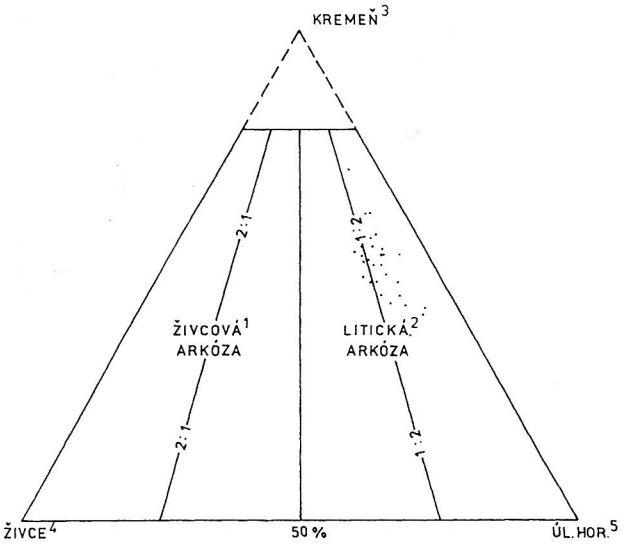
A – tachtiansky pieskovec, B – jalovský pieskovec, C – lipoviansky pieskovec (% podľa planimetrických analýz výbrusov pevných lavíc pieskovca; Danillová)
A – Tachty Sandstone, B – Jalová Sandstone, C – Lipovany Sandstone (in % according to planimetric analyses of thin sections made from solid sandstone beds; Danillová)

[x] Podiel základnej hmoty pripočítaný podľa zrnitostného rozboru rozpadavého pieskovca sprevádzajúceho lavicu pieskovca, z ktorej sa urobil výbrus
[x] Matrix portion calculated from grain-size analysis of friable sandstone accompanying sandstone bench from that thin-section was done




**Obr. 3.** Nomenklatorický diagram tachtianskeho pieskovca (podľa Gorslina in Carver, ed., 1971). 1 – piesok, 2 – ílovitý piesok, 3 – prachovitý piesok, 4 – ílovitoprachovitý piesok, 5 – prachovitoílovitý piesok, 9 – ílovitopiesčitý prach, 10 – piesčitoílovitý prach.

**Fig. 3.** Tachty Sandstone nomenclative diagram (after Gorsline in Carver, ed., 1971). 1 – sand, 2 – clayey sand, 3 – silty sand, 4 – clayey-silty sand, 5 – silty-clayey sand, 9 – clayey-sandy silt, 10 – sandy-clayey silt.




**Obr. 5.** Základný petrografický klasifikačný diagram arkózových sedimentov – tachtiansky pieskovec (podľa Kukala, 1985).

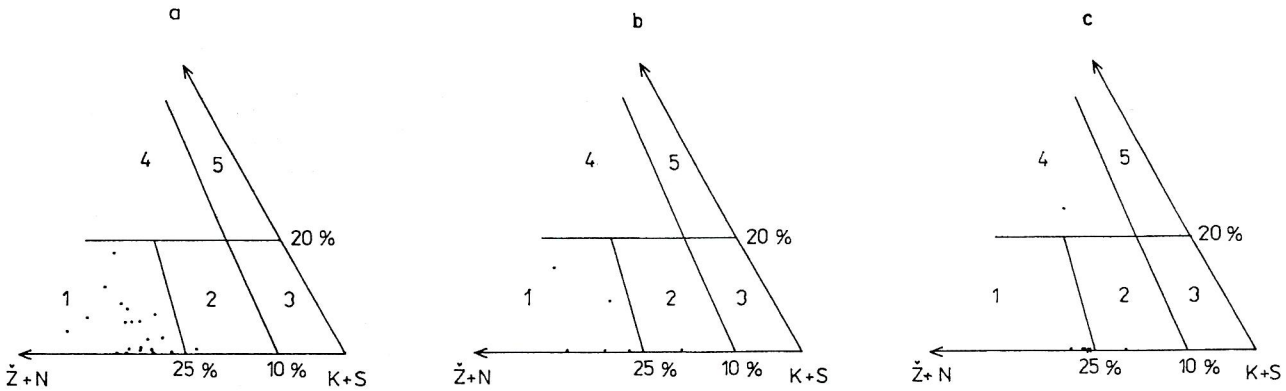
**Fig. 5.** Basic petrographic classification diagram of arkosic sandstone – Tachty Sandstone (after Kukal, 1985). 1 – feldspatic arkose, 2 – lithic arkose.

Pieskovec sa v zrnitostnom nomenklatorickom diagrame (obr. 6) premieta do poľa piesku (1), prachovitého (3) a ílovitoprachovitého piesku (4) a jediný priemet je v poli piesčitoílovitého prachu (10). Priemer stredného momentu zrnitosti Xϕ je 3,55 a väčšina analyzovaných vzoriek zodpovedá jemnozrnnému piesku. Pieskovec je veľmi zle vytriedený. Pri koeficiente strmosti alebo symetrie krivky Skϕ sú v prevahe hodnoty > 0, čiže prevláda rozptyl zŕn vo frakciách jemnejších, ako je stredný moment zrnitosti Xϕ. Koeficient špicatosti krivky Kϕ je prevažne > 3, čiže prevláda leptokurtická distribúcia zŕn. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 15,52 %, čiže pieskovec je v priemere slabo vápnitý.

*Rozpadavý pieskovec so šlírovým habitom* sa od predchádzajúcich litotypov odlišuje bridličnatým rozpadom a vizuálnym dojmom jemnozrnnosti. Na povrch vystupuje pri Hodejove, Blhovciach a na Z od Čamoviec. Prevláda (tab. 26A) piesčitá frakcia (s priemerným zastúpením 65,55 %), z prímesí prachová (22,06 %) a menej hojná je ílová (11,23 %). Pieskovec sa v zrnitostnom nomenklatorickom diagrame (obr. 7) premieta hlavne do poľa ílovitoprachovitého piesku (4), štyri priemety sú v poli prachu (9, 10) a jeden prachovitopiesčitého ílu (15).

Priemerný stredný moment zrnitosti Xϕ je 3,46 a prevažná väčšina analyzovaných vzoriek patrí do skupiny jemnozrnných pieskov. Pieskovec je extrémne zle vytriedený. Koeficient symetrie krivky Skϕ pri väčšine vzoriek je > 0, čiže rozptyl zŕn je v jemnejších frakciách ako stredný moment zrnitosti. Koeficient špicatosti krivky Kϕ bol pri všetkých analyzovaných vzorkách < 3, distribúcia zŕn je teda platykurtická. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 19,79 %, čiže pieskovec je slabo vápnitý.

Pieskovcové vrstvy so šlírovým habitom sprevádzajú vrstvy prachovca, v ktorých prachová frakcia prevažuje,




**Obr. 4.** Základné petrografické klasifikačné diagramy tachtianskeho pieskovca (a), jalovského pieskovca (c) a lipovianskeho pieskovca (b) (podľa Gorslina in Carver, ed., 1971). 1 – arkóza, 2 – arkózový pieskovec, 4 – droba, Ž + N – živce + nestabilné, K + S – kremeň + stabilné úlomky.

**Fig. 4.** Basic petrographic classification diagrams for the Tachty Sandstone (a) Jalová Sandstone (c), Lipovany Sandstone (b) (after Gorsline in Carver, ed., 1971). 1 – arkose, 2 – arkosic sandstone, 4 – greywacke, Ž + N – feldspars + unstable, K + S – quartz + fragments of stable rocks.

Tab. 20
Percentuálne zastúpenie klastických zŕn, glaukonitu, tmelu, základnej hmoty a prázdnych pórov v pevných pieskovcových laviciach fiľakovského súvrstvia (%) (podľa planimetrických analýz Danillovej)
Representation of clastic grains, glauconite, cement, matrix and void pores in solid sandstone benches of the Fiľakovo Formation (in %) (according to planimetric analyses of Danillová)

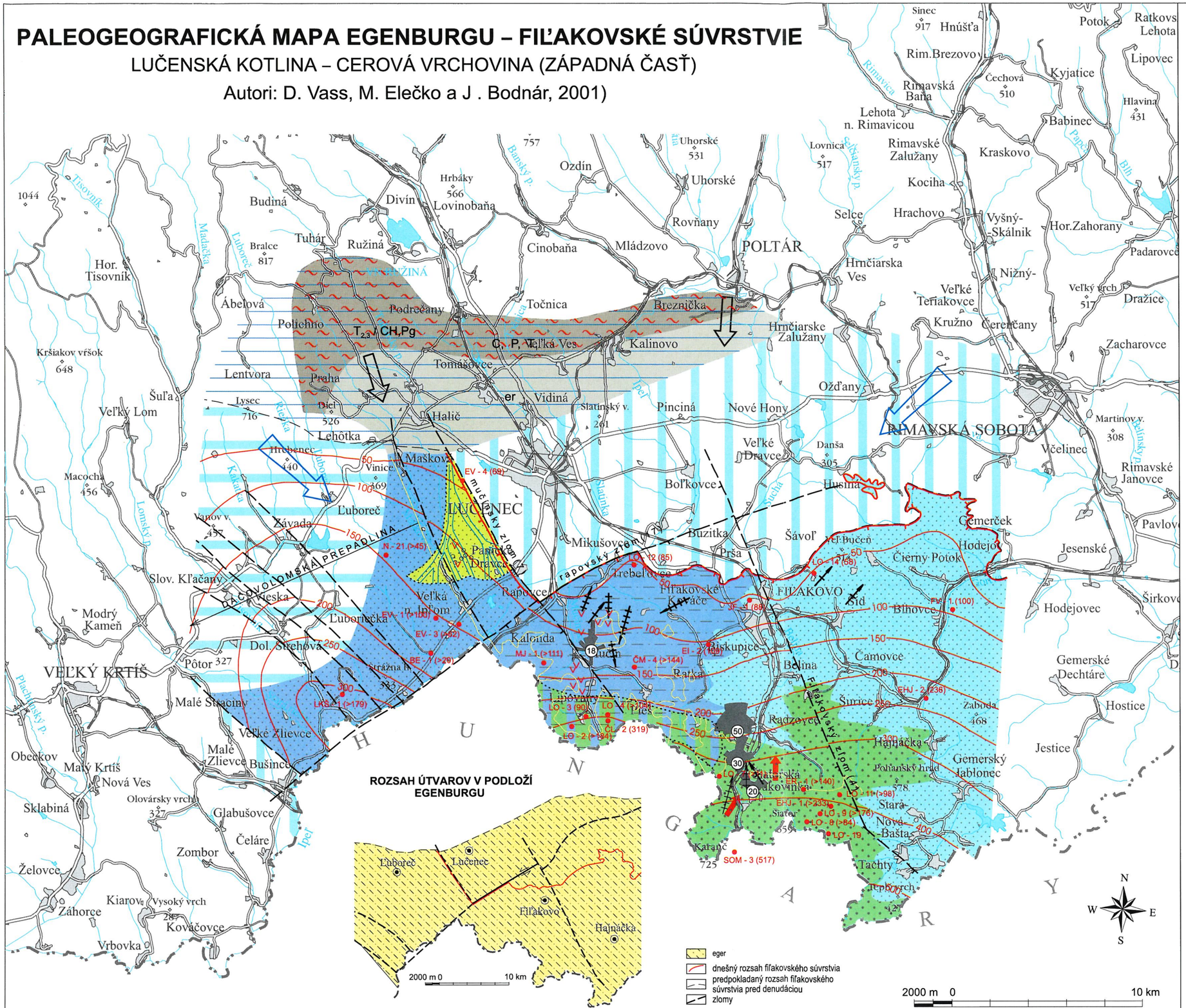
| Vzorka<br>Sample | Klast. zrná<br>Clast. grains | Glaukonit<br>Glauconite | Tmel<br>Cement | Prázdne póry<br>Void pores | Tmel + póry<br>Cement + pores | Zákl. hmota<br>Matrix | Minerál. zložka tmelu<br>Mineral comp. of cement |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A – tachtiansky pieskovec/Tachty Sandstone | | | | | | | |
| H 20a | 34,16 | 13,14 | 43,10 | 9,60 | 52,70 | | karbonatický |
| H 62 | 59,80 | 3,78 | 34,20 | 2,20 | 36,40 | | karbonatický |
| H 80a | 55,26 | 4,74 | 39,50 | 0,50 | 40,00 | | karbonatický |
| H 108a | 56,52 | 11,14 | 31,40 | 1,30 | 32,70 | | karbonatický |
| H 128a | 53,30 | 3,60 | 42,80 | 0,30 | 43,10 | | karbonatický |
| H 132a | 57,45 | 2,05 | 26,50 | 14,00 | 30,50 | | karbonatický |
| H 158a | 62,90 | 3,10 | 28,20 | 5,80 | 34,00 | | karbonatický |
| H 174a | 49,95 | 10,25 | 37,00 | 2,80 | 39,80 | | karbonatický |
| H 190a | 44,05 | 10,25 | 40,40 | 5,30 | 45,70 | | karbonatický |
| H 230a | 78,85 | 5,95 | 7,20 | 18,00 | 25,20 | | karbonatický |
| J 1a | 60,42 | 3,78 | 30,80 | 6,80 | 37,40 | | karbonatický |
| J 39a | 60,33 | 6,77 | 28,40 | 4,50 | 32,90 | | karbonatický |
| J 78a | 58,73 | 2,77 | 28,00 | 10,50 | 38,50 | | karbonatický |
| J 84a | 53,83 | 8,20 | 34,70 | 3,30 | 38,00 | | karbonatický |
| J 91a | 57,67 | 5,93 | 35,90 | 0,50 | 36,40 | | karbonatický |
| J 116a | 57,10 | 0,79 | 30,00 | 12,20 | 42,20 | | karbonatický |
| HJ 17a | 44,21 | 1,72 | 53,60 | 0,47 | 54,07 | | karbonatický |
| HJ 29a | 42,57 | 3,38 | 52,80 | 1,45 | 54,25 | | karbonatický |
| HJ 37a | 55,35 | 1,17 | 40,82 | 2,66 | 43,48 | | karbonatický |
| HJ 60a | 52,89 | 2,94 | 39,33 | 4,84 | 44,17 | | karbonatický |
| HJ 76a | 50,87 | 2,78 | 45,30 | 1,05 | 46,35 | | karbonatický |
| HV 95a | 49,58 | 0,45 | 49,38 | 0,61 | 50,99 | | karbonatický |
| HV 225 | 43,64 | 8,24 | 42,44 | 5,68 | 47,10 | | karbonatický |
| Ø | 53,89 | 5,08 | 36,60 | 4,97 | 40,65 | | |
| B – jalovský pieskovec/Jalová Sandstone | | | | | | | |
| H 176a | 60,02 | 3,58 | 33,10 | 3,30 | 36,40 | 0 | karbonatický |
| H 171a | 57,78 | 3,92 | 36,50 | 1,80 | 38,30 | 0 | karbonatický |
| R 160 | 35,50 | 2,00 | 49,40 | 0 | 49,40 | 13,1 | karbonatický |
| R 167 | 55,65 | 0 | 29,20 | 15,50 | 44,70 | 0 | karbonatický |
| R 174 | 48,20 | 0 | 25,00 | 21,90 | 46,90 | 4,9 | karbonatický |
| HV 230a | 62,17 | 1,43 | 6,41 | 30,00 | 36,40 | 0 | karbonatický |
| R 120 | 60,36 | 1,62 | 17,45 | 2,40 | 19,69 | 18,18 | karbonatický |
| R 175 | 45,10 | 0 | 31,34 | 1,60 | 32,94 | 21,96 | karbonatický |
| R 192 | 73,50 | 0 | 23,38 | 3,12 | 26,50 | 0 | kremito-limonit. |
| H 8d/l | 63,05 | 4,87 | 27,20 | 4,88 | 32,08 | 0 | karbonatický |
| H 8g/d | 86,80 | 4,74 | 5,00 | 3,46 | 8,50 | 0 | karbonatický |
| H 8g/h | 66,47 | 5,22 | 26,64 | 1,67 | 28,01 | 0 | karbonatický |
| H 8h/7 | 55,86 | 5,44 | 37,39 | 1,61 | 39,00 | 0 | karbonatický |
| Ø | 59,27 | 2,49 | 26,77 | 7,60 | 33,80 | 14,54 | |
| C – Lipoviansky pieskovec/Lipovany Sandstone | | | | | | | |
| M 11a | 22,11 | 9,85 | – | 1,55 | 1,55 | 66,49 | |
| M 53 | 84,79 | 1,16 | – | 2,33 | 2,33 | 11,72 | |
| M 55b | 77,04 | 5,60 | 14,38 | 2,98 | 17,36 | 0 | karbonatický |
| M 59 | 59,20 | 0 | 39,75 | 1,05 | 40,80 | 0 | karbonatický |
| F 80 | 74,68 | 6,16 | 11,60 | 7,56 | 18,16 | 0 | karbonatický |
| F 100 | 41,75 | 6,98 | 23,26 | 0,78 | 24,04 | 27,23 | karbonatický |
| F 104 | 69,44 | 8,28 | 14,60 | 7,62 | 22,22 | 0 | karbonatický |
| L 19 | 68,62 | 9,88 | 20,12 | 1,38 | 21,50 | 0 | kremitý |
| L 20 | 67,80 | 5,29 | 21,37 | 5,54 | 26,91 | 0 | kremitý |
| L 57b | 40,44 | 7,29 | 47,87 | 3,40 | 51,27 | 0 | karbonatický |
| L 71 | 62;64 | 6,42 | 25,77 | 5,17 | 30,94 | 0 | kremitý |
| Ø | 60,77 | 6,09 | 24,30 | 3,58 | 23,42 | 35,15 | |

karbonatický – carbonatic, kremito-limonit. – siliceous-limonitic, kremitý – quartzy

# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA EGENBURGU – FIĽAKOVSKÉ SÚVRSTVIE

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autori: D. Vass, M. Elečko a J . Bodnár, 2001)




### PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI

OBLASTI DENUDÁCIE A ERÓZIE

1 predpokladaný plochý reliéf

2 predpokladaný strmý reliéf

OBLASTI SEDIMENTÁCIE

morské oblasti

3 deltová oblasť

4 oblasť plytkého šelfu s obmedzenými podmienkami života bentickej fauny

5 oblasť šelfu s piesočnými vlnami

6 oblasť otvoreného šelfu

7 oblasť šelfu s piesočnými vlnami zakrytá sedimentmi otvoreného šelfu

8 a b predpokladaný rozsah súvrstvia: a) pred denudáciou, b) v podloží mladších súvrství

### GENERALIZOVANÉ ZOBRAZENIE PETROGRAFICKEJ POVAHY A VEKU HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI

9 oblasť budovaná sedimentmi ($T_{1-3}$ – spodný až vrchný trias, J – jura, Pg – paleogén, er – eger)

10 oblasť budovaná metamorfitmi (C – karbón, P – perm)

### LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE

11 vápnitý piesok a prach

12 jemnozrnný a strednozrnný piesok

13 strednozrnný a hrubozrnný piesok

14 štrk

15 kyslý tuf

### OSTATNÉ SYMBOLY

16 dnešný erózny okraj súvrstvia

17 predpokladaný intraegenburský erózny okraj súvrstvia

18 100 izolínie hrúbky v m

19 dnešný erózny okraj bukovinského súvrstvia

20 obmedzenie predpokladaného deltového telesa

21 syngenetické a epigenetické zlomy

22 schematické zobrazenie drenážnej siete

23 predpokladaný smer prínosu klastického materiálu

24 predpokladaný smer morskej transgresie

25 a 20 b diagramy azimutu šikmého zvrstvenia: a) väčší počet meraní, b) ojedinelé merania

26 FV - 1 (160) označenie vrtu (hrúbka fiľakovského súvrstvia v m)

27 prevládajúce smery prúdenia pri morskom vzdúvaní

**Supplement 4**

**PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE EGGENBURGIAN – FIĽAKOVO FM.**

PALEOGEOGRAPHIC AREAS: AREAS OF DENUDATION AND EROSION
- 1 – flat relief assumed
- 2 – steep relief assumed

AREAS OF SEDIMENTATION

*Marine areas*
- 3 – delta area
- 4 – area of shallow shelf with restricted conditions of benthonic animals life
- 5 – shelf area with sandy waves
- 6 – open shelf area
- 7 – shelf area with sandy waves covered by deposits of open shelf
- 8 – assumed extension of formation: 8a – before denudation, 8b – buried by younger deposits

GENERALIZED PETROGRAPHIC CHARACTER AND AGE OF ROCKS IN THE SOURCE AREA
- 9 – area built up by sediments ($T_{1-3}$ – Lower to Upper Triassic, J – Jurassic, Pg – Paleogene, er – Egerian)
- 10 – area built up by metamorphites (C – Carboniferous, P – Permian)

LITHOFACIES OF SEDIMENTATION AREAS
- 11 – calcareous sand and silt
- 12 – fine- to medium-grained sand
- 13 – medium- to coarse-grained sand
- 14 – gravel
- 15 – acid tuff

OTHER SYMBOLS
- 16 – recent erosional margin of the formation
- 17 – assumed intra-Eggenburgian erosional margin of the formation
- 18 – thickness isolines in m
- 19 – recent erosional margin of Bukovinka Formation
- 20 – delimitation of assumed delta body
- 21 – syn- and epigenetic faults
- 22 – scheme of drainage network
- 23 – assumed direction of clastic material transport
- 24 – assumed direction of sea transgression
- 25 – diagrams of cross-bedding azimuths: 25a – greater number of measurements, 25b – rare measurements
- 26 – borehole thickness of Fil'akovo Fm. in metres
- 27 – prevailing directions of tidal currents

Tab. 21

Pomer medzi nestabilnými úlomkami hornín a živcami – N/Ž
A – tachtiansky pieskovec, B – jalovský pieskovec, C – lipoviansky pieskovec
Ratio between nonstable rock fragments and feldspars – N/F
A –Tachty Sandstone, B – Jalová Sandstone, C – Lipovany Sandstone

| A N/Ž Nonstable rocks/feldspars | B N/Ž Nonstable rocks/feldspars | C N/Ž Nonstable rocks/feldspars |
|---|---|---|
| 1,58 | 1,30 | (0,78) |
| 1,67 | 1,49 | 1,76 |
| 2,27 | 0,95 | 4,09 |
| 2,00 | 3,09 | 3,26 |
| 1,30 | 4,93 | 3,86 |
| 1,60 | 1,69 | 2,43 |
| 2,06 | 0,45 | 1,72 |
| 1,46 | 0,35 | 1,20 |
| 1,02 | 1,10 | (0,97) |
| 2,39 | 1,75 | 1,66 |
| 1,38 | 0,42 | 3,00 |
| 1,60 | 0,69 | 3,90 |
| 1,76 | 3,00 | |
| 1,97 | 1,85 | |
| 2,15 | 1,36 | |
| 3,73 | | |
| 2,35 | | |
| 1,59 | | |
| 1,74 | | |
| 2,78 | | |
| 1,63 | | |
| 2,88 | | |
| 3,12 | | |
| 2,49 | | |
| 4,54 | | |
| 2,54 | | |
| 4,28 | | |
| 2,09 | | |
| 2,83 | | |
| 3,08 | | |
| Ø 2,19 | Ø 1,63 | Ø 2,68 |

Tab. 22

Parametre zrelosti (pomer medzi stabilnými a nestabilnými zrnami) – S/N
A – tachtiansky pieskovec, B – jalovský pieskovec, C – lipoviansky pieskovec
Maturity parameters (ratio between stable and nonstable grains) – S/N
A –Tachty Sandstone, B – Jalová Sandstone, C – Lipovany Sandstone

| A S/N Stable grains/ Nonstable grains | B S/N Stable grains/ Nonstable grains | C S/N Stable grains/ Nonstable grains |
|---|---|---|
| 2,16 | (2,03) | 5,22 |
| 1,64 | 2,48 | 2,39 |
| 1,91 | 2,83 | 1,70 |
| 2,27 | 3,96 | 1,48 |
| 2,16 | 4,15 | 1,35 |
| 2,20 | 3,05 | 2,76 |
| 2,41 | 3,09 | 2,88 |
| 1,94 | 5,20 | 3,42 |
| 2,27 | 3,72 | 2,37 |
| 1,87 | 3,20 | 2,27 |
| 2,29 | 2,65 | 1,86 |
| 2,67 | 3,65 | 1,73 |
| 1,78 | 2,34 | |
| 3,27 | 3,13 | |
| 2,04 | (5,08) | |
| 2,06 | | |
| 2,44 | | |
| 1,93 | | |
| 2,00 | | |
| 1,48 | | |
| 1,91 | | |
| 2,00 | | |
| 2,43 | | |
| 3,51 | | |
| 1,30 | | |
| 2,72 | | |
| 2,10 | | |
| 1,64 | | |
| 1,95 | | |
| 1,73 | | |
| Ø 2,12 | Ø 3,33 | Ø 2,29 |

ale zastúpenie piesčitej frakcie je iba o málo menšie. Je to hrubý prach s priemernou hodnotou Xϕ 4,70 (tab. 26B).

Najmä v pieskovcových vrstvách so šlírovým habitom sa zistila morská mikrofauna so spodnomiocénnymi druhmi a poddruhmi *Globigerina primordius* Blow et Banner, *G. woodi woodi* Jenkins, *G. praebulloides* Blow et Banner, *Uvigerina parviformis* Papp et Turnovsky, *U. bononiensis primiformis* Papp et Turnovsky, *U. parkeri breviformis* Papp et Turnovsky a *Cibicidoides borislavensis*. Veľmi ojedinelé sú nálezy mäkkýšov *Leda* cf. *gracilis* Desh., *Digitalina* cf. *burdigalensis* Desh., *Phacoides schloenbachi* (Koenen), *Pitaria beyrichi* (Samper), *Angulus nystii* (Desh.), *Tracia faba* Sandberger, *Venericardia scalaris* a *Corbula* sp. (Kantorová in Vass et al., 1981, 1983; Vass, 1960; Ondrejičková in Vass et al., 1981).

Spoločenstvo nanoflóry sa skladá z druhov bežných v zóne NN 2 – *Cyclococcolithus rotula* Camptner, *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, *H. carteri* (Wallich) Kamptner, *Reticulofenestra excavata* Lehotayová a *R.* cf. *pseudoumbilica* (Gartner) Gartner (Lehotayová in Vass et al., 1981, 1983).

Zo sporomorf sa našiel *Tonoisporis* sp., palmy rodu *Arecipites, Myricipites myricoides* Pf. Th., *Cyryapollenites simplex* R. Pot., *Pterocarya pollenites stellatus* R. Pot., *Juglanspollenites versus* R. Pot., *Liquidambarpollenites styracifluaeformis* (R. Pot.) E. Nagy a *Ulmipollenites undulosus* R. Pot. Ide o spoločenstvo zóny MF 1 (vrchný eger – spodný egenburg; Planderová in Vass et al., 1981).

**Jalovský pieskovec** je odkrytý na svahu chrbta Cerovej vrchoviny prebiehajúceho na JV od Beliny (medzi kótou Belinský vrch a Monica), na svahoch Pohanského vrchu na JZ od Hajnáčky a na východnom svahu chrbta Dunivá hora – Mačací vrch, v širšom okolí Šiatorskej Bukovinky na svahoch kóty Šiator, Lazy a Karanč, v okolí Čakanoviec, na hrebeni tvoriacom štátnu hranicu s Maďarskom na Z od Čakanoviec, na Z a J od Tácht. Spravidla leží nad tachtianskym pieskovcom alebo sa s ním a s lipovianskym pieskovcom a čakanovskými vrstvami čiastočne laterálne zastupujú.

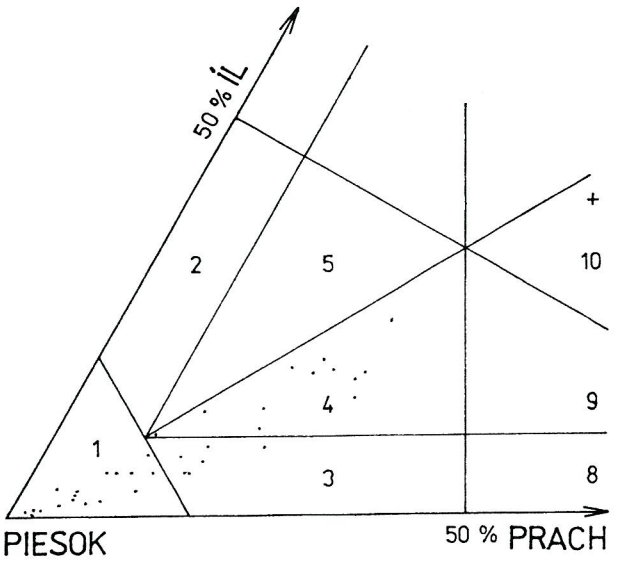
Vrstvy hrubé okolo 100–150 m tvorí sivý, vo zvetranom stave hnedý až hnedohrdzavý pieskovec, majú veľké šikmé zvrstvenie a sú v nich pevné pieskovcové lavice. Obsahujú makroskopicky rozoznateľný glaukonit, ktorý tvorí zhluky, ale jeho priemerné zastúpenie (od 0 do 5,44 %) nie je vysoké (tab. 20B).

Zo sedimentárnych textúr možno okrem šikmého zvrstvenia pozorovať aj erózne korytá a laminky prachovca a ílovca. V pieskovci sa vyskytujú tenké šošovkovité polohy drobnozrnného zlepenca, závalky ílovca veľké 1 cm (ojedinele až 8 cm) a stopy po bioturbácii. Od bázy nahor zrnitosť pieskovca klesá.

Tab. 23
Pomer medzi zrnami draselných živcov a plagioklasov – K/P
A – tachtiansky pieskovec, B – jalovský pieskovec, C – lipoviansky pieskovec
Ratio between potassium feldspar and plagioclase grains – K/P
A –Tachty Sandstone, B – Jalová Sandstone, C – Lipovany Sandstone

| A K/P | B K/P | C K/P |
|---|---|---|
| 26,88 | 11,38 | 6,00 |
| 13,65 | 13,45 | 9,99 |
| 17,68 | 52,54 | 7,61 |
| 30,29 | Ø | 7,60 |
| 10,30 | Ø | 5,01 |
| Ø | 10,61 | 4,30 |
| 22,20 | 50,00 | 4,27 |
| 15,09 | 11,22 | 15,47 |
| 11,34 | 17,53 | 4,69 |
| 9,17 | Ø | 5,36 |
| 14,75 | Ø | 8,59 |
| 31,55 | 27,92 | 3,67 |
| 15,32 | 5,23 | |
| 7,97 | 11,36 | |
| 10,02 | 19,71 | |
| 19,12 | | |
| 4,72 | | |
| 11,59 | | |
| 13,31 | | |
| 6,79 | | |
| 12,35 | | |
| 4,46 | | |
| 5,02 | | |
| 5,66 | | |
| 12,87 | | |
| 13,21 | | |
| 2,26 | | |
| 6,96 | | |
| 9,85 | | |
| 9,71 | | |
| Ø 12,21 | Ø 20,99 | Ø 6,34 |

K – potassium feldspar grains
P – plagioclase grains




**Obr. 6.** Nomenklatorický diagram tachtianskeho pieskovca bez lavíc (podľa Gorslina in Carver, ed., 1971). 1 – piesok, 3 – prachovitý piesok, 4 – ílovitoprachovitý piesok, piesčitoílovitý prach, 10 – piesčitoílovitý prach.

**Fig. 6.** Nomenclative diagram of Tachty Sandstone without solid sandstone benches (after Gorsline in Carver, ed., 1971). 1 – sand, 3 – silty sand, 4 – clayey-silty sand, 10 – sandy-clayey silt.

Šikmé zvrstvenie, ktoré je najnápadnejšou textúrou jalovského pieskovca, tvorí veľké zväzky (výška zväzkov kolíše od 2,4 do 12,6 m). Medzi veľkosťou zväzkov šikmého zvrstvenia, t. j. veľkosťou vrstvovej formy (*bed form*), a hrúbkou zrna pieskovca je priamoúmerný vzťah: čím je zrnitosť hrubšia, tým vyšší je zväzok šikmého zvrstvenia. Zväzky netvoria laminy, ale vrstvičky nerovnakej hrúbky od 2,0 do 17,0 cm. Sklon šikmého zvrstvenia kolíše od 10 do 34° a vrstvy šikmého zvrstvenia majú tangenciálny alebo planárny tvar. Na priečnom reze možno vo vrstvičkách pozorovať textúru zosúvania piesku (*sand flow*). Sú to šošovky pieskovca vzniknuvšie pri zosúvaní piesku po strmom svahu duny. Vrstvičky zväzkov majú vnútornú textúru, pozitívnu gradáciu, na ich báze je hrubozrnný piesok alebo veľmi drobný štrk (štrčík).

Drobnozrnný zlepenec tvoria dobre opracované obliaky rezistentných hornín, najmä čiernych, hnedých a tmavozelených rohovcov a mliečneho kremeňa.

Pieskovec miestami obsahuje drvinu hrubostenných schránok morských organizmov.

V pieskovcových vrstvách (tab. 27) dosahuje piesčitá frakcia až 96,8 %, prímesou je prach a drobný štrk, kým ílová prímes je zanedbateľná. Pieskovec sa v zrnitostnom nomenklatorickom diagrame premieta výlučne do poľa piesku (obr. 8). Priemerný stredný moment zrnitosti Xϕ je 1,51. Prevažná väčšina analyzovaných vzoriek zodpovedá strednozrnnému piesku. Piesok je priemerne vytriedený. Vysoko prevládajú hodnoty koeficienta symetrie zrnitosti Skϕ > 0, čiže väčšina zŕn je rozptýlená vo frakciách jemnejších ako stredné zrno. Koeficient špicatosti krivky Kϕ > 3, čo znamená, že krivky sú leptokurtické. Priemerný

Tab. 24
Ťažké minerály – tachtiansky pieskovec (fácia rozpadavého pieskovca), Marková (1967; v %)
Heavy minerals – Tachty Sandstone (friable sandstone facies), Marková (1967; in %)

| Číslo vzorky Numb. of sampl. | Granát Garnet | Rutil Rutile | Turmalín Tourmaline | Titanit Titanite | Anatas Anatase | Staurolit Staurolite | Distén Distene | Zirkón Zircon | Apatit Apatite | Biotit Biotite | Chlorit Chlorite | Muskovit Muscovite | Amfibol Hornblende | Pyroxén Pyroxene | Limonit Limonite | Ilmenit Ilmenite | Karbonát Carbonate | Leukoxén Leucoxene | Fosfát Phosphate |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| HV-222 | 49 | 0,8 | 1 | 2 | 2 | 1 | 0,9 | 0,9 | 0,4 | 1 | 3 | 3 | 5 | 2 | 19 | 7 | 1 | 1 | - |
| HV-265 | 71 | 2 | 1 | 0,8 | 0,1 | 1 | 0,2 | 0,8 | 0,3 | 2 | 0,8 | 1 | 1 | 2 | 11 | 5 | - | - | - |
| Hd-2 | 70 | 2 | 1 | 2 | 0,9 | 1 | - | 1 | 0,9 | 0,9 | 0,8 | 0,9 | 0,7 | - | 12 | 5 | 0,9 | - | - |
| Hd-24 | 26 | 4 | 2 | 2 | 0,9 | 5 | 0,9 | 0,9 | 2 | 1 | 3 | 4 | 0,2 | 0,9 | 38 | 5 | - | 4 | 3,2 |
| Hd-182 | 56 | 3 | 2 | 5 | 3 | 4 | 0,8 | 0,1 | 1 | 6 | 0,1 | - | 2 | 2 | 9 | 4 | - | 2 | - |
| Hj-25 | 56 | 3 | 0,5 | 2 | 0,4 | 3 | 0,2 | 0,6 | 0,5 | 3 | 3 | 3 | 0,2 | 0,2 | 14 | 9 | 1 | 0,2 | 0,2 |
| Hj-62 | 38 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | - | 2 | 2 | 3 | 16 | 4 | - | 0,4 | 16 | 7 | 2 | 0,6 | - |
| Hj-73 | 31 | 5 | 1 | 3 | 2 | 0,8 | - | 0,8 | 0,9 | 0,3 | 3 | - | 0,2 | - | 12 | 5 | 39 | - | 0,1 |
| Hj-114 | 22 | 0,3 | 0 | 3 | 1 | 0,8 | - | 0,6 | 1 | 5 | 11 | 6 | 1 | 0,2 | 8 | 3 | 36 | 0,7 | - |

Tab. 25
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu $CaCO_3$ – vrstvy rozpadavého pieskovca bez lavíc (tachtiansky pieskovec)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and $CaCO_3$ contents – friable sandstones without benches (Tachty Sandstone)

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variač. koef. Variat. coef. | Geom. priem. Geom. mean |
|---|---|---|---|---|---|
| % piesok sand | 36 | 46,10 | 15,301 | 19,579 | 76,506 |
| prach silt | 36 | 1,70 | 8,70 | 60,152 | 11,303 |
| íl clay | 36 | 0,20 | 6,441 | 78,239 | 5,371 |
| Md | 36 | | 0,044 | 43,060 | 0,094 |
| So | 36 | 0,042 1,27 | 0,631 | 31,109 | 1,953 |
| Xϕ | 36 | 2,23 | 0,691 | 19,49 | 3,477 |
| σϕ | 36 | 0,88 | 1,141 | 51,534 | 1,988 |
| Skϕ | 36 | - | 0,793 | 65,370 | - |
| Kϕ | 36 | 0,064 0,065 | 3,592 | 79,415 | 2,429 |
| % $CaCO_3$ | 31 | 0,70 | 9,164 | 59,034 | 10,945 |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 36 | 4 / 11,12 % | 23 / 88,8 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 36 | 15 / 41,66 % | 21 / 58,33 % |

obsah $CaCO_3$ je 6,17 %, ale v pieskovcových laviciach býva podstatne vyšší (25–49 %).

Podľa Danillovej (in Vass, ed., 1987) je pieskovec siliciklastický. Jeho prevládajúcou klastickou zložkou je kremeň (36,9–70,9 %) s prevahou úlomkov stabilných hornín (8,7–38,2 %) nad nestabilnými (4,16–19,43 %). Zo živcov sú v prevahe draselné (3,64–12,75 %), kým plagioklasy sú zastúpené do 1,0 % (tab. 19B) alebo úplne chýbajú. V niektorých pieskovcových polohách vôbec nie je ílový matrix (tab. 20B). Podľa petrografického zloženia možno pieskovec charakterizovať ako arkózu a arkózovitý pieskovec (obr. 4c). V petrografickom nomenklatorickom diagrame kremeň – živec – úlomky hornín sa pieskovec premieta do poľa litických arkóz (obr. 9). Pevný pieskovec s hojným vápnitým tmelom je vápnitá litická arkóza.

Pomer medzi nestabilnými úlomkami hornín a živcami (N/Ž) pri 67 % analyzovaných vzoriek je v prospech nestabilných úlomkov, N/Ž > 1 (1,10–3,90), čiže väčšina pieskovcových polôh patrí medzi litické pieskovce, kým zvyšok (33 %, 5 vzoriek z 15) medzi živcové pieskovce (pomer N/Ž kolíše od 0,35 do 0,95). Priemerná hodnota pri litických pieskovcoch je 1,63 (tab. 21B), t. j. nižšia ako pri tachtianskych. Priemerná hodnota pri živcových pieskovcoch je 0,57.

Pomer medzi stabilnými a nestabilnými klastmi pieskovca (parameter zrelosti S/N) kolíše od 2,03 do 5,20, ale pri väčšine vzoriek od 2,5 do 4 (tab. 22B). Priemer po vylúčení dvoch

Tab. 26
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu $CaCO_3$ – pieskovce a prachovce so šlírovým habitom (tachtiansky pieskovec)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and $CaCO_3$ content – sandstones and siltstones with Schlier appearance (Tachty Sandstone)

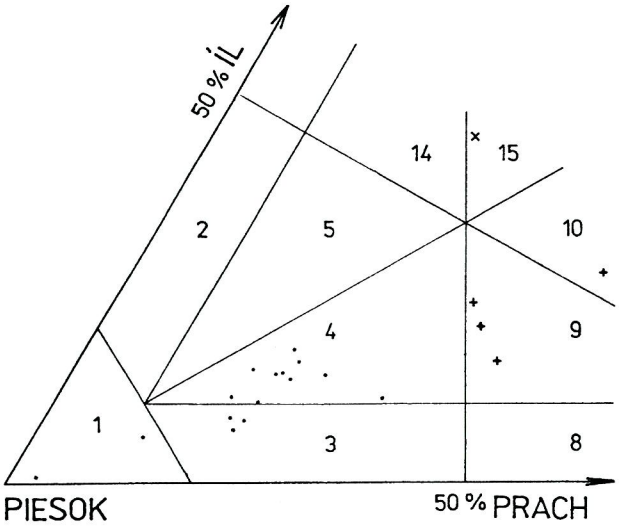
| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. | Geom. priem. Geom. mean |
|---|---|---|---|---|---|
| Pieskovce Sandstones | | | | | |
| % štrk gravel | 16 | 0,00 | 3,506 | 293,753 | - |
| piesok sand | 16 | 39,80 | 12,341 | 18,834 | 64,366 |
| prach silt | 16 | 2,60 | 7,967 | 36,125 | 19,686 |
| íl clay | 16 | 0,80 | 4,938 | 43,972 | 9,437 |
| K ϕ | 16 | 0,034 | 0,134 | 111,60 | 0,093 |
| So | 16 | 1,531 | 0,691 | 26,777 | 2,491 |
| X ϕ | 16 | 1,126 | 0,848 | 24,519 | 3,314 |
| σ ϕ | 16 | 2,043 | 1,247 | 32,239 | 3,679 |
| Sk ϕ | 16 | -0,027 | 0,288 | 181,448 | - |
| Kϕ | 16 | 0,044 | 0,740 | 131,815 | 0,301 |
| % $CaCO_3$ | 15 | 8,680 | 5,236 | 26,455 | 19,082 |
| Prachovce Siltstones | | | | | |
| % piesok sand | 4 | 21,70 | 7,080 | 20,870 | 33,029 |
| prach silt | 4 | 39,20 | 5,509 | 10,190 | 44,025 |
| íl clay | 4 | 15,90 | 4,234 | 19,38 | 21,423 |
| Md | 4 | 0,018 | 0,006 | 22,227 | 0,026 |
| So | 4 | 2,517 | 0,448 | 13,671 | 3,246 |
| Xϕ | 4 | 4,487 | 0,172 | 3,666 | 4,698 |
| σϕ | 4 | 3,801 | 0,821 | 16,142 | 5,018 |
| Skϕ | 4 | -0,062 | 0,021 | 69,648 | - |
| Kϕ | 4 | 0,081 | 0,070 | 52,165 | 0,121 |
| % $CaCO_3$ | 3 | 13,01 | 3,888 | 21,508 | 17,635 |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 16 | 3 / 18,75 | 13 / 8,1 |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 16 | 16 / 100 % | - |

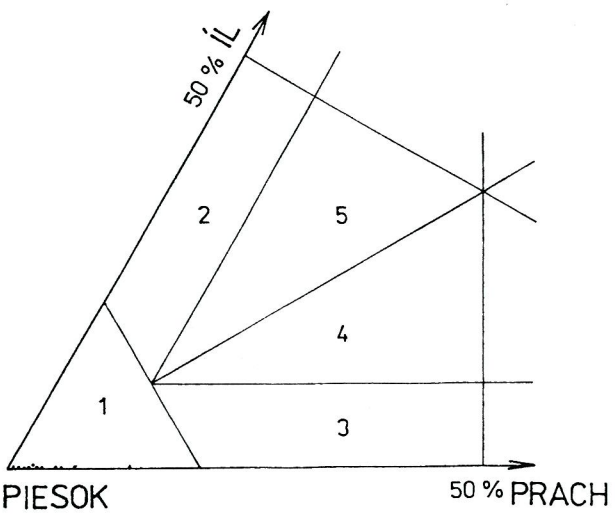
| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 4 | 4 | - |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 4 | 4 | - |




**Obr. 7.** Nomenklatorický diagram tachtianskeho pieskovca so šlírovým habitom (podľa Gorslina in Carver, ed., 1971). 1 – piesok, 3 – prachovitý piesok, 4 – ílovitoprachovitý piesok, 9 – ílovitopiesčitý prach, 10 – piesčitoílovitý prach, 15 – prachovitopiesčitý íl.

**Fig. 7.** Nomenclative diagram of the Tachty Sandstone with Schlier habit (after Gorsline in Carver, ed., 1971). 1 – sand, 3 – silty sand, 4 – clayey-silty sand, 9 – clayey-sandy silt, 10 – sandy-clayey silt, 15 – silty-sandy clay.




**Obr. 8.** Nomenklatorický diagram jalovského pieskovca v doline Jalová samota (podľa Gorslina in Carver, ed., 1971). 1 – piesok.

**Fig. 8.** Nomenclative diagram of the Jalová Sandstone in the Jalová samota valley (after Gorsline in Carver, ed., 1971). 1 – sand.

krajných hodnôt je 3,33, teda vyšší ako pri tachtianskom pieskovci, ale aj tak relatívne nízky (napr. v porovnaní s pieskovcami Českého masívu) a svedčí o relatívne malej zrelosti pieskovca jalovských vrstiev.

Pomer medzi draselnými živcami a plagioklasmi (K/P) kolíše od 5,23 do 52,54 a v štyroch vzorkách sa plagioklasy nezistili vôbec (tab. 23B). Priemer pri zostávajúcich 11 vzorkách je 20,99, čiže relatívne vysoký a podobne ako pri tachtianskych pieskovcov súvisí s podielom syngenetickej vulkanogénnej prímesi.

Pieskovec je tmelený karbonatickým, ojedinele aj kremito-železitým tmelom. Zastúpenie tmelu kolíše od 5 do 49,4 % (tab. 20B).

V jalovských vrstvách sa morská fauna vyskytuje veľmi sporadicky. Vo výplavoch sa zistili ojedinelé plytkovodné formy, ako je *Ammonia* ex gr. *beccarii* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll) a *Florilus boeanus* (d'Orb.; Kantorová in Vass et al., 1983).

Tab. 27
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov jalovského pieskovca
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contens of Jalová Sandstone

| A | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. | Geom. priem. Geom. mean |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| % Štrk gravel | 33 | 0,00 | 6,70 | 1,103 | 1,789 | 162,253 | |
| Piesok sand | | 87,50 | 99,50 | 96,801 | 3,00 | 3,10 | 96,753 |
| Prach silt | | 0,00 | 7,05 | 1,507 | 1,554 | 103,084 | - |
| Íl clay | | 0,00 | 0,40 | 0,063 | 0,103 | 163,299 | - |
| Md | 27 | 0,213 | 0,528 | 0,312 | 0,063 | 20,290 | 0,307 |
| So | | 1,523 | 2,317 | 1,880 | 0,196 | 10,460 | 1,870 |
| Xϕ | 33 | 0,350 | 2,230 | 1,511 | 0,476 | 31,505 | 1,40 |
| σϕ | | 0,750 | 1,880 | 1,211 | 0,216 | 17,880 | 1,191 |
| Skϕ | | -0,359 | 2,214 | 0,956 | 0,466 | 48,830 | - |
| Kϕ | | 3,020 | 9,990 | 4,908 | 1,757 | 35,816 | 4,659 |
| % $CaCO_3$ | 26 | 0,60 | 34,12 | 6,166 | 7,316 | 118,649 | 4,017 |
| B | | | | | | | |
| % Štrk gravel | 19 | 0,00 | 18,00 | 1,837 | 4,280 | 233,007 | - |
| Piesok sand | | 38,30 | 92,00 | 69,289 | 18,029 | 26,021 | 66,587 |
| Prach silt | | 4,00 | 38,00 | 16,052 | 11,522 | 71,78 | 12,386 |
| Íl clay | | 2,60 | 33,50 | 12,431 | 8,712 | 70,081 | 9,753 |
| Md | | 0,021 | 0,552 | 0,232 | 0,175 | 75,247 | 0,150 |
| So | | 1,635 | 7,002 | 2,738 | 1,286 | 46,973 | 2,527 |
| Xϕ | | 1,321 | 4,459 | 2,62 | 1,081 | 41,251 | 2,408 |
| σϕ | | 1,763 | 7,016 | 3,745 | 1,529 | 40,836 | 3,457 |
| Skϕ | | -0,040 | 0,774 | 0,238 | 0,260 | 109,274 | - |
| Kϕ | | 0,052 | 3,760 | 0,872 | 0,947 | 108,556 | 0,482 |
| % $CaCO_3$ | 14 | 0,06 | 13,81 | 2,713 | 3,801 | 140,106 | 1,074 |
| % $MgCO_3$ | 5 | 0,23 | 1,04 | 0,548 | 0,299 | 54,651 | 0,475 |

| A | Počet analýz Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 33 | 2 / 6,1 | 31 / 93,93 % |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 33 | - | 33 / 100 % |

| B | Počet analýz Numg. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 19 | 5 / 26,31 % | 14 / 73,68 % |

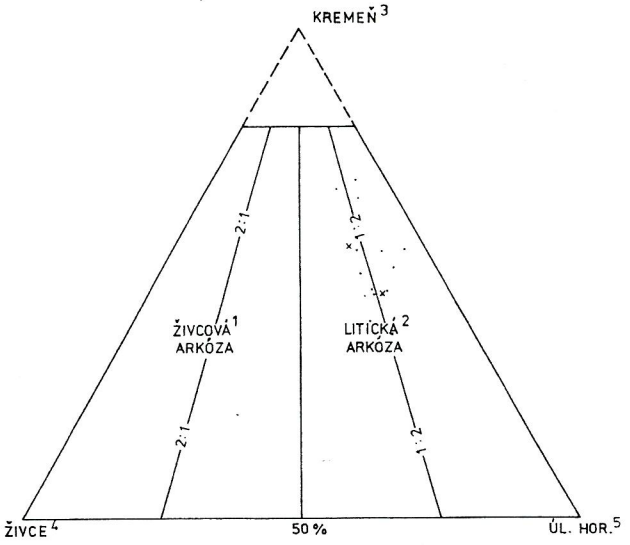
| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 19 | 18 / 94,74 | 1 / 5,26 % |

A – Jalovský pieskovec v doline Jalová samota, B – Jalovský pieskovec mimo doliny Jalová samota
A – Jalová Sandstone of the Jalová samota valley, B – Jalová Sandstone outside of the Jalová samota valley

**Lipoviansky pieskovec** je rozšírený v západnej časti Cerovej vrchoviny a v jz. časti Lučenskej kotliny. Je čiastkovým laterálnym ekvivalentom jalovského pieskovca a smerom na JZ sa laterálne zastupujú aj s čakanovskými vrstvami (pokračuje v severnom Maďarsku a tam sa volá budafocký piesok – *Budafok homok;* Báldi, 1959, 1986).

Sú to vrstvy sivého, po zvetraní hnedého, hnedozeleného a hrdzavohnedého rozpadavého pieskovca s polohami siltovca, ryodacitového tufu až tufitu, ako aj zlepenca resp. s rozptýlenými obliakmi a guľatými konkréciami (foto 29). Pieskovce sú hrubé 100–250 a v sv. Maďarsku až 300 m. Ich typickým znakom je pomerne hojný výskyt morskej makrofauny. V pieskovcoch sú pozorovateľné sedimentárne textúry – vlnité zvrstvenie s hrúbkou lamín 0,5 cm, drobné čerinové alebo šošovkové zvrstvenie s výškou čerín do 2,5 cm, šikmé zvrstvenie s malou až strednou výškou zväzkov (4–30 cm; foto 11). Sklon lamín je od 10 do 30°, bazálne švy sú ostré, erozívne, korytovitého tvaru. Zväzky majú šošovkovitý tvar (0,5–2,0 cm) a laminy vo vnútri zväzkov sú tangenciálne. Na odkryve pri Mučíne sú v šikmo zvrstvených pieskovcových vrstvách pelitické polohy (*mud drapes*; foto 10).

V lipovianskom pieskovci na typovej lokalite sú veľké guľovité konkrécie s priemerom 0,5 až 1 m. Pieskovec obsahuje hrubostennú faunu (*Glycymeris sp.*, veľké pektény, napr. *Pecten gigas*, chlamysy – *Chlamys gigas, Chlamys palmata, Ostrea cf. fimbriata, O. cf. edulis adriatica, Pitaria cf. incrasata, Venus multilamella, Lutraria sana, Turritella terebralis*, ako aj iné druhy mäkkýšov; Ondrejičková, 1972).




**Obr. 9.** Základný petrografický klasifikačný diagram arkózových sedimentov – jalovský pieskovec (podľa Kukala, 1985).

**Fig. 9.** Basic petrographic classification diagram of arkosic sandstone – Jalová Sandstone (after Kukal, 1985). For explanation (1, 2) see Fig. 5

Zo zrnitostnej analýzy (tab. 28A) vyplýva, že v pieskovci väčšinou prevláda piesčitá frakcia (priemerne 63,79 %). Z prímesí je najhojnejší prach (24,77 %), menej hojný íl (11,36 %). Pieskovec sa v zrnitostnom nomenklatorickom diagrame premieta hlavne do poľa ílovitoprachovitého

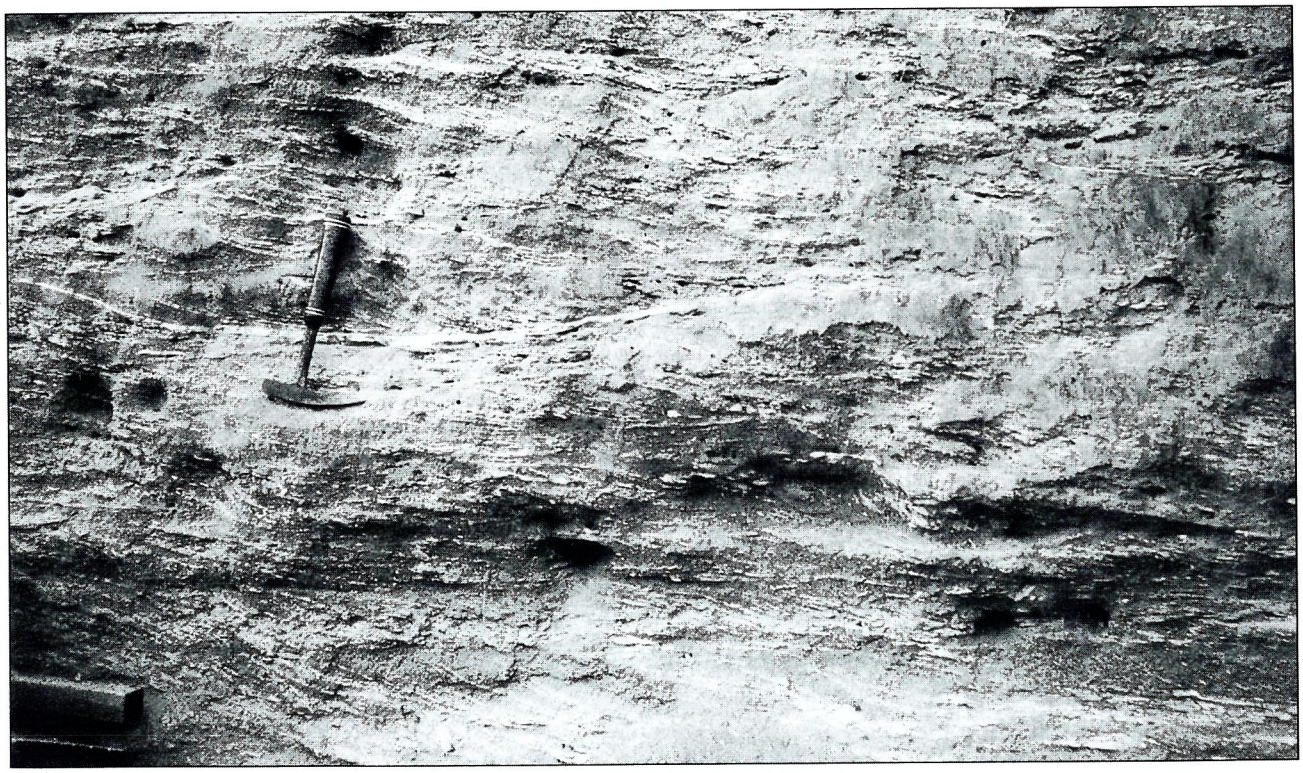


**Foto 10.** Šikmé zvrstvenie v rozpadavom pieskovci s pelitickými polohami *(mud drape)* a s hojnou faunou mäkkýšov. Dĺžka kladiva 32 cm. Lipoviansky pieskovec, fiľakovské súvrstvie, egenburg. Píla na východnom okraji Mučína, Cerová vrchovina. Foto D. Vass.

**Photo 10.** Cross-bedding of the friable sandstone with the mud draps and abundant fragile molluscs shells. Length of hammer is 32 cm. Lipovany Sandstone, Fiľakovo Formation, Eggenburgian. Eastern margin of the village Mučín, Cerová vrchovina Upland. Photo D. Vass.

Tab. 28
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – lipoviansky pieskovec
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonates contents – Lipovany Sandstone

| Pieskovce Sandstones | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| % piesok Sand | 97 | 37,90 | 97,20 | 63,79 | 13,52 | 21,20 |
| prach Silt | 97 | 2,70 | 37,30 | 24,77 | 8,07 | 32,60 |
| íl Clay | 97 | 0,00 | 32,30 | 11,36 | 7,58 | 66,78 |
| Xϕ | 97 | 1,07 | 5,67 | 4,23 | 0,93 | 21,95 |
| σϕ | 97 | 0,67 | 7,10 | 2,02 | 0,84 | 41,99 |
| % $CaCO_3$ | 87 | 0,50 | 22,03 | 8,76 | 5,02 | 57,34 |
| $MgCO_3$ | 93 | 0,85 | 11,21 | 5,48 | 2,52 | 45,96 |
| Prachovce – Siltstonec | | | | | | |
| % piesok Sand | 11 | 3,70 | 42,20 | 23,57 | 11,87 | 50,39 |
| prach Silt | 11 | 39,10 | 66,40 | 51,59 | 9,74 | 18,88 |
| íl Clay | 11 | 0,00 | 33,90 | 23,14 | 9,15 | 42,99 |
| Xϕ | 11 | 3,90 | 7,04 | 5,36 | 0,97 | 18,23 |
| σϕ | 11 | 1,60 | 7,24 | 2,92 | 2,95 | 66,90 |
| % $CaCO_3$ | 9 | 0,82 | 41,82 | 14,32 | 12,37 | 86,38 |
| $MgCO_3$ | 8 | 1,38 | 8,41 | 4,72 | 2,40 | 50,96 |

| Ílovec Claystone | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Piesok Sand | Prach Silt | Íl Clay | X ϕ | Sigma ϕ | $CaCO_3$ | $MgCO_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 29,50 | 32,70 | 37,80 | 4,408 | 8,19 | 11,08 | - |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 97 | 5 / 5,15 % | 92 / 94,85 % |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 97 | 61 /62,89 % | 36 / 37,11 % |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 11 | 4 / 36,36 % | 7 / 63,64 % |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 11 | 10 / 90,91 % | 1 / 9,09 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 1 | 1 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 1 | 1 / 100 % | - |

piesku (obr. 10a). Priemer stredného momentu Xϕ je 4,23 a podľa tohto by pieskovec mal zodpovedať hrubozrnnému prachu, hoci prachová frakcia nedominuje ani v jednej z analyzovaných vzoriek. Pieskovec je veľmi zle vytriedený. Pri koeficiente symetrie zrnitosti Skϕ vysoko prevažujú hodnoty > 0, čo znamená, že prevláda distribúcia zŕn v jemnejších frakciách, ako je hodnota stredného momentu triedenia Xϕ. Pri koeficiente špicatosti krivky Kϕ prevládajú hodnoty > 3 a krivky sú platykurtické. Priemerné zastúpenie $CaCO_3$ je 8,76 a $MgCO_3$ 5,48 %. Pieskovec je slabo karbonatický a pre pomerne vysoké zastúpenie $MgCO_3$ je prevládajúcim karbonátom dolomit. Štatistické zhodnotenie zrnitostných parametrov siltovcových a ílovcových polôh v lipovianskych pieskovcoch je v tab. 28 (B a C).

Podľa Danillovej (in Vass et al., 1987), ktorá mikroskopicky študovala materiál pieskovcových lavíc, sú lipovianske pieskovce siliciklastické. Prevažujú v ňom zrnká kremeňa (19,87–66,78 %), úlomky nestabilných hornín (4,66–30,19 %) nad úlomkami stabilných (2,65–32,35 %) a zo živcov vysoko draselné (3,97–14,98 %) nad plagioklasmi (0,30–1,80 %; tab. 19C). Petrografickým zložením pieskovec zodpovedá arkóze až arkózovému pieskovcu (obr. 4b). V klasifikačnom diagrame kremeň – živec – úlomky hornín sa premieta do poľa litických arkóz (obr. 11).

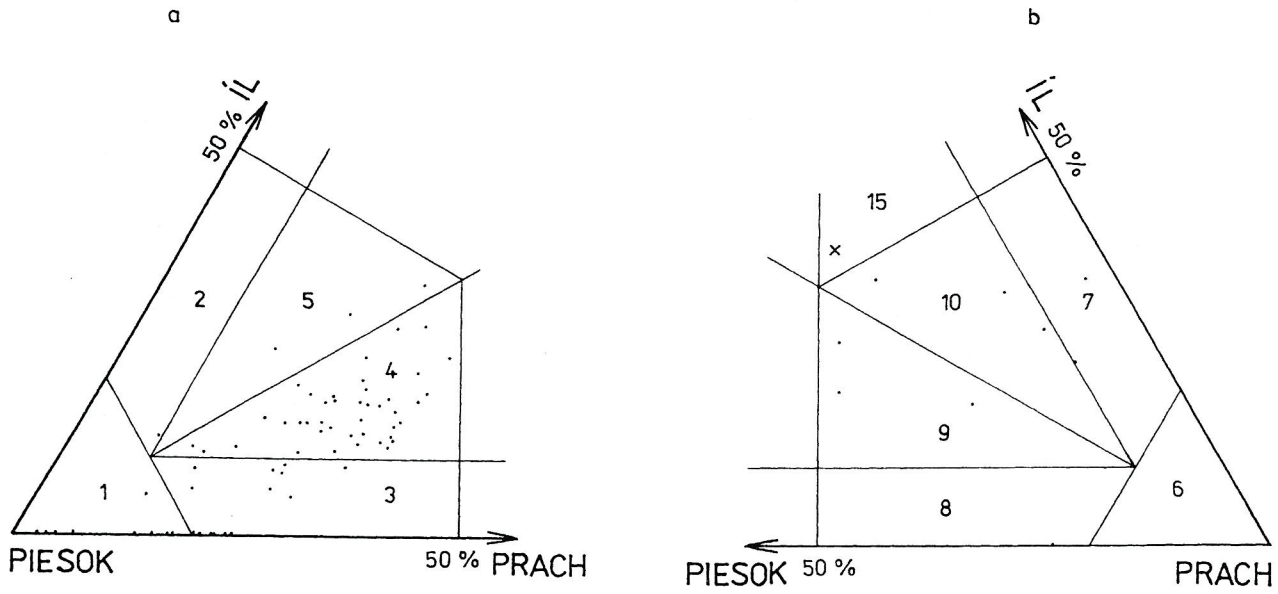
Pomer N/Ž v 83,33 % analyzovaných vzoriek je väčší ako 1 (1,20–4,09), priemer je 2,69, čiže väčšina pieskovca patrí do skupiny litických pieskovcov. Dve analyzované vzorky (16,67 %) zodpovedajú živcovému pieskovcu (N/Ž je 0,78 a 0,97; tab. 21C).

Pomer S/N čiže parameter zrelosti je od 1,35 do 5,22 a priemer – po vynechaní dvoch krajných hodnôt – 2,29 (tab. 22C). Podľa toho sú pieskovce o málo zrelšie ako tachtianske a menej zrelé ako jalovské a celkovo ich treba hodnotiť ako málo zrelé.



**Foto 11.** Krížovo zvrstvený lipovianský pieskovec fiľakovského súvrstvia, egenburg. Dĺžka kladiva 50 cm. Opustená pieskovňa asi 2 km na S od Bušiniec, Lučenská kotlina. Foto D. Vass.

**Photo 11.** Cross-bedded Lipovany Sandstone, Fiľakovo Formation, Eggenburgian. Length of hammer is 50 cm. Abandoned sand pit 2 km north of village Bušince. Lučenská kotlina Depression. Photo D. Vass.




**Obr. 10.** Nomenklatorický diagram lipovianskeho pieskovca. a – pieskovec, b – prachovec (podľa Gorslina in Carver, ed., 1971). 1 – piesok, 2 – ílovitý piesok, 3 – prachovitý piesok, 4 – ílovitoprachovitý piesok, 5 – prachovitoílovitý piesok, 7 – ílovitý prach, 8 – piesčitý prach, 9 – ílovitopiesčitý prach, 10 – piesčitoílovitý prach, 15 – piesčitoprachovitý íl.

**Fig. 10.** Nomenclative diagram of the Lipovany Sandstone. a – sandstone, b – siltstone (after Gorsline in Carver, ed., 1971). 1 – sand, 2 – clayey sand, 3 – silty sand, 4 – clayey-silty sand, 5 – silty-clayey sand, 7 – clayey silt, 8 – sandy silt, 9 – clayey sandy silt, 10 – sandy-clayey silt, 15 – silty-sandy clay.

Pomer K/P je od 3,67 do 15,47, ale vo väčšine z 12 vzoriek neklesá pod 4, nie je vyšší ako 10 a jeho priemer – po vylúčení dvoch extrémnych hodnôt – je 6,34 (tab. 23C). Vo fiľakovskom súvrství je to najnižší priemer, blízky napr. priemeru terciérnych pieskovcov Českého masívu (porovnaj Kukal, 1985). Draselné živce pravdepodobne pochádzajú aj zo syngenetických zdrojov kyslého vulkanizmu, ale jeho produkty sa v lipovianskych pieskovcoch zväčša koncentrujú v tenkých polohách kyslého tufitu a tufu a v menšej miere sú rozptýlené vo vlastnom pieskovci. V prípade tachtianskych a jalovských pieskovcových vrstiev je to opačne, a preto aj priemer parametra K/P je pri nich vyšší.

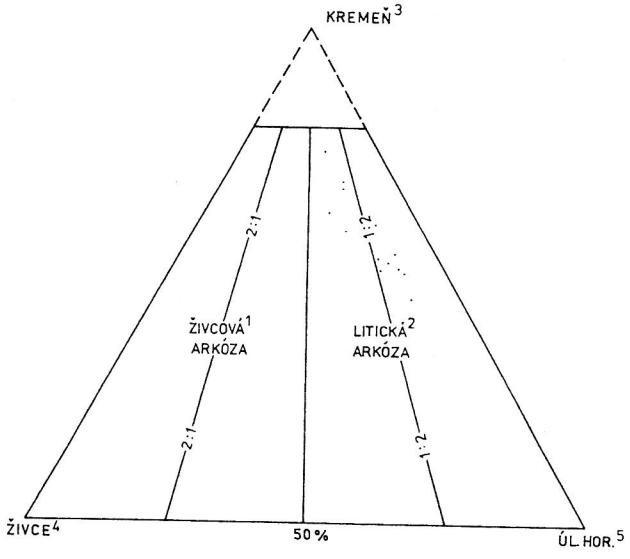
Pevný pieskovec tvoriaci lavice je prevažne tmelený dolomitovým (podiel tmelu kolíše od 11,6 do 47,87 %), ale v niektorých prípadoch kremitým tmelom. Obsah glaukonitu je 1,16–9,82 % a jeho priemerný obsah (6,09 %) je najvyšší v celom fiľakovskom súvrství (tab. 20C). Pieskovec možno nazvať aj glaukonitickým, ale ojedinele glaukonit úplne chýba.

Lipoviansky pieskovec je sprevádzaný prachovcom. Pri tomto litotype prevažuje prachová frakcia (51,5 %) a priemerné zastúpenie piesčitej a ílovej frakcie je rovnaké (23,57 % resp. 23,14 %; tab. 28C).

Prachovec sa v zrnitostnom nomenklatorickom diagrame (obr. 10) premieta do poľa prachu (7, 9, 10) a jeden priemet je v poli piesčitoprachovitého ílu (15).

Priemer stredného momentu zrnitosti Xϕ je 5,36 %, čo zodpovedá strednozrnnému prachu. Sediment je extrémne zle vytriedený. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 14,32, obsah $CaCO_3$ vo vzorkách veľmi kolísavý (od 0,82 do 41,82 %) a priemerný obsah $MgCO_3$ bol 4,72 % (tab. 28B).

V pieskovcových vrstvách sa vyskytujú ťažké minerály (tab. 29, 30) s prevahou granátu, sprievodnými sú minerály kyslých magmatitov (turmalín, zirkón, anatas a rutil), a z metamorfovaných je zastúpený chlorit, staurolit, distén, epidot, zoisit, veľmi zriedka tremolit, metamorfovaný amfibol a z minerálov vysoko metamorfovaných hornín andaluzit a sillimanit. Časť granátov, amfibol, hyperstén, apatit, ilmenit a vulkanogénny biotit pochádzajú z intraformačných neovulkanitov, čiže sú to minerály súvekého ryodacitového vulkanizmu




**Obr. 11.** Základný petrografický klasifikačný diagram arkózových sedimentov – lipoviansky pieskovec (Kukal, 1985).

**Fig. 11.** Basic petrographic classification diagrams for the arkosic sandstone – Lipovany Sandstone (after Kukal, 1985). For explanations see Fig. 5.

Tab. 29
Ťažké minerály lipovianskeho pieskovca (egenburg) Cerovej vrchoviny medzi Čakanovcami a Mučínom (%), Marková (1967, 1980)
Heavy minerals in the Lipovany Sandstone (Eggenburgian) of the Cerová vrchovina Upland between Čakanovce and Mučín villages (in %), Marková (1967, 1980)

| | | Lč 240 V. Lipovany | Lč 202 Mučín | Čl-2 171-172 m | Lč 237 M.Lipovany | Lč 169 Čakanovce | Lč 273 Pleš | Lč 243 Mučín | Lč 515a Lipany | Lč 557 Lipovany | Čl-2 230 m | Čl-2 244,2 m | Čl-2 395,6 m | Čl-2 405,8 m | Čl-2 439,8 m | Lč 202 Mučín | Lč 237 Lipovany |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| granát | garnet | 73,4 | 13,6 | 53,3 | 27,9 | 30,8 | | 48,3 | | 33,0 | 2,8 | 9,0 | 52,7 | 33,4 | 34,6 | 26,1 | 51,0 |
| apatit | apatite | | 0,5 | 3,0 | 1,5 | + | | 0,7 | | 4,0 | | 1,0 | 0,2 | 0,9 | 0,9 | 0,5 | 3,0 |
| turmalín | tourmaline | | | 2,4 | | 1,2 | | 13,0 | | 4,0 | 0,2 | 1,7 | 0,6 | 0,4 | 2,5 | 1,3 | 3,0 |
| amfibol | hornblende | 3,4 | 0,5 | 14,0 | 1,5 | | | 5,5 | | 4,0 | 1,0 | 1,4 | 5,4 | 0,4 | 0,3 | 9,9 | 1,0 |
| biotit | biotite | 5,9 | 29,2 | 6,1 | 6,7 | 14,0 | | 2,7 | | 6,0 | 8,1 | 15,5 | 4,8 | 10,5 | 5,0 | 5,4 | 11,0 |
| chlorit | chlorite | | | 0,6 | | 2,3 | | 5,7 | | | 5,2 | 31,6 | 10,4 | 26,0 | 33,6 | 0,2 | |
| fosfát | phosphate | | 8,6 | | 5,2 | 1,7 | | | | | 0,2 | 0,3 | | | | 0,4 | 5,0 |
| karbonát | carbonate | | 46,0 | 14,0 | 49,9 | 48,8 | | | | 3,0 | 78,2 | 18,7 | 5,8 | 13,4 | 9,0 | 4,0 | |
| rutil | rutile | 2,6 | | 0,6 | 2,9 | | | 1,4 | | | | 0,3 | 1,3 | 0,2 | 0,3 | 0,5 | 2,0 |
| staurolit | staurolite | 3,4 | 1,1 | 3,6 | 2,9 | 1,9 | | 5,8 | | 2,0 | 0,5 | 2,1 | 1,7 | 1,6 | 3,1 | 1,8 | + |
| zirkón | zircon | 3,9 | | 1,2 | 1,5 | | | 5,4 | | 10,0 | | | 0,2 | 1,4 | | 3,2 | 5,0 |
| epidot-zoisit | epidote-zoisite | 1,2 | | | | | | 8,7 | | 3,0 | | | | | | 7,8 | |
| glaukonit | glauconite | 3,1 | | | | | | | | | | | | | | | |
| kyanit | kyanite | 0,6 | | 1,2 | | | | 1,4 | | | | | | | | | |
| andaluzit | andalusite | 0,6 | 0,5 | | | | | 1,4 | | | | | | | | | |
| sillimanit | sillimanite | 0,6 | | | | | | | | 2,0 | | | | | | | |
| rudy | ores | 31,6 | 4,5 | 9,8 | 22,5 | 14,5 | | 31,0 | | | | | | | | | |
| ilmenit | ilmenite | | | | | | 0,332 | | 20,0 | 27,0 | 3,6 | 1,0 | 7,8 | 3,2 | 2,8 | 24,4 | 17,0 |
| limonit | limonite | | | | | | | | | | 0,2 | | | | | 13,8 | |
| anatas | anatase | | | | | | | | | | | 0,3 | 0,2 | 1,6 | 0,3 | | |
| distén | disthene | | | | | | | | | | | 0,3 | + | 0,2 | | | |
| leukoxén | leukoxene | 1,3 | | | | | | | | | | 8,6 | 1,3 | 3,0 | 3,4 | 0,7 | |
| pyrit. konkr. | pyrite conc. | | | | | | | | | | | 4,1 | 6,1 | 1,8 | 1,5 | | |
| pyrit. j. | pyrite core | | | | | | | | | | | 4,1 | 0,6 | 0,4 | 1,8 | | |
| titanit | titanite | | | | | | | | | | | | 0,9 | 0,7 | 0,9 | | |
| tremolit | tremolite | | | | | | | | | | | | | | | | 1,0 |

(Marková, 1967, 1980, 1984). Medzi ílovými minerálmi prevláda illit sprevádzaný montmorillonitom, kaolinitom a chloritom.

V pieskovci sa vyskytuje zlepenec tvoriaci polohy alebo šošovky neveľkej hrúbky (do 1,0 m), alebo šmuhy izolovaných obliakov. Zlepenec je drobnozrnný až strednozrnný, ojedinele aj hrubozrnný. Tvoria ho obliaky rezistentných hornín (kremeň, kremenec a rohovce) s maximálnym priemerom 12 cm.

Pieskovcové vrstvy obsahujú najpočetnejšiu makrofaunu mäkkýšov z celého sedimentárneho komplexu oligocénno-miocénnych sedimentov Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny (Ondrejičková, 1972). Asociácia fauny pochádza prevažne z intralitorálnej zóny. Ide o paleoasociácie vagilného, sesílneho a pseudosesílneho bentosu, ktorého jedince žili a po odumretí fosilizovali v intralitoráli (povrchové odkryvy pri Lipovanoch, Rapovciach, Čakanovciach, Panických Dravciach atď.). O lumachelových nahromadeniach schránok mäkkýšov, ktoré miestami tvoria polohy predpokladáme, že ich zmyli pobrežné prúdy z rozličných hĺbkových pásiem mora do priehlbín pobrežných plytčín a tam uložili (lokalita pri Lipovanoch). Zlepencové polohy s nahromadenými

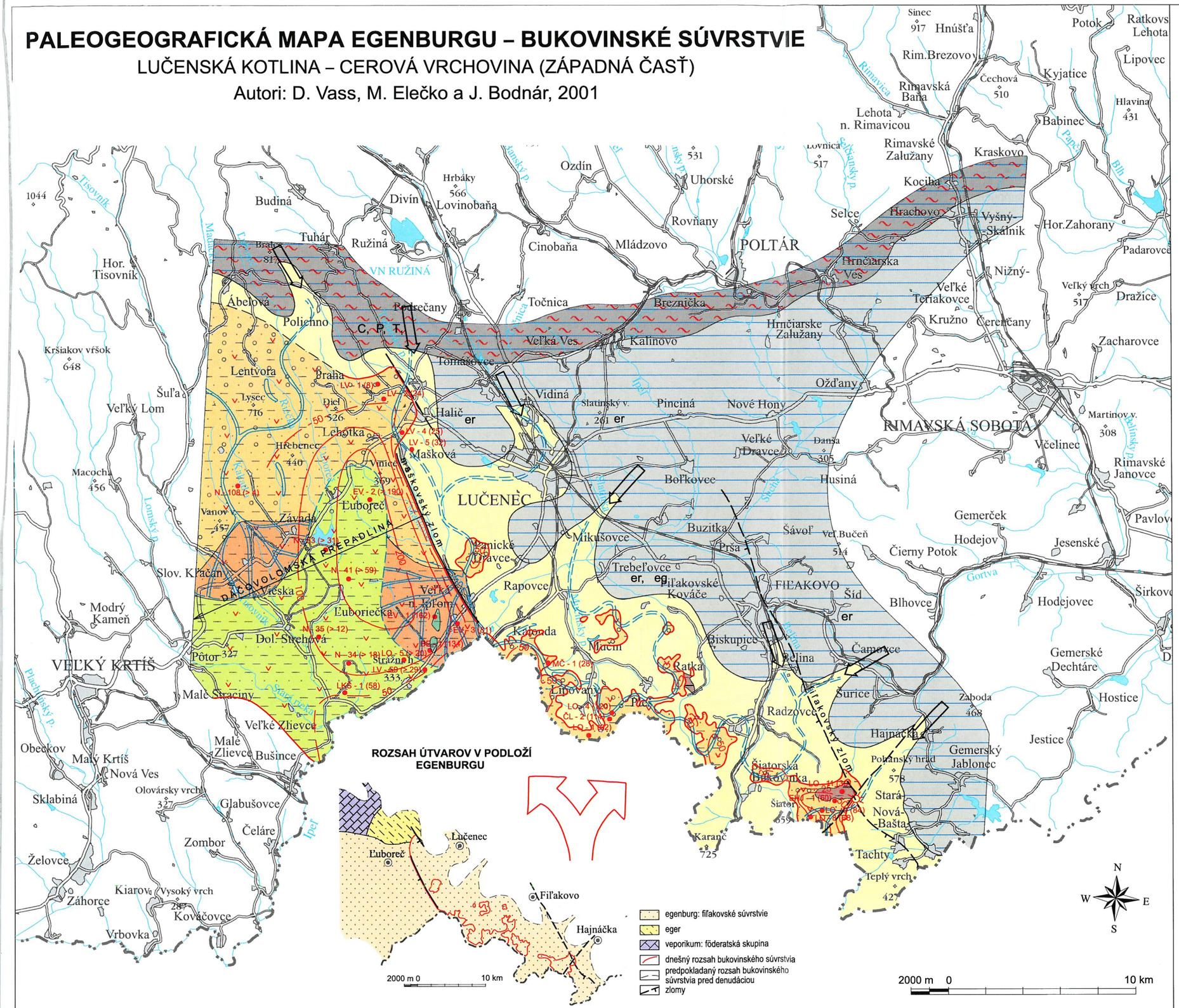
Tab. 30
Ťažké minerály lipovianskeho pieskovca Cerovej vrchoviny na Z od Fiľakova (%) (podľa Markovej, 1968, 1970, in Vass a Elečko, eds., 1992)
Heavy minerals in the Lipovany Sandstone of the Cerová vrchovina Upland west of Fiľakovo (after Marková, 1968, 1970, in Vass and Elečko, eds., 1992; in %)

| | JF-1 8,7 m | JF-1 11,3 m | JF-1 14,0 m | JF-1 19,5 m | JF-1 41,0 m | F-86 | F-85 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Obsah ťažkých minerálov v % Content of heavy minerals % | 0,57 | 0,52 | 0,59 | 0,68 | 0,71 | 1,60 | 0,12 |
| granát – garnet | 38 | 26 | 13 | 11 | 21 | 60 | 4 |
| apatit – apatite | 2 | – | + | – | – | 1 | 1 |
| turmalín – tourmaline | 1 | | | | – | + | 2 |
| rutil – rutile | | | | | – | 2 | 1 |
| anatas – anatase | | | | | – | 1 | – |
| staurolit – staurolite | | | | | 1 | 5 | – |
| epidot-zoisit – epidote-zoisite | | | | 2 | 1 | 1 | – |
| distén – disthene | | | 1 | + | + | 1 | |
| chlorit – chlorite | – | 1 | 13 | 5 | 9 | – | 4 |
| biotit, metamorf. – biotite metamorphic | 4 | 6 | | | – | + | – |
| biotit, vulkanický – biotite, volcanic | | | | | – | – | 1 |
| amfibol, metamorf. – hornblende metamorphic | | | 3 | 1 | 2 | – | – |
| olivín – olivine | 1 | 4 | | | 1 | 1 | – |
| pyroxén – pyroxene | | | | | 2 | 1 | 1 |
| andaluzit – andalusite | | | | | – | – | – |
| karbonát – carbonate | | | 41 | 66 | 34 | 12 | 62 |
| rudy – ore | 27 | 45 | 22 | 15 | 28 | 18 | 21 |
| fosf. zvyš. organ. – phos. org. rests | 12 | 17 | + | + | 1 | – | 3 |
| β kremeň – β quartz | | | | | + | – | – |

# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA EGENBURGU – BUKOVINSKÉ SÚVRSTVIE

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autori: D. Vass, M. Elečko a J. Bodnár, 2001




### PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI

OBLASTI DENUDÁCIE A ERÓZIE

1 predpokladaný mierny reliéf

2 predpokladaný stredne členitý a strmý reliéf

OBLASTI SEDIMENTÁCIE

kontinentálne a riečne oblasti (dolinná niva)

3 a oblasť riečnych korýt, point barov, agradačné valy a nivné jazerá, a) predpokladané

4 oblasť nivných močiarov

jazerná oblasť

5 oblasť jazernej delty

6 oblasť deltových močiarov

7 jazerná oblasť

### GENERALIZOVANÉ ZOBRAZENIE PETROGRAFICKEJ POVAHY A VEKU HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI

8 oblasť budovaná sedimentmi ($T_1$ – spodný trias, er – eger, eg – morský egenburg)

9 oblasť budovaná metamorfitmi (C – karbón, P – perm)

### LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE

10 pestrý íl a prach

11 piesok

12 štrk

13 uhoľný íl a uhoľné slojčeky

14 ryodacitový tuf

### OSTATNÉ SYMBOLY

15 dnešný erózny okraj sedimentov

16 predpokladaný okraj sedimentov

17 100 izolínie hrúbky v m

18 25 pomocné izolínie hrúbky v m

19 zlomy s príznakmi synsedimentárnej aktivity

20 schematické zobrazenie drenážnej siete

21 predpokladaný smer prínosu klastického materiálu

22 predpokladaný smer prínosu vulkanického materiálu

23 LV-4(25) označenie vrtu (hrúbka bukovinského súvrstvia v m)

24 vulkanické centrum (?)

**Supplement 5**

**PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE EGGENBURGIAN – BUKOVINKA FM.**

PALEOGEOGRAPHIC AREAS: AREAS OF DENUDATION AND EROSION
1 – flat relief assumed
2 – medium dissected and steep relief assumed
AREAS OF SEDIMENTATION, continental and fluvial areas
3 – river channels, point-bars, aggradation walls, lakes of alluvial plain, 3a – supposed
4 – swamps of alluvial plain
*Lacustrine areas*
5 – lacustrine deltas
6 – delta swamps
7 – lakes
GENERALIZED PETROGRAPHIC CHARACTER AND AGE OF ROCKS IN SOURCE AREA
8 – area built up by sediments ($T_1$ – Lower Triassic, er – Egerian, eg – marine Eggenburgian)
9 – area built up by metamorphites (C – Carboniferous, P – Permian)
LITHOFACIES OF SEDIMENTATION AREAS
10 – multicoloured clay and silt
11 – sand
12 – gravel
13 – black clay and thin coal seams
14 – rhyodacite tuff
OTHER SYMBOLS
15 – recent margin of Bukovinka Formation distribution
16 – assumed margin of deposits
17 – thickness isolines in metres
18 – subordinate thickness isolines in metres
19 – fault with assumed synsedimentary activity
20 – scheme of drainage network
21 – assumed direction of clastic material transport
22 – assumed direction of volcanic material transport
23 – borehole thickness of Bukovinka Formation in metres
24 – volcanic eruption centre (?)

schránkami, lokálne vytriedenými podľa veľkosti, pravdepodobne vznikli za pôsobenia vysokoenergických udalostí – búrok – a možno ich označiť za tempestity (lokalita Kalonda).

Zo stratigrafického hľadiska mäkkýše predstavujú asociáciu s prevahou miocénnych druhov a ich príslušnosť do egenburgu dokumentujú druhy a poddruhy čeľade *Pectinidae: Pecten pseudobeudanti* Dép.–Rom., *P. benedictus* Lmk., *P. hornensis* Dép.–Rom., *Chlamys gigas* Schott., *Ch. palmata* (Lmk.), *Glycimeris fichteli* (Desh.), *Cardita zelebori* Hoern., *Cardium burdigalinum grande* Schff., *Lutraria sanna major* Schaff., *L. sanna maxima* Schaff. atď.

Spoločenstvo foraminifer je spravidla chudobné (čo je pri piesku bežné) a obsahuje druhy, ako je *Spiroplectamina carinata* (Orb.), *Lenticulina cultrata* (Montf.), *Uvigerina posthantkeni* Papp (typická egenburská forma), *Heterolepa* ex gr. *dutemplei* (Orb.) a *Melonis pompilioides* (F. et M.) (Zlinská a Šutovská, 1990).

Kantorová (in Vass et al., 1983, 1986) z pieskovcov opísala obdobné spoločenstvo foraminifer ako z čakanovských vrstiev, navyše zistila aj prítomnosť malých foriem druhu *Uvigerina graciliformis* Papp et Turnovsky a konštatovala aj hojnejší výskyt plytkovodnejších druhov, ako je *Ammonia* ex gr. *beccarii* (Linné) a *Taxyella* sp.

Spoločenstvo vápnitej nanoflóry o. i. obsahuje druh *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner, *H. ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, *H. intermedia* (Martiny) Hay et Mohler, *Discoaster druggi* Bramlette et Wilcoxon, *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth a *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, typické pre zónu NN 2 (Lehotayová in Vass et al., 1986; Raková in Vass, ed., 1987).

Pieskovcové polohy so šikmým zvrstvením s konkávnymi laminami a s tenkými (0,3–0,4 m) zlepencovými polohami na S od Bušiniec obsahujú hrubostennú makrofaunu a Seneš (1952) tam identifikoval druh *Ostrea gingensis* Schloth., *O. edulis* L., *Anomia ephippium* L. a *A. costata* Bron.

**Čakanovské vrstvy** sa vyskytujú len v západnej časti Cerovej vrchoviny a laterálne sa tam zastupujú s lipovianskymi pieskovcami. Ich významnejšie polohy (hrubé aj niekoľko desiatok metrov) vystupujú v okolí Mučína a J od obce, v okolí Pleša, na Z a J od Čakanoviec, na Z od Radzoviec a medzi Trebeľovcami a Ratkou. Smerom na J sa prachovcové polohy týchto vrstiev spájajú, stávajú sa súčasťou szécsénskeho šlíru a predstavujú jeho vrchnú časť (porovnaj Báldi, 1986). Ide o sivý a modrosivý prachovec až jemnozrnný pieskovec s bridličnatým rozpadom, čím pripomína šlír, a obsahuje aj pomerne hojnú tenkostennú morskú makrofaunu.

V prachovcových polohách tvorí prachová frakcia 45,19 %, piesčitá 31,13 % a ílová 22,54 % (tab. 31A). V zrnitostnom nomenklatorickom diagrame (obr. 12b) sa prachovec premieta hlavne do poľa ílovitopiesčitého prachu (9) a jeden priemet je v poli piesčitoprachovitého ílu (15). Stredný moment zrnitosti Xϕ má priemer 5,43 a v prevahe je strednozrnný prach. Sediment je veľmi zle vytriedený. Pri väčšine analyzovaných vzoriek prachovca bol koeficient symetrie Skϕ > 0, teda rozptyl častíc je v jemnejších frakciách ako Xϕ, a hodnota koeficientu špicatosti krivky Kϕ < 3, čiže zrnitostné krivky sú prevažne platykurtické. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 13,87 %, teda prachovec je slabo vápnitý, a $MgCO_3$ 5,25 %.

V pieskovcových polohách (tab. 31B) je priemerné zastúpenie piesčitej frakcie 50,48 %, prachovej 32,02 % a ílovej 17,38 %. Pieskovec sa v zrnitostnom nomenklatorickom diagrame (obr. 12a) premieta takmer výlučne do poľa ílovitoprachovitého piesku (4). Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti Xϕ je 4,82 a podľa tohto koeficientu sedimenty zväčša zodpovedajú strednozrnnému až hrubozrnnému prachu napriek tomu, že vo všetkých vzorkách prevažuje piesčitá frakcia. Príčinou je blízke percentuálne zastúpenie piesčitej a súčtu prachovej a ílovej frakcie. Sediment je veľmi zle vytriedený. Pri väčšine analyzovaných vzoriek je symetria krivky Skϕ > 0, čiže rozptyl častíc je vo frakciách menších ako Xϕ. Hodnota koeficientu špicatosti krivky Kϕ je pri väčšine vzoriek menšia ako 3 a krivky sú platykurtické. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 9,83 a $MgCO_3$ je 5,08 %.

Asociácia ťažkých minerálov je podobná ako v lipovianskych pieskovcov (tab. 32; Marková, 1967).

*Ryodacitový tuf a tufit* tvoria v lipovianskych pieskovcoch resp. v čakanovských vrstvách polohy hrubé od niekoľko cm do 0,5 m. Sú svetlosivé, niekedy s pozorovateľnou vnútornou textúrou – so striedaním svetlejších a tmavších vrstvičiek a lamín. Makroskopicky sa v nich dá identifikovať drobná pemza, biotit, na vrstvových plochách úlomky zuhoľnatených rastlinných organizmov a obsahujú morskú makrofaunu. Niektoré druhy tufu a tufitu majú nízku mernú hmotnosť a azda obsahujú aj rozsievky. Marková (1967) tieto horniny opísala ako eolický tuf. Vulkanogénny materiál deponovaný v plytkomorskom prostredí vytriedilo vlnenie a zbavilo ho krehkých sklovitých častíc. Tuf má vyšší obsah živcov, kremeňa (paramorfóza po β-kremeni) a idiomorfného biotitu.

Iným typom tufu je sklovitý eolický tuf (pravdepodobne sedimentoval v dynamicky málo aktívnom prostredí – zátoky resp. hlbšie prostredie mimo dosahu vlnenia) ostro oddelený od podložia a nadložia. Tuf spravidla obsahuje morské organizmy alebo ich odtlačky a hojné kostrové elementy húb. Niektoré tufové polohy sú prekremenené. Danillová mikroskopicky zistila aj fáciu kryštaloklastického tufu (ústna informácia).

Biotit z ryodacitového tufu z čakanovských vrstiev sa rádiometricky datoval metódou stôp po delení U (fission tracks, F. T.) a jeho vek je 20,6 ± 0,5 mil. rokov (Repčok, 1987), čo je v súlade s rádiometrickou škálou paratetydného neogénu, kde je numerický vek bázy a stropu egenburgu 22,0–19,0 mil. rokov (Vass et al., 1987), resp. 21,4–18,1 Ma (Harzhauser a Piller, 2007).

V lipovianskych pieskovcoch resp. v čakanovských vrstvách sa vzácne našli polohy diatomitického ílovca (v rokline na JV od Kalondy), celistvej, ľahkej, jemne bridličnatej modrosivej a svetlosivej pelitickej horniny s hladkým lomom resp. s tenkočrepinovitým rozpadom.

Spoločenstvo mäkkýšov v čakanovských vrstvách je iné ako v lipovianskych pieskovcoch, čo je v súlade s odlišnou litológiou a s odlišným prostredím vzniku. V asociáciách prevládajú pseudosesílne *Bivalvia* a pektény sú reprezentované hladkými schránkami rodu *Lentipecten*. Vyskytujú sa tu *Nuculana fragilis* (Chemn.) a *Lentipecten corneum denudatum* (Reuss), druhy rodu *Pitaria, Lutraria, Tellina, Macoma* a *Thracia*. Príslušnosť do egenburgu signalizuje poddruh *Lutraria sanna maxima* Schaff., *L. sanna major* Schaff. a *Isocardia subtransversa major* Hoelzl, typické pre egenburg Paratetydy, a *Thracia dollfusi* Cossm.-Peyr. V asociácii sa vyskytujú aj solitérne hexakoraly a ježovky (Ondrejičková, 1972).

V spoločenstve foraminifer sa zistili tieto spodnomiocénne druhy a poddruhy: *Uvigerina bononiensis primiformis* Papp et Turovsky, *U. parviformis* Papp et Turovsky, *Cibicides borislavensis* (Aisenstut), *Globigerinoides primordius* Blow et Banner, *Globigerina woodi* Jenkins, *G. dehiscens* Chapman-Parr et Collins a *Catapsydrax steinforti* Blow (Kantorová in Vass, ed., 1983).

Vo vápnitej nanoflóre sú zastúpené druhy zóny NN2 vrátane indexovej formy *Discoaster druggi* Bramlette et Wilcoxon, *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, *H. carteri* (Wallich) Kamptner, *Reticulofenestra excavata* Lehotayová, *R. pseudoumbilica* (Gartner) Gartner a *Cyclococcolithus rotula* (Lehotayová in Vass, ed., 1983).

Asociácia mäkkýšov signalizuje epizodické prehĺbenie sedimentačného priestoru do úrovne približne litorálneho pásma. Vyskytuje sa v litofácii svetlého ryodacitového tufitu v okolí Rapoviec, v sivookrovom prachovcovom pieskovci a prachovci čakanovských vrstiev v okolí Radzoviec, Lipovian a vo vrtoch EV-4 a MJ-1. Reprezentuje ich druh *Nucula nucleus* L., *N. mayeri* Hoern., *Macoma elliptica* Brocc., *M. leognanensis* Cossm.-Peyr., *Arcopagia subelegans* (Orbigny), *Corbula gibba* (Olivi), *Ficus conditus* (Brongn.) a *Dentalium* sp. V úzkom spoločenstve s mäkkýšmi žijú solitérne hexakoraly.

**Jelšovské zlepence** sú opísané zo štrkoviska na SV od Jelšovca. Tvoria ich polohy rozpadavého hrubozrnného zlepenca (priemerná veľkosť desiatich najväčších obliakov je 152 mm) striedajúce sa s polohami piesku a rozpadavého pieskovca, ktoré sa cyklicky opakuje. V cykle možno pozorovať pozitívnu gradáciu a cykly ako celky (hrubé od 0,3 do 3,4 m alebo aj viac) smerom do nadložia zmenšujú veľkosť klastického materiálu. Zo sedimentárnych textúr tu možno pozorovať erózne korytá (foto 12) a šikmé zvrstvenie piesčitých polôh. Vo väčšine zlepencových polôh je sledovateľná imbrikácia obliakov.

Petrograficky je zlepenec polymiktný (tab. 33, obr. 13) a prevažujú v ňom obliaky rezistentných hornín (obr. 14; kremenec a kremeň sú sprevádzané rádiolaritmi a silicitmi), ale relatívne hojné sú aj karbonáty (spolu okolo 17 %). Klastický materiál pravdepodobne nepochádza z jednej znosovej oblasti. Kým rezistentné obliaky mohli prekonať dlhý transport alebo boli redeponované zo starších klastických akumulácií, obliaky karbonátov, ktoré sú pri transporte málo odolné, dlhý transport neprekonali. Klasty sú – s výnimkou obliakov ryodacitu takmer výlučne extraformačného pôvodu (obr. 14). Intraformačný kanibalizmus nemožno vylúčiť úplne, lebo medzi potenciálnymi intraformačnými horninami a extraformačným materiálom je v mechanickej rezistencii veľký rozdiel.

V ílovej frakcii pieskovcových telies sprevádzajúcich zlepencové polohy prevláda montmorillonit. Zlepencové polohy obsahujú neurčiteľné zvyšky morskej makrofauny.

Výskytom morskej fauny a obliakov karbonátov sa jelšovské zlepence odlišujú od zlepencov bukovinského súvrstvia a sú blízke zlepencom ďarmotských vrstiev v Ipeľskej kotline.

Tab. 31
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – čakanovské vrstvy
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Čakanovce Member

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. | Geom. priem. Geom. mean |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A Prachovec Siltstone | | | | | | | |
| % piesok sand | 26 | 7,90 | 41,70 | 31,134 | 9,645 | 30,981 | 28,823 |
| prach silt | 26 | 33,70 | 60,80 | 45,185 | 7,478 | 16,551 | 44,598 |
| íl clay | 26 | 10,60 | 39,70 | 22,546 | 7,034 | 31,202 | 21,421 |
| Md | 26 | 0,013 | 0,041 | 0,027 | 0,008 | 31,058 | 0,026 |
| So | 26 | 2,00 | 6,539 | 3,372 | 1,058 | 31,373 | 3,225 |
| Xϕ | 26 | 4,010 | 6,680 | 5,428 | 0,590 | 10,886 | 5,394 |
| Sigmaϕ | 26 | 1,710 | 7,980 | 2,863 | 1,684 | 58,842 | 2,540 |
| Skϕ | 26 | -0,443 | 1,170 | 0,416 | 0,378 | 90,748 | - |
| Kϕ | 26 | 0,031 | 3,500 | 1,905 | 1,012 | 53,139 | 1,165 |
| % $CaCO_3$ | 24 | 1,76 | 56,82 | 13,872 | 9,835 | 70,899 | 11,733 |
| % $MgCO_3$ | 22 | 1,60 | 8,50 | 5,245 | 1,822 | 34,742 | 4,849 |
| B Pieskovec Sandstone | | | | | | | |
| % piesok sand | 26 | 41,10 | 93,00 | 50,482 | 10,610 | 21,017 | 49,603 |
| prach silt | 26 | 7,00 | 41,52 | 32,015 | 7,126 | 22,260 | 30,731 |
| íl clay | 26 | 0,00 | 25,90 | 17,377 | 5,859 | 33,717 | |
| Md | 26 | 0,031 | 0,170 | 0,052 | 0,025 | 49,342 | - |
| So | 26 | 1,09 | 4,740 | 3,001 | 0,733 | 24,443 | 0,049 |
| | | | | | | | 2,900 |
| Xϕ | 26 | 2,800 | 5,650 | 4,824 | 0,617 | 12,795 | 4,778 |
| σϕ | 26 | 0,750 | 5,040 | 2,555 | 0,999 | 39,122 | 2,387 |
| Skϕ | 26 | -0,031 | 1,270 | 0,632 | 0,354 | 55,956 | - |
| Kϕ | 26 | 0,112 | 6,510 | 2,239 | 1,266 | 56,540 | 1,597 |
| % $CaCO_3$ | 21 | 0,790 | 16,86 | 9,83 | 4,30 | 43,743 | 8,017 |
| % $MgCO_3$ | 21 | 0,920 | 8,34 | 5,076 | 2,413 | 47,546 | 4,262 |

| A | Počet analýz Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 27 | 7 / 25,92 | 20 / 74,07 |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 27 | 24 / 88,89 | 3 / 11,11 |

| B | Počet analýz Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 26 | 4 / 15,38 | 22 / 84,61 |

| | Počet analýz Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 26 | 22 / 84,61 | 4 / 15,38 |

Tab. 32
Ťažké minerály čakanovských vrstiev (egenburg) (%), Marková (1967, 1980)
Heavy minerals in the Čakanovce Member (Eggenburgian), Marková (1967, 1980; in %)

| | | Čí-2 161–162 m | Lč 171 Čakanovce | Lč 349 Lipovany ryha | Lč 349 Lipovany | Lč 349 Lipovany | Lč 574 Mučín | Lč 543 Rapovce | Lč 517 M. Lipany | Lč 172 Čakanovce | Lč 477 Mučín | Lč 542 Mučín | Čí-2 178–179 m | Čí-2 120 m | Čí-2 157 m | Čí-2 173,4 m | Čí-2 195,9 m | Čí-2 211,0 m | Čí-2 326 m | Čí-2 374 m | L-101 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| granát | garnet | 38,1 | 20,4 | 33,3 | 33,4 | 14,4 | 35,6 | 5,9 | | 16,7 | 20,0 | 8,8 | 6,6 | 35,9 | 35,0 | 56,6 | 25,0 | 26,4 | 4,8 | 45,3 | 1 |
| apatit | apatite | 1,0 | 1,8 | 0,0 | 0,9 | 0,6 | 1,5 | | | 1,4 | | 1,8 | | 0,4 | 0,6 | 0,3 | 2,1 | | 0,4 | 1,0 | |
| turmalín | tourmaline | | 10,0 | 6,3 | 2,8 | 2,6 | 2,2 | 1,9 | | 1,4 | 1,1 | 4,7 | 2,0 | 0,7 | 0,8 | 0,6 | 1,0 | | | 0,5 | + |
| titanit | titanite | | 0,4 | | | | 0,3 | | | | | | | 0,3 | 0,6 | | | 0,4 | 0,4 | | |
| sillimanit | sillimanite | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| amfibol | hornblende | 1,8 | 2,1 | 8,6 | 2,4 | 0,6 | 1,9 | 0,5 | | | 1,9 | 1,2 | 3,3 | 0,9 | 0,3 | 1,8 | 1,0 | 0,8 | 2,2 | 5,9 | 1 |
| biotit | biotite | 3,3 | 3,0 | 3,9 | | 2,6 | 2,6 | 3,2 | | 6,2 | + | 3,5 | 1,2 | 15,7 | 15,3 | 11,3 | 6,1 | 7,4 | | 7,9 | |
| chlorit | chlorite | 1,0 | 15,7 | 12,8 | 1,2 | 11,5 | 1,9 | 15,8 | | 27,1 | 6,7 | 3,5 | 10,5 | 15,7 | 16,8 | 6,0 | 22,0 | 19,0 | 22,7 | 8,7 | 22 |
| fosfát | phosphate | | | | | 2,6 | 3,7 | 3,3 | | 10,6 | 1,1 | 2,4 | 4,9 | | | + | | | 30,8 | | + |
| karbonát | carbonate | 44,4 | 21,8 | 6,4 | 39,3 | 58,7 | 46,9 | 64,4 | | 32,5 | 56,1 | 33,4 | 65,0 | 13,1 | 14,2 | 2,4 | 14,2 | 16,1 | | 7,6 | 48 |
| rutil | rutile | 0,6 | 7,8 | 6,3 | 8,9 | 1,9 | 1,1 | 1,7 | | | 1,9 | 2,4 | 1,6 | 0,2 | 1,2 | 1,2 | 0,7 | | 27,5 | | |
| staurolit | staurolite | 4,2 | | 4,2 | 1,6 | 1,6 | | 0,4 | | 2,7 | 4,5 | 11,8 | + | 2,3 | 4,9 | 2,1 | 1,3 | 2,5 | | 1,8 | 4 |
| zirkón | zircon | 1,1 | 17,0 | 11,8 | 8,8 | 2,7 | 1,5 | 1,2 | | 1,4 | 6,7 | 5,8 | | 0,2 | 0,6 | 0,3 | + | 1,6 | 0,9 | 0,5 | |
| epidot-zoisit | epidote-zoisite | 0,6 | | 4,2 | 1,2 | | 0,8 | 0,7 | | | | 17,6 | | 16,5 | | | | | 0,4 | | |
| distén kyanit | disthene kyanit | 0,6 | | 0,9 | | 0,2 | | 0,3 | | | | 1,3 | | 0,2 | 0,3 | + | | | | | |
| pyrit. mikrof. | pyrite microf. | 3,3 | | | | | | 0,3 | | | | | 4,9 | | | | | | | | |
| andaluzit | andalusite | | | 0,4 | | | | 0,4 | | | | 1,8 | | | | + | | | | | + |
| anatas | anatase | | | | | | | | | | | | | | 0,8 | + | 2,4 | 1,2 | | | |
| rudy | ores | 18,9 | 19,7 | 22,0 | 17,0 | 21,8 | 11,0 | 24,0 | | 56,0 | 10,4 | 56,7 | 17,6 | | | | | | 0,4 | | 19 |
| limonit | limonite | | | | | | | | | | | | | | 0,3 | | | | | 0,8 | |
| hyperstén | hypersthene | | | | | | | | | | | | | 0,3 | | | | | | | |
| augit | augite | | | | | | | | | | | | | 0,1 | | | | | | | |
| leukoxén | leucoxene | | | | | | | | | | | | | 7,6 | 3,7 | 4,5 | 18,1 | 14,4 | 7,8 | 2,6 | |
| ilmenit | ilmenite | | | | | | | | | | | | | 5,0 | 4,6 | 9,8 | 5,1 | 5,3 | 0,4 | 7,6 | |
| pyrit. konkr. | pyrite concr. | | | | | | | | | | | | | 0,4 | | 0,9 | 0,3 | 21,0 | 0,4 | 5,5 | |
| pyrit. j. | pyrite core | | | | | | | | | | | | | 0,2 | | 3,2 | 0,7 | 0,8 | 0,9 | 3,3 | |

## Bukovinské súvrstvie

Súvrstvie tvorí vrchnú časť egenburgu, leží na fiľakovskom súvrství a v sz. časti Lučenskej kotliny aj na lučenskom súvrství. Usadilo sa po denudačnom zreze a jeho kontakt s podložím je ostrý. V nadloží sú otnanské sedimenty – salgótarjánske súvrstvie, ale miestami, kde pokarpatská denudácia odstránila mladšie členy spodného miocénu, ho zakrývajú bádenské vulkanity, pontské sedimenty alebo pliocénne až pleistocénne bazalty. Zúčastňuje sa na stavbe Cerovej vrchoviny a je súčasťou výplne západnej časti Lučenskej kotliny. Na povrch vystupuje medzi Šiatorskou Bukovinkou a Kalondou, pri Pleši, na S od Mučína, medzi Veľkou nad Ipľom a Lupočou. Hrubé je od niekoľkých do približne 200 m (príl. 5).

Súvrstvie predstavuje sled resp. cyklické striedanie polôh štrku, piesku a pestrého ílu (foto 13), do ktorých sa vkladajú lavice a polohy ryodacitového tufu a tufitu.

Vrty ukázali, že štrkové polohy vystupujúce na báze alebo v spodnej časti súvrstvia tvoria polohy alebo šošovky hrubé niekoľko cm až niekoľko metrov. Zriedka sa v nich vyskytujú lavice tmelené železitým tmelom. Štrk je drobnozrnný až hrubozrnný. Najčastejší priemer obliakov je 4–6 cm, najväčšie sú veľké až 20 cm a priemerná veľkosť desiatich najväčších obliakov na štyroch lokalitách je od 35 mm do 131 mm. Obliaky sú dobre a stredne opracované, prevažujú v nich rezistentné horniny (tab. 34, obr. 15) – kremenec a kremeň (75 až 91 %), z ostatných, zriedka zastúpených, boli nájdené vyššie metamorfované horniny, metamorfované magmatity, granitoidy, kremitý porfýr, bázické horniny, metamorfované klastické sedimenty, tmavé bridlice, arkóza, rohovcový vápenec a intraformačné alebo terciérne horniny (ryodacit, prachovec, ílovec a glaukonitický pieskovec).

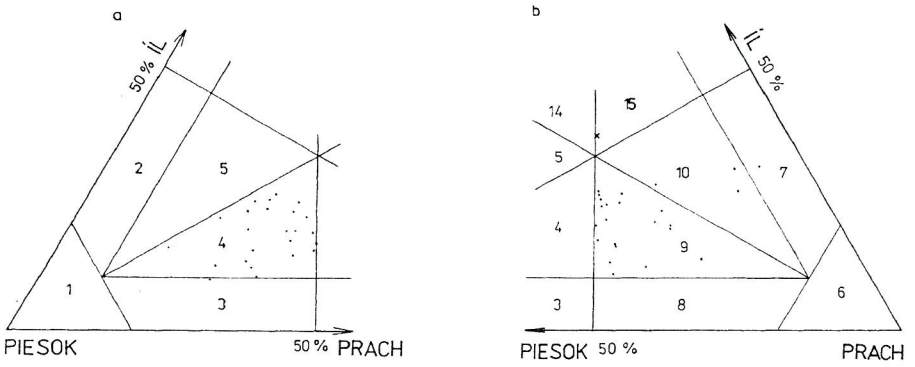
Vo vysokej prevahe sú obliaky rezistentných hornín (okolo 90 %), čo svedčí o relatívne dlhom transporte alebo o resedimentácii starších hruboklastických hornín. Všetky rezistentné aj časť nerezistentných obliakov majú extraformačný pôvod, čiže pochádzajú zo znosových oblastí mimo oblasti sedimentácie. Intraformačný kanibalizmus sa uplatnil v malej miere. Intraformačné obliaky predstavujú iba 0,9 až 5,1 %, ale treba brať do úvahy aj to, že intraformačné horniny sú veľmi málo rezistentné aj dnes, a ak sa aj kanibalizovali, rozpadli sa a v podobe obliakov sa nezachovali (obr. 14).

Štrkové vrstvy bukovinského súvrstvia na rozdiel od jelšovských zlepencov – s výnimkou ojedinelých obliakov rohovcového vápenca v štrkovni pri Šiatorskej Bukovinke – karbonátové obliaky neobsahujú. Na druhej strane sa štrk zložením podobá štrku poltárskeho súvrstvia a tam, kde sa obidve súvrstvia stýkajú (napr. medzi potokom Jelšovík a Kolárovským potokom medzi obcou Jelšovcom a Lučencom), ich nemožno od seba spoľahlivo odlíšiť.

Štrkové telesá sú často uložené v eróznych korytách a obliaky bývajú imbrikované. Korytá sa spravidla zarezávajú do piesku. Kanály bývajú široké 1,20–10,00 m, hlboké 0,14

Tab. 33
Petrografické zloženie jelšovských zlepencov – lokalita Jelšovec
Petrographic composition of the Jelšovec Conglomerate at Jelšovec village

| | | % |
|---|---|---|
| kremenec | quartzite | 33,9 |
| kremeň | quartz | 9,0 |
| hrubozrnný kremenec | coarse grained quartzite | 30,1 |
| kremitý porfýr | quartz porphyry | 6,0 |
| lydit | lydite | 1,6 |
| svetlý vápenec a dolomit | light limestone and dolomite | 5,3 |
| tmavý kremitý vápenec | dark silic. limestone | 1,6 |
| drobnozrnný zlepenec | fine-grained conglomerate | 0,8 |
| ryolit – ryodacit | rhyolite – rhyodacite | 2,3 |
| tmavý silicit s numulitmi | dark silicite with nummulit. | 1 obliak pebble |
| tmavý rádiolarit | dark radiolarite | 1 obliak pebble |
| tmavý limnokvarcit | dark limnoquarzite | 1 obliak pebble |




**Obr. 12.** Nomenklatorický diagram čakanovských vrstiev. a – pieskovec, b – prachovec (podľa Gorslina in Carver, ed., 1971). 1 – piesok, 3 – prachovitý piesok, 4 – ílovitoprachovitý piesok, 7 – ílovitý prach, 9 – ílovitopiesčitý prach, 10 – piesčitoílovitý prach,15 – piesčitoprachovitý íl.

**Fig. 12.** Nomenclative diagram for the Čakanovce Schlier. a – sandstone, b – siltstone (after Gorsline in Carver, ed., 1971). 1 – sand, 3 – silty sand, 4 – clayey silty sand, 7 – clayey silt, 9 – clayey-sandy silt, 10 – sandy-clayey silt, 15 – silty-sandy clay.

až 2,0 m, majú tvar širokého U a ich výplň má gradačné alebo opakované (cyklické) zvrstvenie. V niektorých prípadoch sa cyklus ostro končí a na štrk nasadajú napr. polohy piesčitého ílu (foto 13). Erózne korytá bývajú na seba naložené, navzájom sa erodujú a na ich báze sa často vyskytujú veľké neováľané ílovcové fragmenty (foto 14). V štrku bývajú šošovkové polohy piesku.

Piesok je sivý, zvetraný hnedý, jemnozrnný až strednozrnný, nevápnitý, tvorí súvislé alebo šošovkové telesá hrubé niekoľko desiatok cm až niekoľko metrov (0,3 až 14,0 m) a so štrkovými vrstvami býva spojený gradačnými priechodmi. Pieskové polohy sú zvyčajne nevýrazne zvrstvené a vzácne v nich bolo vidno horizontálne a šikmé zvrstvenie. Zväzky šikmého zvrstvenia tvoria vrstvičky hrubé až 7 cm. Pri báze zväzkov sa koncentrujú obliačiky a vrstvičky majú gradačné zvrstvenie (foto 15). Na báze piesčitých polôh, ak ležia uprostred polôh prachu alebo ílu, je badateľné vtláčanie – piesok sa vtláča do ílu alebo prachu. V pieskových telesách je vzácne pozorovateľná aj sklzová textúra a miestami sú v nich lavičky pevného pieskovca s karbonatickým tmelom.

V piesku (tab. 35) je v prevahe piesčitá frakcia (61,94 %), najhojnejšia je prachová (22,40 %), menej hojná ílová prímes (15,56 %) a štrk je zastúpený sporadicky. Priemer stredného momentu zrnitosti Xϕ je 4,34 (hrubý prach).

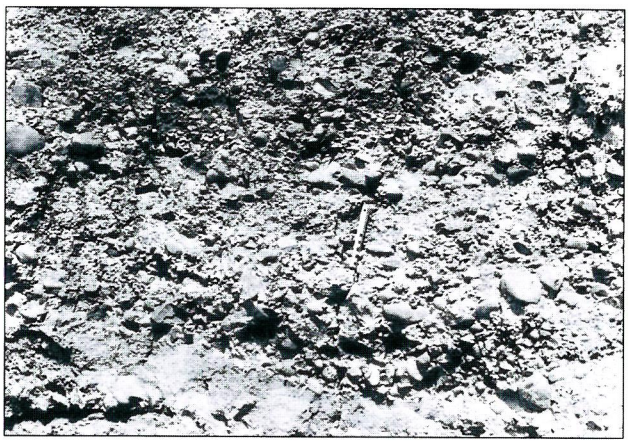


**Foto 12.** Erozívny kanál vyplnený štrkom s tendenciou pozitívnej gradácie. Jelšovské zlepence, egenburg. Štrkovisko na SV od Jelšovca, Lučenská kotlina. Foto D. Vass.

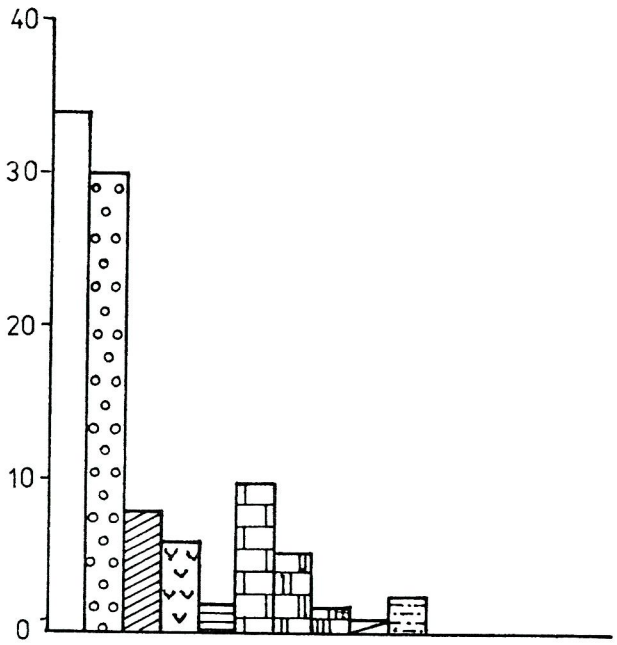
**Photo 12.** Erosional channel filled up by slightly positively graded pebbles, Jelšovec Conglomerate, Eggenburgian. Gravel pit northeast of village Jelšovec, Lučenská kotlina Depression. Photo D. Vass.

Vytriedenie je veľmi zlé. Prevažná väčšina indexov symetrie Skϕ je väčšia ako 0, čiže častice sú rozptýlené v jemnejších frakciách ako Xϕ. Väčšina hodnôt koeficientu Kϕ je menšia ako 3, t. j. tvar krivky je platykurtický. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 3,47 a $MgCO_3$ 2,36 %.

V klastickom materiáli vysoko prevažujú zrnká kremeňa nad živcami a úlomkami stabilných a nestabilných hornín. Vulkanogénnu prímes reprezentujú úlomky β-kremeňa, časť živcov a hexagonálne šupinky biotitu. Základná hmota je ílovitá a býva limonitizovaná (Jurkovičová in Vass, ed., 1986). Ťažké minerály sú uvedené v tab. 36.

V piesku sa miestami vyskytujú utopené obliaky rezistentných hornín, zriedka aj konkrécie pelosideritu, ako aj zuhoľnatené úlomky rastlín.

*Pestrý íl a prach – prachovec* sú podľa informácií z vrtov najhojnejším litotypom súvrstvia. Tvoria polohy hrubé 0,5–12 m, často aj viac a vyskytujú sa v dvoch varietách. Alebo ide o striedanie ílu a prachu, ktoré sú zelené, červené, fialové, purpurové, žlté, sivé, hnedé, sivé s hnedými škvrnami




**Obr. 13.** Petrografické zloženie obliakov jelšovských zlepencov – lokalita Jelšovec (vysvetlivky pozri pri obr. 15).

**Fig. 13.** Petrographic composition of pebbles in the Jelšovec Conglomerate – at Jelšovec village (explanations see Fig. 15).

a s inými odtieňmi, alebo je v prevahe zelené, olivovozelené, sivozelené až tmavozelené sfarbenie.

Íl a prach sú nevápnité, iba zriedka slabo vápnité. Obsah karbonátov rastie tam, kde sú v íle karbonatické konkrécie (priemer okolo 5 cm) a žilky vyplnené karbonátovou múčkou. Ílové polohy, v ktorých je málo piesčitej prímesi, sú zamokra plastické a zasucha majú drobnokockovitý rozpad. Íl, a najmä prach bývajú spravidla piesčité.

Zrnitostné parametre prachu a ílu sú v tab. 35. Priemerné zastúpenie prachovej frakcie v prachu je 50,21 %, prímes ílu 31,74 % a piesku 17,77 %. Priemer stredného momentu zrnitosti Xϕ je 6,18 (drobnozrnný prach). Vytriedenie je extrémne zlé. Koeficient symetrie zrnitostnej krivky Skϕ je vo väčšine prípadov menší ako 0, čiže rozptyl častíc je vo frakciách väčších ako Xϕ. Koeficient strmosti krivky Kϕ je menší ako 3, t. j. krivky sú platykurtické. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 3,20 a $MgCO_3$ 2,73 %. Sediment je slabo karbonatický až nekarbonatický. Obsah karbonátov ojedinele stúpa nad 15 %.

V ílových polohách tvorí priemerné zastúpenie ílovej frakcie 52,78 % a z prímesí prevláda prach (33,14 %) nad pieskom (14,01 %). Priemerná hodnota Xϕ je 7,28 (jemnozrnný prach). Íl je veľmi zle vytriedený. Všetky hodnoty Skϕ sú menšie ako 0, čiže rozptyl častíc je vo frakciách väčších ako Xϕ. Prevažná väčšina koeficientov strmosti krivky Kϕ je menšia ako 3, čiže krivky sú platykurtické. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 5,82 a $MgCO_3$ 3,28 %.

Zriedka sa vyskytujú polohy ľahkých pelitov. Ide asi o diatomitický ílovec a silicifikované polohy.

Asociácia ťažkých minerálov je podobná ako v lipovianskych pieskovcoch a v čakanovských vrstvách. Prevládajúcim minerálom je chlorit, menej je granátu, hojne je zastúpený pravdepodobne vulkanogénny turmalín a z vysoko metamorfovaných minerálov sa nezistil sillimanit (tab. 36; Marková, 1980). Prevládajúcim ílovým minerálom je illit sprevádzaný kaolinitom, resp. ide o asociáciu illit – montmorillonit – kaolinit IM štruktúry (Marková, 1980). Kraus (osobná informácia) uvádza vo vrte BE-1 prevahu smektitu a v iných vrtoch konštatoval prevahu illitu.

V íle alebo v prachu sa vzácne vyskytujú aj laminky až vrstvičky uhlia. Napr. vo vrte EV-1 pri Veľkej nad Ipľom sú tri obzory s vrstvičkami uhlia hrubými 3–5 cm a sú tam aj polohy uhoľného ílu. Pri neosídlenej samote Hĺbina na SZ od Čakanoviec vystupujú na povrch slojky ílovitého uhlia s veľkým podielom popola. Toto uhlie v minulosti v malom ťažili obyvatelia okolitých samôt pre vlastnú potrebu.

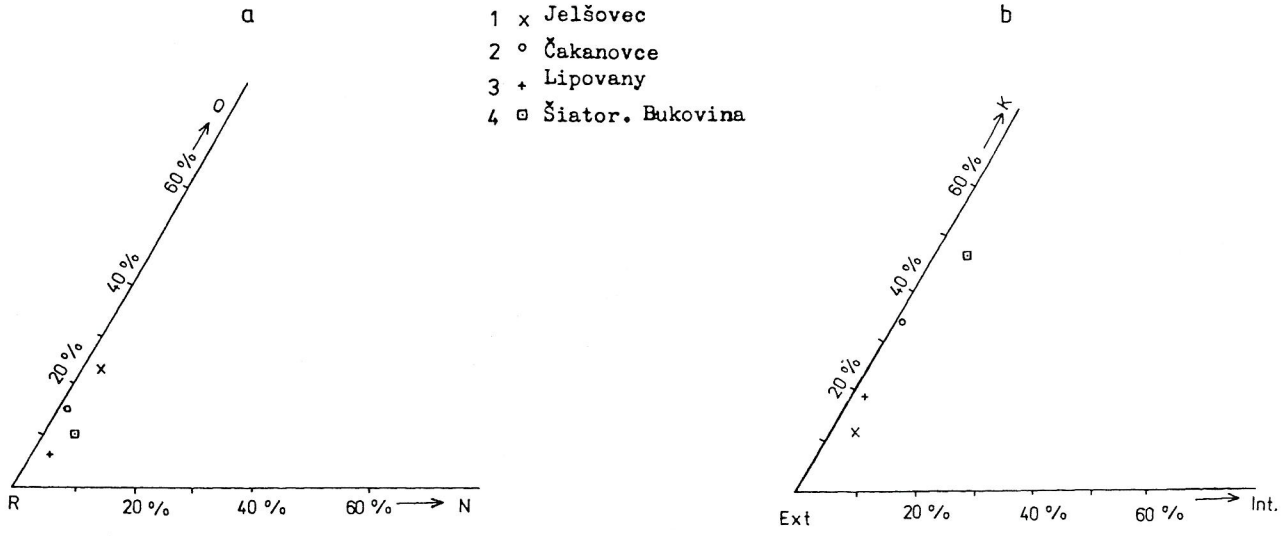
Íl a prach niekedy zakončujú cyklus štrk – piesok – íl, inokedy býva cyklus neúplný a íl alebo prach ostro nasadá na štrkové telesá alebo na telesá hrubého piesku.

*Polohy ryodacitového tufu a tufitu* hrubé 0,5 až 17,0 m vystupujú zväčša v spodnej a strednej časti súvrstvia, ale v okolí Čakanoviec ležia aj navrchu súvrstvia a podstielajú nadložné pôtorské vrstvy (foto 30). Tuf a tufit sú sivé a zelenkasté, ale aj tmavé (od uhoľnej hmoty rozptýlenej v matrixe), jemnozrnné až hrubozrnné. V tufe možno makroskopicky vidieť úlomky pemzy, biotit a vzácne obsidián. Tufové polohy laterálne a vertikálne prechádzajú do tufitu až tufitického pieskovca a miestami obsahujú veľa úlomkov zuhoľnatených rastlín. Niektoré tufové polohy sú silno argilitizované a produktom rozpadu je smektit a illit.

Na základe mikroskopického štúdia sa rozlišuje niekoľko petrografických typov tufu (Jurkovičová in Vass et al., 1986; Marková, 1967). Je to

– pemzový tuf s kryštalicko-vitroklastickou až pemzovitou štruktúrou,

– premenený popolový tuf s kryptokryštalickou štruktúrou s lapilami; sklovitá základná hmota je premenená – sericitizovaná, argilitizovaná, zatláčaná ílovými minerálmi,




**Obr. 14.** Genetický (a) a provenienčný (b) diagram štrku, zlepencov bukovinského súvrstvia a jelšovských zlepencov. R – rezistentné, N – neogénne, O – ostatné. 1 – Jelšovec, 2 – Čakanovce, 3 – Lipovany, 4 – Šiatorská Bukovinka, Ext – extraformačné, Int – intraformačné, K – kremeň.

**Fig. 14.** Genetic (a) and provenance (b) diagram for gravels and conglomerates of the Bukovinka Formation and of the Jelšovec Conglomerate. R – resistent, N – Neogene, O – other. 1 – Jelšovec, 2 – Čakanovce, 3 – Lipovany, 4 – Šiatorská Bukovinka, Ext – extraformational, Int – intraformational, K – quartz.

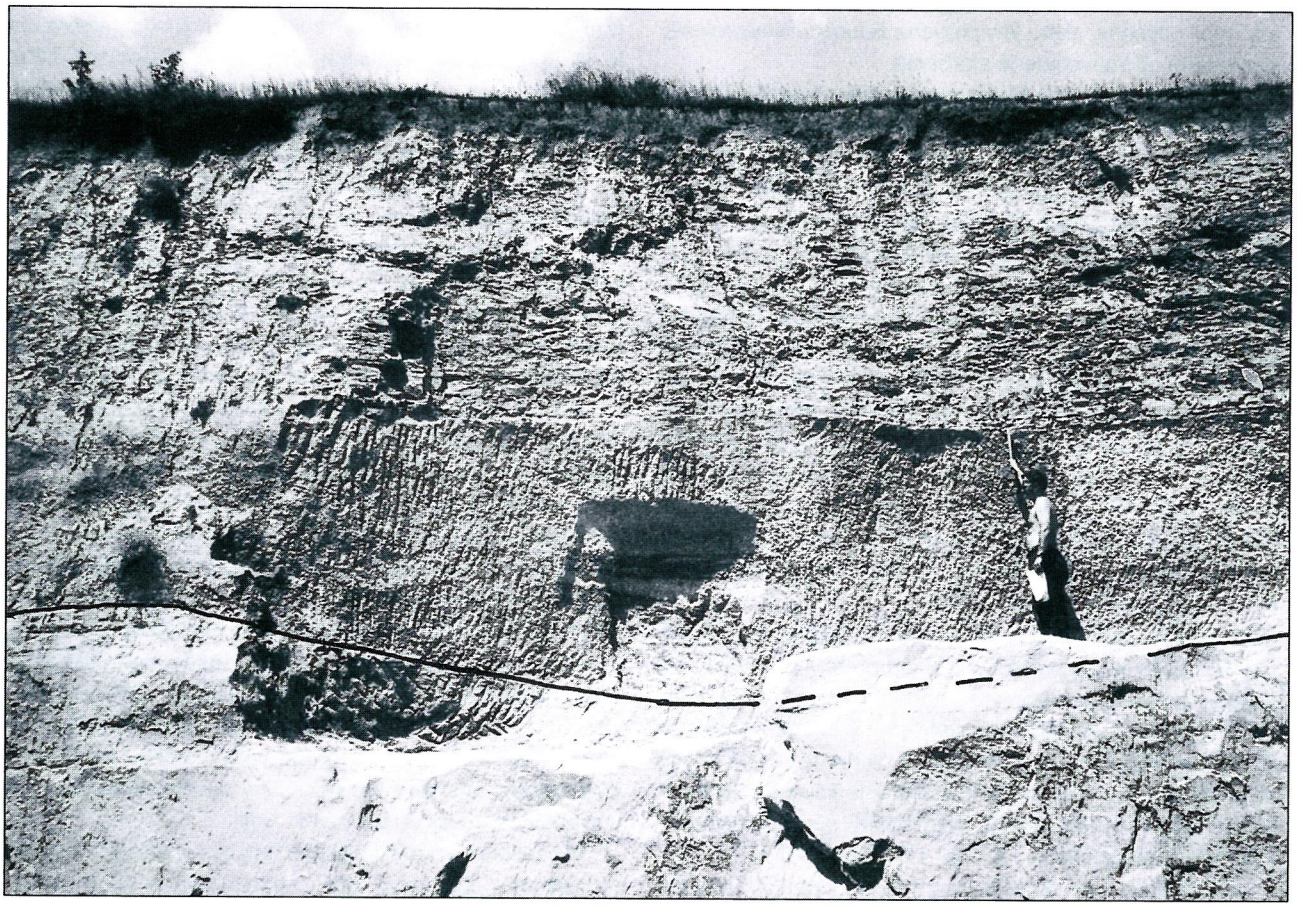
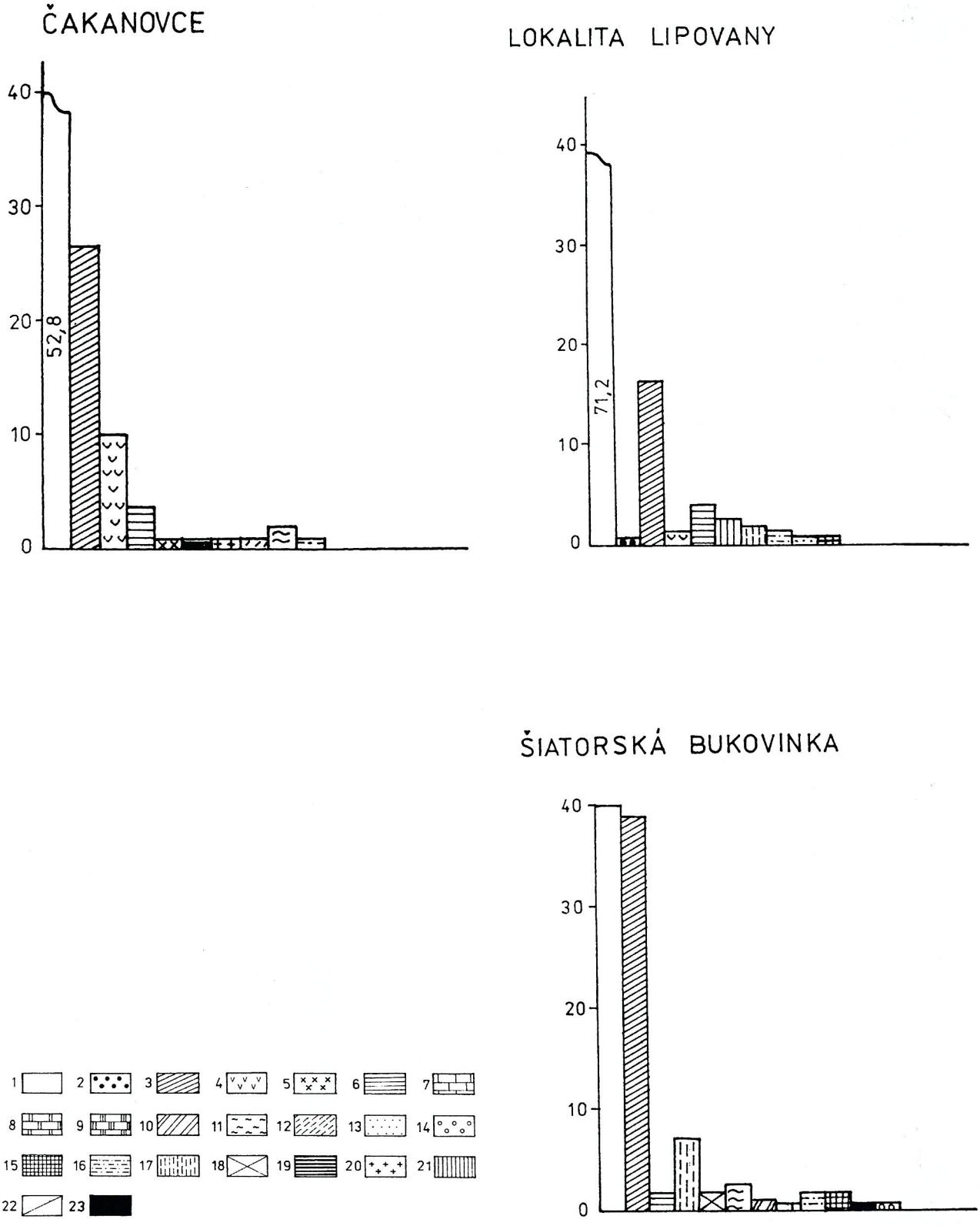


**Foto 13.** Sedimenty neúplného riečneho cyklu bukovinského súvrstvia, egenburg. Erózna báza riečneho cyklu korytovitého tvaru zvýraznená v dolnej časti obrázka. Bazálnu polohu tvorí štrk so šošovkami piesku, vyššie je piesčitý bridličnatý íl. Styk medzi štrkovými a ílovými polohami (na ňom je položené kladivo) je ostrý. Výška postavy 176 cm. Štrkovisko na Z od Čakanoviec, Cerová vrchovina. Foto D. Vass.

**Photo 13.** Deposits of uncomplete river cycle of the Bukovinka Formation, Eggenburgian. The erosive channel base of the cycle is shown in the lower part of the photo. The basal layer is built up by pebbles with the sand lenses, higher up is the clay. The contact pebbles/clay is sharp (hammer is laying on the contact). The height of figure is 176 cm. Gravel pit west of the village Čakanovce, Cerová vrchovina Upland. Photo D. Vass.

Tab. 34
Petrografické zloženie štrku bukovinského súvrstvia (%)
Petrographic composition of the Bukovinka Formation gravel (in %)

| | | Čakanovce | Lipovany | Šiatorská Bukovinka |
|---|---|---|---|---|
| kremenec | quartzite | 52,8 | 71,15 | 49,69 |
| kremeň | quartz | 26,4 | 16,3 | 39,21 |
| dynamomet. kongl. | dynamometamorph. congl. | | 2,56 | |
| hrubozrnný kremenec | coarse-grain. quartzite | | 0,64 | |
| tmavá kremitá bridlica | dark siliceous shale | 0,9 | | |
| arkóza | arkose | 0,9 | | |
| kremitý porfýr | quartz porphyry | 10,4 | 1,28 | |
| lydit | lydite | 3,8 | 3,85 | 1,96 |
| tmavý (kremitý) vápenec | dark (siliceous) limestone | | | 0,49 |
| rohovec | chert | 1,8 | | 2,45 tmavý |
| porfyroid | porphyroid | 0,9 | | |
| granitoid | granitoide | | 1,92 | 7,35 |
| kryštalická bridlica | schist | 0,9 | | |
| glaukonit. pieskovec | glauc. sandstone | | 0,64 | |
| ryolit – ryodacit | rhyolite – rhyodacite | 0,9 | 1,28 | 1,96 |
| siltovec | siltstone | | 0,64 | 1,96 |
| pieskovec – ílovec | sandstone – claystone | | | 0,49 |
| ílovitoželez. konkrécie | clayey-ferrug. concretion | | | 0,49 |
| bázická hornina | basic rock | | | 1,95 |
| hnedý rohovcový vápenec | braun cherty limestone | | | 0,38 |
| tmavý silicit s numulitmi | dark silicite with nummulites | | | 1 obliak/1pebble |




**Obr. 15.** Petrografické zloženie obliakov bukovinského súvrstvia. 1 – kremenec, 2 – hrubozrnný kremenec, 3 – kremeň, 4 – kremitý porfýr, 5 – porfyroid, 6 – lydit, 7 – kremitý vápenec, 8 – svetlý vápenec, 9 – ružový vápenec, 10 – rohovcový vápenec, 11 – rohovec, 12 – arkóza, 13 – glaukonitický pieskovec, 14 – pieskovec, 15 – siltovec, 16 – ryolit – ryodacit, 17 – granitoid, 18 – bázická hornina, 19 – kryštalická bridlica, 20 – tmavá kremitá bridlica, 21 – dynamometamorfovaný zlepenec, 22 – drobnozrnný zlepenec, 23 – ílovitoželezitá konkrécia.

**Fig. 15.** Petrographic composition of the Bukovinka Formation pebbles. 1 – quartzite, 2 – coarse quartzite, 3 – quartz, 4 – quartz porphyry, 5 – porphyroid, 6 – black chert, 7 – quartzose limestone, 8 – pale limestone, 9 – pinky limestone, 10 – cherty limestone, 11 – chert, 12 – arkose, 13 – glauconitic sandstone, 14 – sandstone, 15 – siltstone, 16 – rhyolite – rhyodacite, 17 – granitoid, 18 – basic rock, 19 – crystalline schist, 20 – dark quartzose shale, 21 – dynamometamorphosed conglomerate, 22 – fine-grained conglomerate, 23 – clayey-ferruginous concretion.

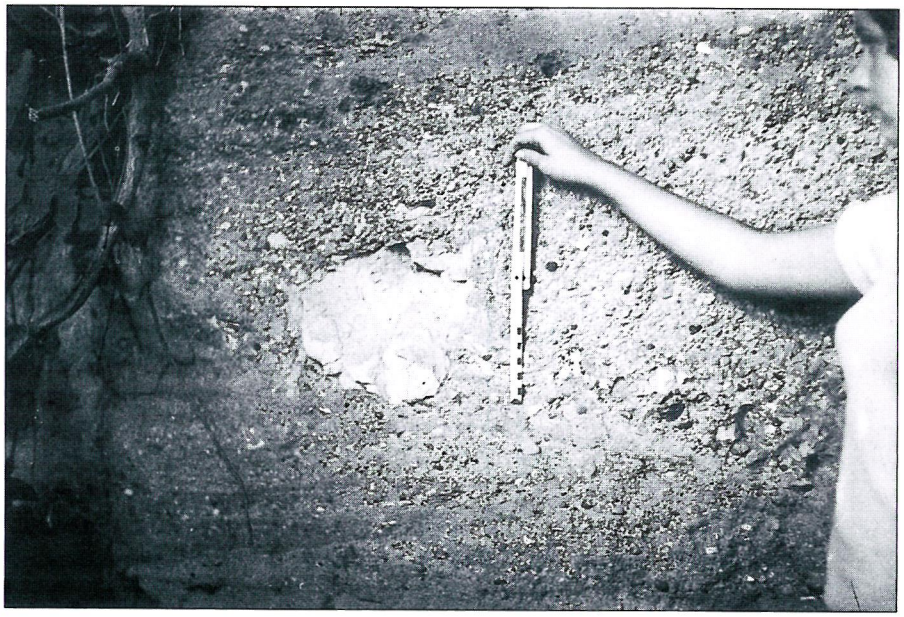


**Foto 14.** Závalok ílovca na báze erózneho koryta vyplneného štrkom. Koryto má ostrú bázu a výplň koryta pozitívnu gradáciu. Riečne sedimenty bukovinského súvrstvia, egenburg. Štrkovisko na JZ od Pleša, Cerová vrchovina. Foto D. Vass.

**Photo 14.** Clay fragment on the base of erosive channel pebbly fill. The river deposits of the Bukovinka Formation, Eggenburgian. Gravel pit south-west of the village Pleš, Cerová vrchovina Upland. Photo D. Vass.

– premenený prekremenený tuf – kremité argility,

– sklovitý tuf s popolovitou (vitroklastickou) štruktúrou.

Ryodacitové tufy zo severnej časti Lučenskej kotliny (vrt EV-2) a Cerovej vrchoviny (vrt ČV-8) petrograficky zhodnotila Hojstričová. Je v nich zastúpený

– Sivobiely strednozrnný kryštaloklastický pemzový ryodacitový tuf zložený zo subsférických fragmentov bielej pemzy (10 %), plagioklasu $n^{45}$ (10 %), kremeňa (8 %), biotitu (1–2 %), draselného živca (1 %) a z drobných ostrohranných úlomkov bezfarebného vulkanického skla (30 %). Matrix (40 %) tvoria drobné úlomky pemzy a amorfná tufová substancia. Chemické zloženie horniny je v tab. 37.

Danillová (ústna informácia) v niektorých druhoch tufu zistila aj ignimbritovú štruktúru.

Felzitický ignimbrit vystupuje v záreze lesnej cesty z Večelkova na Dunivú horu a ako ignimbrit ho identifikovala Hojstričová (osobná informácia). V minulosti, keď bola táto hornina odkrytá v malom kameňolome, ju Fiala opísal ako ryolit.

Tuf miestami obsahuje úlomky ryodacitu s mikrofelzitickou a sklovitou štruktúrou.

Felzitické ignimbrity a tufy vystupujúce na SZ od Lipovian a na JZ od Mučína, kde nimi prenikol aj vrt MJ-1, nepatria do bukovinského súvrstvia, ako predpokladali autori geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 (Vass, ed., 1992), ale do formácie Fehér hegy, ktorú formálne definoval Vass et al. (2007). Tieto horniny majú úplne odlišné paleomagnetické vlastnosti ako felzitické tufy a ignimbrity bukovinského súvrstvia. Kým naposledy spomenuté majú reverznú polaritu a ccw deklináciu *(counterclockwise)*, teda ľavú rotáciu okolo 80°, ignimbrity formácie Fehér hegy majú normálnu polaritu a ich deklinácia je ccw rotovaná o 30° (Márton et al., 2007). Preto je formácia Fehér hegy mladšia ako bukovinské súvrstvie, jej rádiometrický vek je 17,42 ± 0,06 Ma (Pálfy et al., 2007) a zodpovedá vrchnému otnangu. Treba poznamenať, že rádiometrický vek nameraný metódou štiepnych stôp *(fission tracks)* 20,1 Ma (Repčok, 1987) je nereálny.



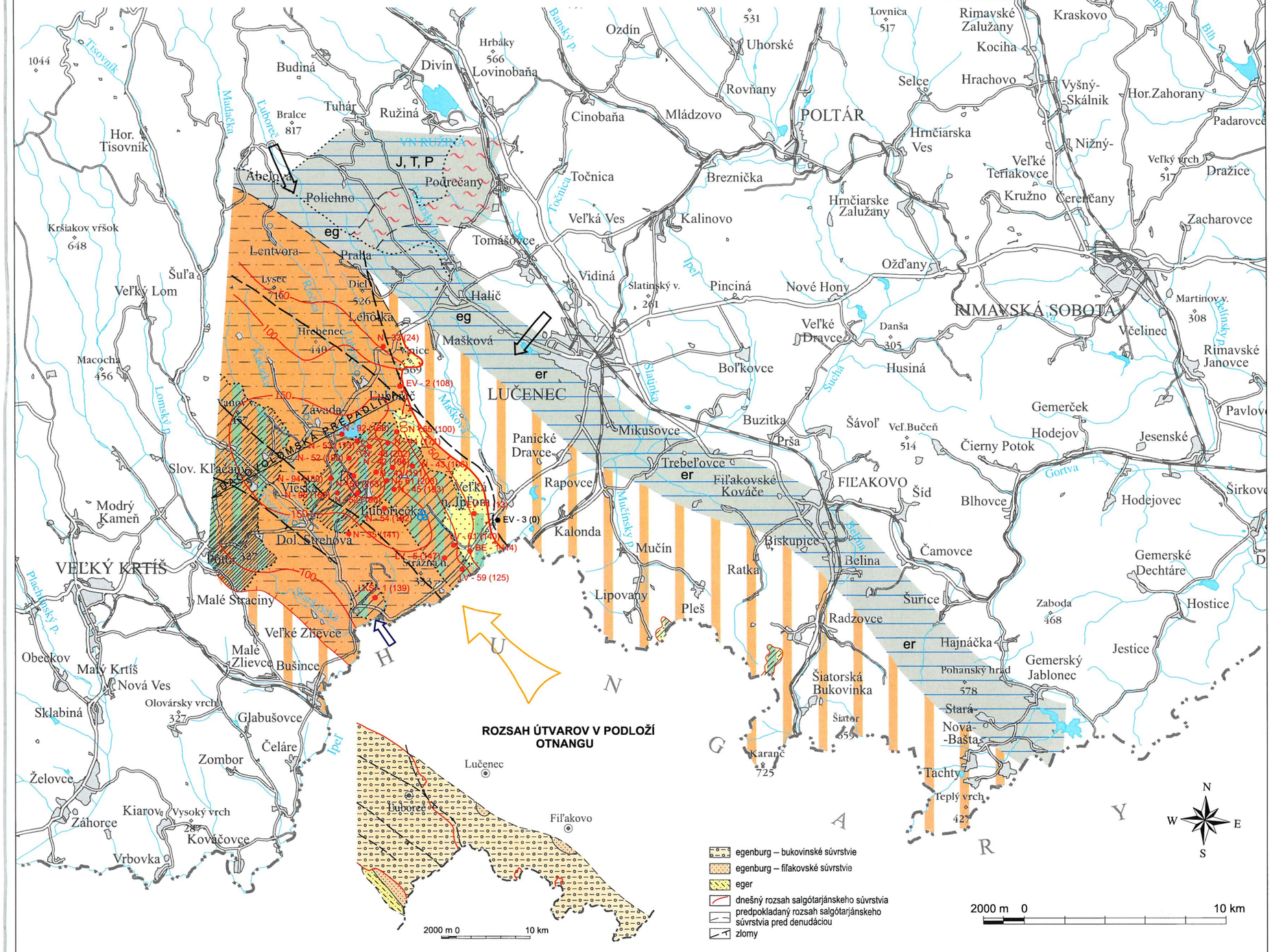
**Foto 15.** Detail šikmého zvrstvenia riečnych sedimentov s pozitívnou gradáciou. Bukovinské súvrstvie, egenburg. Štrkovisko na JZ od Pleša, Cerová vrchovina. Foto D. Vass.

**Photo 15.** Detail of cross-bedded river deposits having the positive graded bedding. Bukovinka Formation, Eggenburgian. Gravel pit southwest of the village Pleš. Cerová vrchovina Upland. Photo D. Vass.

# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA OTNANGU – SALGÓTARJÁNSKE SÚVRSTVIE

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autori: D. Vass, M. Elečko a J. Bodnár, 2001




PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI

OBLASTI DENUDÁCIE A ERÓZIE

1 predpokladaný plochý reliéf

OBLASTI SEDIMENTÁCIE

kontinentálne oblasti

2 oblasť riečnej (dolinnej) nivy

3 oblasť nivných močiarov zakrytá jazernými sedimentmi

4 oblasť nivných močiarov zakrytá riečnymi sedimentmi

5 jazerná oblasť

6 minimálny predpokladaný rozsah salgótarjánskeho súvrstvia pred denudáciou

GENERALIZOVANÉ ZOBRAZENIE PETROGRAFICKEJ POVAHY A VEKU HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI

7 oblasť budovaná sedimentmi (er – eger, eg – egenburg, J – jura, T – trias)

8 oblasť budovaná metamorfitmi a magmatitmi (C – karbón, P – perm, Pz – metamorfity paleozoického veku)

LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE

9 íl a prach, na báze s pieskom (a s uhoľnými slojmi)

10 piesok

rozsah uhoľných slojov:

11 vrchný uhoľný sloj

12 stredný uhoľný sloj

13 spodný uhoľný sloj

OSTATNÉ SYMBOLY

14 predpokladaný okraj oblasti sedimentácie

15 dnešný okraj sedimentov

16 100 izolínie hrúbky sedimentov v m

17 hranice fácií

18 synsedimentárne zlomy

19 predpokladaný smer prínosu klastického materiálu

20 predpokladaný smer morskej transgresie

21 smer postupu močiarnej a jazernej sedimentácie

22 N - 33 (24) označenie vrtu (hrúbka salgótarjánskeho súvrstvia v m)

23 EV - 3 (0) označenie vrtu (bez sedimentov otnangu)

24 morská mikroflóra

**Supplement 6**

**PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE OTTNANGIAN – SALGÓTARJÁN FM.**

PALEOGEOGRAPHIC AREAS: AREAS OF DENUDATION AND EROSION
1 – relief assumed
AREAS OF SEDIMENTATION, continental areas
2 – area of river alluvial plain
3 – area of backswamp covered by lacustrine deposits
4 – areas of alluvial plain swamps covered by river deposits
5 – lacustrine area
6 – assumed minimum of Salgótarján Formation areal extension before being denuded
GENERALIZED PETROGRAPHIC CHARACTER AND AGE OF ROCKS IN THE SOURCE AREA
7 – area built up by sediments (er – Egerian, eg – Eggenburgian, J – Jurassic, T – Triassic)
8 – area built up by metamorphites and magmatites (C – Carboniferous, P – Permian, $P_z$ – metamorphites of Paleozoic age)
LITHOFACIES OF SEDIMENTATION AREAS
9 – clay and silt with sand at the base (and coal seams)
10 – sand
*Areal distribution of coal seams*
11 – upper coal seam
12 – middle coal seam
13 – lower coal seam
OTHER SYMBOLS:
14 – assumed margin of sedimentation areas
15 – recent margin of sediment distribution
16 – thickness isolines in metres
17 – boundaries of facies
18 – synsedimentary fault
19 – assumed direction of clastic material transport
20 – assumed direction of marine transgression
21 – direction of swamp and lake progradation
22 – borehole (thickness of Salgótarján Fm. in metres)
23 – borehole without Ottnangian deposits
24 – marine calcareous nannoplankton

Ignimbrit z vrtu MJ-1 petrograficky charakterizovala Hojstričová (písomná informácia), a to ako vitroklastický strednozrnný popolový ryodacitový tuf svetlosivej farby s ojedinelými úlomkami bielej pemzy (do 2 %) a s úlomkami plagioklasu, kremeňa a biotitu (3 %). 95 % objemu horniny tvoria drobné ostrohranné čriepky vulkanického skla.

Okrem tufových polôh sú v bukovinskom súvrství aj polohy tufitického pieskovca resp. pieskovca s tufitickou prímesou. Hojstričová opísala tieto typy:

– Drobnozrnný až strednozrnný tufitický pieskovec sivej farby zložený prevažne z úlomkov kremeňa (60 %), bridlíc (1–3 %) a rohovcov (1 %), v ktorom je vulkanickou prímesou plagioklas (1 %), biotit (1 %), draselný živec (1 %) a kremeň (1 %). Základnú hmotu tvorí čiastočne dezintegrované hnedé vulkanické sklo.

– Sivý jemnozrnný pieskovec s tufitickou prímesou a s prevahou úlomkov opracovaného a vytriedeného kremeňa (60 %) nad úlomkami hornín (bridlice, rohovec a kremenec = 5 %). Vulkanický materiál zastupujú (1–2 %) ojedinelé úlomky vulkanogénneho kremeňa, plagioklasu a biotitu.

V bukovinskom súvrství sa pomerne hojne vyskytujú zvyšky rastlín, a to od veľkých prekremenených pňov stromov cez zuhoľnatené úlomky rastlín až po odtlačky listov, spóry a peľ.

Listy z lokality pri Lipovanoch opísal Němejc (1967) a neskôr Knobloch in Papp et al. (1973). Sú to: *Myrica* cf. *sagoriana* Ett., aff. *Quercus neriifolia* Braun ex Heer., *Cyclocarya cyclocarpa* (Schlecht., Knobl.), *Engelhardtia macroptera* (Brongn.) Ett., *Daphnogene spectabile* (Heer) Knobl., *D. bilinica* (Ung.) Kvač. et Knobl., *D. cinnamomeifolia* (Brong) Braun, *Larophyllum* cf. Reuss (Ett.) Něm. et Knobl., *L.* cf.

Tab. 35

Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – bukovinské súvrstvie (egenburg)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Bukovinka Formation (Eggenburgian)

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. deviat. | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| A Prachovec Silt | | | | | | |
| % piesok sand | 32 | 3,20 | 35,80 | 17,77 | 10,22 | 57,50 |
| prach silt | 32 | 36,30 | 68,80 | 50,21 | 9,16 | 18,25 |
| íl clay | 32 | 14,90 | 45,48 | 31,74 | 7,53 | 23,73 |
| Xϕ | 32 | 4,08 | 7,37 | 6,18 | 0,84 | 13,65 |
| σϕ | 32 | 1,51 | 7,56 | 2,79 | 1,69 | 60,61 |
| % $CaCO_3$ | 32 | 0,63 | 17,10 | 3,20 | 3,77 | 117,69 |
| % $MgCO_3$ | 19 | 0,39 | 7,45 | 2,73 | 2,06 | 75,49 |
| B Piesok Sand | | | | | | |
| % štrk gravel | 35 | 0,00 | 2,80 | 0,26 | 0,64 | 243,27 |
| piesok sand | 35 | 35,20 | 91,15 | 61,94 | 16,85 | 27,25 |
| prach silt | 35 | 7,70 | 44,20 | 22,40 | 8,94 | 39,91 |
| íl clay | 35 | 0,00 | 36,30 | 15,56 | 11,71 | 75,22 |
| Xϕ | 35 | 1,66 | 6,18 | 4,34 | 1,23 | 28,51 |
| σϕ | 35 | 1,01 | 4,81 | 2,20 | 0,71 | 32,60 |
| % $CaCO_3$ | 35 | 0,37 | 25,65 | 3,47 | 4,95 | 142,43 |
| % $MgCO_3$ | 33 | 0,17 | 6,78 | 2,36 | 1,31 | 55,70 |
| C Íl Clay | | | | | | |
| % piesok sand | 17 | 3,10 | 37,30 | 14,01 | 9,76 | 69,68 |
| prach silt | 17 | 16,70 | 46,97 | 33,14 | 6,94 | 20,94 |
| íl clay | 17 | 38,60 | 73,15 | 52,78 | 9,06 | 17,18 |
| Xϕ | 17 | 6,33 | 8,27 | 7,28 | 0,59 | 8,21 |
| σϕ | 17 | 1,59 | 2,84 | 2,15 | 0,41 | 19,19 |
| % $CaCO_3$ | 18 | 0,70 | 39,73 | 5,82 | 10,23 | 175,69 |
| % $MgCO_3$ | 13 | 1,05 | 7,59 | 3,28 | 1,90 | 58,00 |

| A | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 32 | 20 / 82,5 | 12 / 37,5 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 32 | 32 / 100 % | - |

| B | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 35 | 3 / 8,57 % | 32 / 91,43 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 35 | 24 / 68,57 % | 11 / 31,43 % |

| C | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 17 | 17 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 17 | 11 / 64,71 % | 6 / 35,29 % |

Tab. 36

Ťažké minerály bukovinského súvrstvia (%) (Marková, 1980)
Heavy minerals in the Bukovinka Formation (Marková, 1980; in %)

| Vzorka Sample | Ťažké minerály Heavy minerals | Granát Garnet | Zirkón Zircon | Apatit Apatite | Turmalín Tourmaline | Rutil Rutile | Anatas Anatase | Amfibol Hornblende | Staurolit Staurolite | Epidot Epidote | Distén Disthene | Biotit Biotite | Chlorit Chlorite | Hyperstény Hypersthene | Tremolit Tremolite | Andalúzit Andalusite | Karbonát Carbonate | Leukoxén Leucoxene | Ilmenit Ilmenite | Fosfát Phosphate | Limonit Limonite | Magnetit Magnetite |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Čakanovce 1 | 0,5 | 10,0 | 4,0 | | 4,0 | | + | 9,0 | | | | | 55,0 | | | | | 2,0 | 10,0 | | 5,0 | 1,0 |
| Čakanovce 3a | 0,3 | 8,0 | 7,0 | 1,0 | 8,0 | | 1,0 | 5,0 | | | 3,0 | 2,0 | 25,0 | 2,0 | | | | | 12,0 | | 26,0 | |
| Čakanovce 3b | 1,2 | 3,0 | 2,0 | | 8,0 | | | 9,0 | | | 4,0 | | 23,0 | 2,0 | | | 1,0 | | 11,0 | | 37,0 | |
| Čakanovce 4a | 6,56 | 2,0 | | | 0,5 | | | | | 1,0 | 0,5 | | 1,0 | | | | | | | | 95,0 | |
| Čakanovce 4b | 0,6 | 2,0 | | 1,0 | 4,0 | | | 1,0 | 1,0 | | 2,0 | | 5,0 | | | | | | 2,5 | | 81,5 | |
| Čí-2 27,9 m | 50,93 | 2,0 | | | | | | 1,0 | | | | | 2,0 | | | | | | | | 95,0 | |
| 29,8 m | 3,8 | 1,0 | | | | | | 2,0 | 3,0 | | | | 1,0 | | | | 1,0 | | | | 95,0 | |
| 31,7 m | 2,0 | 8,0 | 2,0 | 3,0 | 12,0 | 4,0 | | | | 5,0 | 4,0 | | 23,0 | | | | | | 16,0 | | 20,0 | |
| 32,5 m | 1,54 | 2,9 | 0,7 | | 5,8 | | 4,3 | | | 5,0 | 2,9 | | 4,3 | | | | 0,7 | | 8,4 | | 65,0 | |
| 34,8 m | 7,5 | 11,7 | | | | 1,8 | | | | 1,8 | | 43,2 | 40,5 | | | | | | | 0,9 | + | |
| 36,5 m | 5,0 | 1,0 | | | + | 0,5 | | 3,0 | | | | | 5,0 | 5,0 | | | | | | | 90,0 | |
| 57,4 m | 4,1 | 5,3 | | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 1,8 | 2,7 | 4,4 | 0,9 | | 10,5 | 1,8 | | | 0,9 | | 8,1 | | 60,0 | |
| 58,6 m | 1,46 | 3,0 | | | 2,0 | | | 7,0 | 1,0 | | 2,0 | 14,0 | 23,0 | | | 2,0 | 2,0 | | 10,0 | | 34,0 | |
| 76,85 m | 0,9 | 20,1 | 3,2 | | 3,2 | | | 12,2 | 0,8 | | 4,0 | | 40,3 | | | | | | 12,1 | | 4,1 | |
| 80,0 m | 1,0 | 4,5 | 1,2 | | 4,7 | | | 3,3 | | | | | 70,7 | | | | | | 6,6 | | 9,0 | |
| 99,5 m | 0,1 | 18,0 | | | 3,0 | | 2,0 | 3,0 | 9,0 | 9,0 | 4,0 | | 20,0 | | | | 2,0 | | 20,0 | | 10,0 | |
| 104,0 m | 0,25 | 21,0 | 3,0 | 4,0 | 15,0 | | 4,0 | | 3,0 | | 4,0 | | 11,0 | | 1,0 | | 3,0 | | 20,0 | 1,0 | 10,0 | |
| 108,0 m | 2,35 | 7,0 | | | | 1,0 | | 4,0 | | | 1,0 | | 82,0 | | | | | | | | | |

Tab. 37
Chemické zloženie tufu bukovinského súvrstvia (vrt EV-2, hĺbka 278 m) (analyzoval Lešták, 1988)
Chemical composition of the Bukovinka Formation tuff (EV-2 drill hole, depth 278 m; analysed by Lešták, 1988)

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 68,58 % |
| $Al_2O_3$ | 12,20 % |
| $Fe_2O_3$ | 1,60 % |
| $TiO_2$ | 0,43 % |
| FeO | 0,57 % |
| MgO | 0,67 % |
| CaO | 3,73 % |
| MnO | 0,05 % |
| $K_2O$ | 3,51 % |
| $Na_2O$ | 2,53 % |
| $P_2O_5$ | 0,22 % |
| str. žíh. | 5,26 % |

*lalages* (Ung.) Něm. et Knobl., *L.* cf. *heeri* (Ett.) Něm. et Knobl., *L.* cf. *braunii* (Heer) Něm. et Knobl., *L.* cf. *haidingeri* (Ett.) Něm. et Knobl., *Laurophylum* sp. (*Laurus* cf. *primigenia* Ung. sensu Weyl), *Diospyros brachysepala* Al. Braun, *Ceamthus* sp., *Rhus coriacea* Engelh., *Acer angustilobum* Heer, *Sapindus falcifolius* Bl. Braun, *Robinia regelii* Heer, aff. *Andromeda* sp. a *Calamus noszkyi* Jabl.

Identické spoločenstvo rastlín opísal Jablonszky (1914) a najnovšie Hably (1985) z lokality pri Ipolytarnóci. V obidvoch prípadoch ide o spoločenstvo subtropicko-tropického dažďového pralesa.

Mikroflórou súvrstvia na lokalite Lipovany a Čakanovce (vrt ČL-2) študovala Planderová (1990).

Z výtrusných rastlín je z vekového aj paleoekologického hľadiska dôležitý druh *Leiotriletes maxoides maxoides* W. Kr., *Leiotriletes microlepidoides* W. Kr., *L. maxoides maximus* W. Kr. a *L. adriennis pseudomaximus* W. Kr., ktoré patria do čeľade *Schizaceae* (druhy rodu *Lygodium*) a avizujú tropicko-subtropickú klímu.

Aj ostatné druhy flóry nahosemenných a krytosemenných rastlín sú prevažne z teplomilných druhov, ako sú staré typy *Myricaceae* (*Myricipites bituitus* (R. Pot.) Nagy, *M. myricoides* (Kremp.) Nagy), *Sapotaceae* a *Engelhardia*. Na druhej strane možno pozorovať úbytok arktoterciérnych druhov *(Ulmus, Betula, Alnus)*.

Autochtónnu morskú faunu bukovinské súvrstvie neobsahuje, ale našli sa preplavené ostne ježoviek a rádiolárií.

Vek súvrstvia pomohol určiť rádiometrický vek tufu Ar/K metódou 19,7 ± 0,2 mil. rokov (Kantor et al., 1988). Rádiometrický vek signalizuje egenburský vek súvrstvia (porovnaj rádiometrický vek egenburgu 22,0–19,0 mil. rokov; Vass et al., 1985), resp. 21,4–18,1 Ma (Harzhauser a Piller, 2007). Takýto záver podporuje aj teplomilná flóra opísaná z Lipovian. Ide o najteplomilnejšie doteraz známe floristické spoločenstvo zo západokarpatského neogénu. Nemohlo sa vyskytovať v otnangu, ktorý podľa Rögla a Steiningera (1984) bol obdobím globálneho ochladenia.

## Otnang

### Salgótarjánske súvrstvie

Sedimenty salgótarjánskeho súvrstvia sú rozšírené v jz. časti Lučenskej kotliny a v strednej časti Cerovej vrchoviny pri Čakanovciach a Lipovanoch. Súvrstvie s maximálnou hrúbkou okolo 200 m (príl. 6) sa skladá z dvoch vrstvových celkov – z pôtorských a plachtinských vrstiev.

**Pôtorské vrstvy** tvoria spodnú časť súvrstvia, ležia skryto diskordantne na bukovinskom súvrství a zakrývajú ich plachtinské vrstvy. V okolí Čakanoviec a Lipovian predstavujú denudačný relikt zakrytý bazaltmi cerovej formácie alebo deluviálnou hlinou. Ich hrúbka kolíše od 35 do 50 m, ojedinele do 70 m.

Tab. 38
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – pôtorské vrstvy (otnang)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Pôtor Member (Ottnangian)

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| A Piesok Sand | | | | | | |
| % štrk gravel | 24 | 0,00 | 10,50 | 0,69 | 2,20 | 316,53 |
| piesok sand | 24 | 37,49 | 96,10 | 77,78 | 15,17 | 19,50 |
| prach silt | 24 | 3,80 | 42,80 | 17,77 | 10,01 | 56,33 |
| íl clay | 24 | 0,00 | 30,43 | 4,86 | 8,17 | 167,94 |
| Xϕ | 24 | 1,36 | 5,79 | 3,36 | 1,18 | 35,24 |
| σϕ | 24 | 0,52 | 3,72 | 1,43 | 0,71 | 49,93 |
| % $CaCO_3$ | 27 | 0,26 | 3,15 | 1,32 | 0,62 | 46,92 |
| % $MgCO_3$ | 27 | 0,27 | 3,98 | 1,87 | 0,91 | 48,58 |
| B Prach Silt | | | | | | |
| % piesok sand | 11 | 6,40 | 34,40 | 20,52 | 9,70 | 47,30 |
| prach silt | 11 | 36,20 | 82,40 | 57,30 | 12,81 | 22,36 |
| íl clay | 11 | 7,60 | 40,60 | 22,62 | 8,22 | 36,33 |
| Xϕ | 11 | 4,01 | 6,92 | 5,64 | 0,82 | 14,58 |
| σϕ | 11 | 1,33 | 6,54 | 2,60 | 1,71 | 65,74 |
| % $CaCO_3$ | 11 | 0,49 | 3,00 | 1,16 | 0,70 | 60,46 |
| % $MgCO_3$ | 11 | 0,15 | 4,19 | 2,11 | 1,18 | 55,95 |
| C Íl Clay | | | | | | |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Piesok Sand | Prach Silt | Íl Clay | Xϕ | σϕ | $CaCO_3$ | $MgCO_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 4,00 | 33,50 | 62,50 | 8,01 | 1,59 | 1,74 | 3,41 |

| A | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 24 | 4 / 16,6 % | 20 / 63,33 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 24 | 7 / 29,17 % | 17 / 70,83 % |

| B | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 11 | 3 / 27,27 % | 8 / 12,73 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 11 | 8 / 72,73 | 3 / 27,27 % |

| C | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 1 | 1 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 1 | - | 1 / 100 % |

Pôtorské vrstvy sú prevažne z vrstiev piesku, vzácne slabo stmeleného, v ktorých sú uhoľné sloje a polohy piesčitého ílu až prachovca. Ležia horizontálne alebo sklonené pod uhlom 10–30° na JZ.

Prevládajúcim litotypom vrstiev je teda piesok. Tvorí polohy hrubé niekoľko, resp. aj viac ako 10 m. Je sivý, svetlosivý, zvetraný hnedý, hrdzavohnedý, žltohnedý, okrový, jemnozrnný až strednozrnný, nevápnitý a sľudnatý. Vzácne tvorí odkryvy, na ktorých možno vidieť šikmé alebo horizontálne zvrstvenie pieskových vrstiev. Miestami sú vo vrstvách drobné (0,5–1 cm) dobre opracované obliačiky kremeňa a kremenca. Vzácne obsahujú lavice pevného pieskovca a hrdzavé, hydroxidmi Fe tmelené polohy hrubé 10–12 cm, v ktorých obsah $Fe_2O_3$ dosahuje až 14,70 resp. 15,41 %. FeO sa nezistil. $Fe^{2+}$ zrejme podľahlo oxidácii pri zvetrávaní. Hydroxidy Fe tvoria aj povlak na vrstvových plochách, na ktorých sú pozorovateľné stopy po činnosti organizmov. V piesku sú zuhoľnatené úlomky rastlín a výliatky dutín po pňoch a koreňoch stromov.

Zrnitostné parametre piesku sú v tab. 38A. Piesčitá frakcia priemerne tvorí 77,78 %, najhojnejšou prímesou je prachová (17,77 %), ílová je zastúpená sporadicky (4,86 %) a štrk sa vyskytuje ojedinele. Priemer stredného momentu zrnitosti Xϕ je 3,36 (jemnozrnný piesok). Piesok je mierne vytriedený. Koeficient symetrie Skϕ je prevažne väčší ako 0, čiže častice sú rozptýlené v jemnejších frakciách ako Xϕ. Koeficient strmosti krivky Kϕ je vo väčšine prípadov väčší ako 3, t. j. krivky majú leptokurtický tvar. Piesok je nevápnitý resp. nekarbonatický, priemerný obsah $CaCO_3$ iba 1,32 a obsah $MgCO_3$ 1,87 %.

Prevládajúcou klastickou zložkou pieskových vrstiev sú zrnká kremeňa. Danillová (in Vass, ed., 1983) podľa pomeru k ostatným hlavným zložkám zaradila pieskovcové lavice medzi litické droby. V piesku až pieskovci sa zistila aj tufitická prímes. V asociácii ťažkých alotigénnych minerálov (tab. 39) prevláda granát, hojný je chlorit a epidot, vyskytujú sa aj turmalín, apatit, zirkón, distén, staurolit, ilmenit a z autigénnych minerálov je hojný siderit a pyrit (Marková, 1980; Jurkovičová in Vass, ed., 1985, 1987). Typickou zložkou asociácie sú minerály kyslých magmatických hornín, t. j. minerály dispergovaného ryodacitového materiálu. Z ílových minerálov prevláda illit nad smektitom, montmorillonitom a kaolinitom (Kraus, osobná informácia).

*Íl a prach* tvoria polohy hrubé niekoľko cm až 5 m. Sú zelené, zelenosivé a nevápnité. Ílovou zložkou je illit s prímesou kaolinitu a montmorillonitu. Charakteristika zrnitosti a obsah karbonátov sú v tab. 38B a C.

*Uhoľné sloje* sú typickým členom pôtorských vrstiev. V okolí Čakanoviec sa vyvinul vrchný sloj, hrubý 0,8–1 m, so štyrmi preplástkami uhoľných bridlíc hrubými 2–3 cm, a spodný, hrubý 1,2–1,5 m (foto 30), ktorý preplástky delia na tri lavice. Medzi slojmi je poloha piesku hrubá 12–15 m (Holec, 1968). Aj v jz. časti Lučenskej kotliny sú na okrajových kryhách strhársko-trenčskej prepadliny dva sloje. Spodný, zodpovedajúci III. sloju v Ipeľskej kotline (ložisko Pôtor–Dolina), je hrubý 1,6 až 4,3 m a pri Malých Dálovciach sú v ňom tri polohy uhoľného ílu. V jeho nadloží sa ojedinele vyvinul vrchný sloj (ekvivalent I. sloja v Ipeľskej kotline), ktorého hrúbka kolíše od 0,45 do 2,1 m (Ďaďo, 1955; Klubert et al., 1986; Vass a Elečko, 1988; Škvarka

Tab. 39
Ťažké minerály pôtorských a plachtinských vrstiev (otnang) (Marková, 1980; Jurkovičová in Vass et al., 1987)
Heavy minerals in Pôtor and Plachtince members (Ottnangian; Marková, 1980; Jurkovičová in Vass et al., 1987)

| | Na JZ od Čakanoviec | | Vrt EV-2 | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Pôtorské vrstvy | | | | Plachtinské vrstvy |
| | | | 52,1 m | 88,2 m | 28,5 m |
| % ťažkých minerálov | 0,21 | 0,28 | 0,25 | 0,24 | 0,41 |
| granát – garnet | 11,0 | 9,0 | 24,9 | 15,2 | 3,1 |
| zirkón – zircon | 12,0 | 2,0 | 1,7 | 1,3 | 0,9 |
| apatit – apatite | | 3,0 | 5,1 | 3,8 | 0,5 |
| turmalín – tourmaline | 3,0 | 3,0 | 3,8 | 3,3 | 0,16 |
| staurolit – staurolite | 3,0 | | 1,9 | 0,8 | 0,16 |
| distén – disthene | 3,0 | | 2,4 | 1,6 | 0,3 |
| biotit – biotite | 9,0 | 14,0 | 4,9 | 2,6 | 0,6 |
| chlorit – chlorite | | 17,0 | 2,1 | 2,8 | 2,6 |
| ilmenit – ilmenite | 14,0 | 20,0 | 13,5 | 17,2 | 5,2 |
| fosfát – phosphate | | 9,0 | | | |
| pyrit – pyrite | | 23,0 | | | 75,0 |
| karbonát – carbonate | 34,0 | | 0,3 | 0,3 | 0,8 |
| leukoxén – leucoxene | 11,0 | | 3,4 | 5,0 | 0,3 |
| epidot – epidote | | | 19,0 | 24,6 | 0,8 |
| zoisit – zoisite | | | 2,1 | 1,6 | 0,16 |
| titanit – titanite | | | 1,5 | 2,6 | |
| rutil – rutile | | | 0,5 | 0,8 | 0,16 |
| hyperstén – hyperstene | | | 0,3 | | |
| amfibol, obecný – comm. hornblende | | | | 0,5 | |
| sagenit – sagenite | | | 0,3 | | |
| tremolit – tremolite | | | | 0,5 | |
| zakalené minerály – opaque minerals | | | 11,4 | 15,4 | 0,16 |
| limonit – limonite | | | 0,3 | | |
| organické zvyšky – organ. rests | | | | | 7,2 |
| anatas – anatase | | | | 0,4 | |

et al., 1989). V pôtorských vrstvách sa miestami vyskytujú aj ďalšie tenké slojky uhlia, zrejme šošovkovitého tvaru. Uhlie je tmavohnedé až čierne, lesklé, s hnedým vrypom, s výhrevnosťou v pôvodnom stave od 9,96 do 11,99 MJ/kg a s obsahom popola od 22,71 do 37,37 %.

Vo vrte LKŠ-1 (hĺbka 340,3–340,9 m) sa vo vrstvách prachovca resp. ílovitého pieskovca našla morská fauna mäkkýšov drobného vzrastu, z ktorej sa dal určiť druh *Pelecioyra polytropa* Anders., *Corbula gibba* (Olivi) a *Hinia* cf. *schlotheimi* Beyrich (Ondrejičková in Škvarka et al., 1989). Prvý a posledný z nich sa v paratetydnej oblasti nevyskytujú vyššie ako v egenburgu.

Raková (1993) našla vápnitý nanoplanktón charakteristický pre spodnú časť zóny NN 4 – *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, *Cricolithus jonesi* Cohen a *Coronosphaera mediterranea* (Lohmann) Gaarder – a predpokladá, že pôtorské vrstvy vznikli v čase okolo hranice nanoplanktonických zón NN 3/NN 4, a zaraďuje ich do otnangu.

Šutovská (1993) v Ipeľskej kotline (Modrý Kameň – Horné Strháre) v sedimentoch medzi 1. a 3. slojom našla morské foraminifery včítane planktonických foriem *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow. a *G. ciperoensis ottnangiensis* Rögl., ktoré sa vyskytujú v spoločenstvách foraminifer z otnangu vo viedenskej panve.

Mikroflóru pôtorských vrstiev vo vrte EV-1 (73 m), BE-1 (62,6 m), EV-3, LKŠ-1 (355,0 m) spracovala Planderová (1990). Je obdobná ako mikroflóra bukovinských vrstiev. Ide o asociáciu sporomorf z uhoľných slojov a medzislojového ílu. Typická asociácia sporomorf sa skladá z veľkých leiotrilétnych spór zaraďovaných do rodu *Lygodium,* ktoré sú typické pre teplé obdobie oligocénu a miocénu. V asociáciách prevládajú spóry a peľové zrná autochtónnych rastlín subtropických močiarov s dominanciou taxodiovitých *Nyssaceae, Myricaceae, Sapotaceae, Cyrillaceae* a *Symplocaceae.* Toto spoločenstvo je typické pre vlhkú subtropickú klímu s klimatickým optimom na rozvoj subtropickej vegetácie. Mediteránnu flóru zastupoval peľ rastlín rodu *Cinnammomum.*

**Plachtinské vrstvy** tvoria vrchnú časť salgótarjánskeho súvrstvia. Ležia konkordantne na pôtorských vrstvách, a keď vystupujú na povrch, zakrýva ich deluviálna hlina alebo modrokamenské súvrstvie karpatského veku. V druhom prípade je prechod do nadložia postupný. V okolí Ľuboriečky na nich po erozívnom zreze ležia bádenské vulkanoklastiká. Sú hrubé okolo 150 m. Ide o polohy monotónneho ílu až ílovca a prachovca sivomodrej, vo zvetranom stave sivozelenej, sivohnedej a žltohnedej farby. Zamokra sú plastické, zasucha sa rozpadávajú na bridličky a drobné lavičky resp. majú črepinovitý rozpad. Na zvyčajne nevýrazných vrstvových plochách, najmä prachovcových, sú rozoznateľné šupinky sľudy. Ojedinele sa zistilo zvlnené zvrstvenie a laminácia, pričom sa striedajú laminky ílu a prachu. Vo vrstvách sú aj tmavosivé polohy, zrejme obohatené o organickú hmotu. Sú hrubé okolo 5, ojedinele až 60 cm.

Podľa zrnitostnej analýzy (tab. 40) väčšina analyzovaných vzoriek, ak sa berie do úvahy prevládajúca zrnitostná frakcia, zodpovedá prachovcu (12 z celkového počtu 22) a podľa priemernej hodnoty Xϕ prachovcu zodpovedajú všetky vzorky. Priemer stredného momentu zrnitosti Xϕ je 6,35. Sediment je zle vytriedený. Koeficient symetrie Skϕ je prevažne väčší ako 0, čiže rozptyl častíc je vo frakciách jemnejších ako Xϕ, a koeficient strmosti krivky menší ako 3, čiže zrnitostné krivky majú platykurtický tvar. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 3,81 % a $MgCO_3$ 2,62 %, sedimenty sú teda nevápnité resp. slabo vápnité alebo slabo karbonatické. Mineralogicky v ílovci a prachovci prevláda smektit sprevádzaný illitom a kaolinitom (Vass a Šucha, 1994).

Tab. 40

Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – plachtinské vrstvy (otnang)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Plachtince Member (Ottnangian)

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| A Ílovec Claystone | | | | | | |
| % piesok sand | 3 | 3,00 | 26,30 | 9,55 | 9,69 | 101,46 |
| prach silt | 3 | 26,40 | 47,60 | 34,30 | 8,16 | 23,79 |
| íl clay | 3 | 39,60 | 70,60 | 56,17 | 12,17 | 22,61 |
| Xϕ | 3 | 6,47 | 8,18 | 6,76 | 1,95 | 28,81 |
| σϕ | 3 | 1,71 | 2,55 | 2,09 | 0,30 | 14,52 |
| % $CaCO_3$ | 3 | 1,27 | 2,26 | 1,64 | 0,37 | 22,57 |
| % $MgCO_3$ | 3 | 0,86 | 3,97 | 2,16 | 1,16 | 53,73 |
| B Prachovec Siltstone | | | | | | |
| % piesok sand | 12 | 2,50 | 31,80 | 8,63 | 7,31 | 84,69 |
| prach silt | 12 | 52,70 | 81,20 | 67,45 | 10,03 | 14,87 |
| íl clay | 12 | 9,30 | 41,30 | 23,99 | 11,18 | 46,63 |
| Xϕ | 12 | 5,11 | 7,28 | 6,35 | 0,65 | 10,35 |
| σϕ | 12 | 1,32 | 1,90 | 1,55 | 0,17 | 11,02 |
| % $CaCO_3$ | 12 | 1,00 | 24,70 | 3,81 | 6,37 | 167,16 |
| % $MgCO_3$ | 12 | 1,90 | 4,46 | 2,62 | 0,60 | 23,09 |
| C Pieskovec Sandstone | | | | | | |
| % piesok sand | 7 | 42,50 | 59,00 | 53,06 | 5,84 | 11,00 |
| prach silt | 7 | 28,10 | 34,40 | 32,06 | 2,33 | 7,29 |
| íl clay | 6 | 6,10 | 23,90 | 12,70 | 5,53 | 43,59 |
| Xϕ | 6 | 4,53 | 5,39 | 4,91 | 0,27 | 5,65 |
| σϕ | 6 | 1,44 | 2,44 | 1,89 | 0,31 | 16,50 |
| % $CaCO_3$ | 6 | 1,27 | 10,83 | 5,41 | 3,81 | 70,55 |
| % $MgCO_3$ | 6 | 0,93 | 5,29 | 3,09 | 1,62 | 52,62 |

| A | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 4 | 4 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 4 | 2 / 50,0 % | 2 / 90,0 % |

| B | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 12 | 3 / 25,0 % | 9 / 75,0 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 12 | 9 / 75,0 % | 3 / 25,0 % |

| C | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 6 | - | 6 / 100 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 6 | 2 / 33,3 % | 4 / 66,67 % |

V plachtinských vrstvách sa spravidla piesok nevyskytuje, ale v Lučenskej kotline, napr. v okolí Veľkej nad Ipľom, sa vrtmi polohy piesku s úlomkami zuhoľnatených rastlín zistili.

V spoločenstve ťažkých minerálov terigénneho pôvodu prevláda granát a chlorit, menej hojný je zirkón, epidot, biotit, apatit a distén (tab. 39). Vcelku sa spoločenstvo podobá ťažkým minerálom z pôtorských vrstiev (Jurkovičová in Vass, ed., 1987).

Vrchná časť vrstiev na JZ od Lučenca obsahuje polohy, ktoré sú na rozdiel od ostatnej masy plachtinských vrstiev vápnité a obsahujú morskú mikrofaunu a vápnitú nanoflóru. V spoločenstve foraminifer sa okrem iného identifikoval druh *Uvigerina bononiensis primiformis* (Papp et Turnovsky), *U. parkeri breviformis* (Papp et Turnovsky) a *Glogiberina praebuloides* (Blow) s prechodnými formami k druhu *G. primordius* (Blow et Banner), *G. woodi woodi* (Jenkins), *Cibicides borislavensis* (Aisenstut) a *C. carpaticus* (Mjatliuk) a početné jedince druhu *Lenticulina cultrata* (Montfort). Najnovšie morské foraminifery včítane planktonických foriem (*Globigerina praebulloides* Blow a *Globigerinoides trilobus* Reuss) v plachtinských vrstvách v Ipeľskej kotline zistila aj Šutovská (1993). V pomerne bohatom spoločenstve nanoplanktónu sa našli druhy významné z biostratigrafického hľadiska, a to *Cricolithus jonesi* (Cokon), *Discoaster aulacos* (Gartner), *Helicosphaera ampliaperta* (Bramlette et Wilcoxon), *H. carteri* (Wallich) Kamptner, *H. mediterranea* (Müller), *Sphenolithus pacificus* (Martini) a *Syracosphaera* sp. (Kantorová a Lehotayová in Vass, ed., 1987). Vápnitý nanoplanktón sa našiel aj v plachtinských vrstvách Ipeľskej kotliny. V spoločenstve prevažuje *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller je v ňom aj indexová forma zóny NN 3 *Sphenolithus belemnos* Bramlette et Wilcoxon (Šutovská, 1993). Kým spoločenstvo foraminifer poukazuje na spodnomiocénny vek s istou afinitou k vrchnej časti spodného miocénu, spoločenstvo vápnitej nanoflóry bližšie určuje vek vrchnej časti plachtinských vrstiev – nanoplanktonickú zónu NN 3 až spodnú časť NN 4, t. j. otnang.

Mikroflóru plachtinských vrstiev z vrtu N-53 (198 m) a LKŠ-1 (282,2 m) spracovala Planderová (1990). V uvedených sedimentoch bola bohatá na druhy autochtónnych aj alochtónnych sporomorf. Veľké leiotrilétne spóry sa vo vzorkách už neobjavili a rovnako ani ostatné tropické prvky flóry, ako je peľ z čelade *Sapotaceae* a *Symplocaceae*. Prevahu mali intermediárne peľové zrná ako *Carya, Pterocarya, Juglans* a *Pinus* s rôznymi druhmi. V hojnej miere sa vyskytovali aj peľové zrná rastlín z rodu *Alnus* a *Ulmus* a ojedinele aj *Corylus*. Úbytok tropicko-subtropických sporomorf poukazuje na ochladenie klímy. Opätovné oteplenie nastalo v karpate.

## Karpat

### Modrokamenské súvrstvie

Sedimenty karpatského veku – modrokamenské súvrstvie – sú rozšírené iba v jz. časti Lučenskej kotliny. Na okraji a na vysokej kryhe strhársko-trenčskej prepadliny vystupujú na povrch a v prepadline ich zväčša diskordantne zakrývajú bádenské vulkanity. Maximálna hrúbka celého súvrstvia je okolo 350 m (príl. 7).

Súvrstvie sa skladá z troch vrstvových celkov.

**Medokýšske vrstvy** sú najspodnejším členom modrokamenského súvrstvia. Ležia na plachtinských vrstvách, sú s nimi späté postupnými priechodmi, zakrývajú ich krtíšske vrstvy a tam, kde vyššia časť súvrstvia chýba, bádenské vulkanoklastiká. Na povrch nikde nevystupujú a zistili sa iba v niekoľkých vrtoch v strhársko-trenčskej prepadline. Majú veľmi nesúvislú priestorovú distribúciu a ich hrúbka kolíše od niekoľkých do približne 40 m. Spôsobila to predbádenská erózia, ktorá na vysokých kryhách dačovolomskej prepadliny (predbádenská štruktúrna jednotka) odstránila časť, miestami aj celé modrokamenské súvrstvie, a tak krátila alebo mimo študovaného územia úplne eliminovala aj plachtinské vrstvy otnangu.

Medokýšske vrstvy sa skladajú z vrstiev piesku až slabo stmeleného pieskovca a prachovca sivozelenej farby. Ich materiál je jemnozrnný a možno v ňom pozorovať horizontálnu lamináciu – striedanie relatívne jemnozrnnejších a hrubozrnnejších lamín. Na plochách vrstvovitosti sú časté šupinky sľudy. Typickým znakom, ktorým sa odlišujú od nadložných krtíšskych vrstiev je, že sú vápnité. Z ílových minerálov v nich prevláda illit sprevádzaný montmorillonitom, kaolinitom a smektitom (Kraus, osobná informácia).

Vrstvy obsahujú zmiešané brakickomorské spoločenstvo fauny. Vo vrte LKŠ-1 (hĺbka 221,0–225,5 m) sa našli mäkkýše *Rzehakia socialis socialis* (Rzehak) a odtlačky po schránkach rodu *Limnopagetia* alebo *Cerastoderma* indikujúce prostredie so zníženou salinitou (Ondrejičková in Škvarka et al., 1989).

Tab. 41
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – krtíšsky piesok (karpat)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Krtíš Sand (Karpatian)

| Piesok Sand | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| % piesok sand | 7 | 46,00 | 63,67 | 55,02 | 6,18 | 11,24 |
| prach silt | 7 | 21,70 | 32,50 | 27,15 | 3,65 | 13,47 |
| íl clay | 7 | 13,70 | 25,90 | 17,81 | 3,99 | 22,43 |
| Xϕ | 7 | 4,47 | 5,63 | 4,93 | 0,39 | 7,94 |
| σϕ | 7 | 1,99 | 2,71 | 2,25 | 0,20 | 9,08 |
| % $CaCO_3$ | 7 | 2,31 | 11,65 | 7,82 | 3,61 | 49,90 |
| % $MgCO_3$ | 7 | 2,00 | 5,22 | 3,97 | 1,24 | 31,32 |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 7 | 7 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 7 | 7 / 100 % | - |

Tab. 42
Ťažké minerály krtíšskeho piesku vo vrte BE-2 (podľa Jurkovičovej in Vass, ed., 1985)
Heavy minerals in the Krtíš Sand of the BE-2 drill hole (after Jurkovičová in Vass, ed., 1985)

| Hĺbka vrtu (m) Drill's depth (m) | Číslo analýzy Numb. of analys. | Ťažké minerály Heavy min. | Granát Garnet | Zirkón Zircon | Apatit Apatite | Turmalín Tourmaline | Titanit Titanite | Staurolit Staurolite | Epidot Epidote | Zoisit Zoisite | Distén Disthene | Biotit Biotite | Sagenit Sagenite | Chlorit Chlorite | Opakové minerály Opaque | Leukoxén Leucoxene | Pyrit.foram. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 342,5–342,6 | 348/85 | 0,32 | 10,9 | 0,7 | 1,0 | 0,7 | 0,7 | | | | | 12,4 | 0,7 | 12,5 | 12,5 | 42,2 | 5,7 |
| 352,0–352,3 | 349/85 | 0,48 | 12,7 | 2,2 | 0,9 | 0,4 | | | 0,4 | | 0,4 | 12,4 | 2,2 | 16,2 | 8,2 | 41,6 | 2,0 |
| 387,0–387,5 | 351/85 | 3,36 | 55,9 | 1,3 | 1,0 | 1,0 | | 0,3 | 0,7 | 1,0 | 0,7 | 6,4 | | 3,7 | 21,6 | 2,0 | |

V spoločenstve foraminifer sa o. i. vyskytuje druh *Uvigerina graciliformis* Papp et Turn., typický pre faunu karpatu, ako aj ďalšie druhy a poddruhy, ako je *Uvigerina bononiensis primiformis* Papp et Turn. a i. (Zlinská a Šutovská, 1990).

**Krtíšsky piesok** je hrubý okolo 50 cm, leží na medokýšskych vrstvách a je zakrytý – pokiaľ ho erózia neobnažila – sečianskymi vrstvami. Na povrch vystupuje na okraji strhársko-trenčskej prepadliny na SZ od Trenča. Tvoria ho vrstvy piesku a rozpadavého pieskovca sivej a sivozelenej, vo zvetranom stave sivožltohnedej farby. Piesok a pieskovec sú jemnozrnné a strednozrnné. Polohy rozpadavého pieskovca majú bridličnatú odlučnosť a sú v nich vrstvičky piesčitého ílu, prachu a záteky hydroxidov Mn a Fe.

Priemerné zastúpenie (tab. 41) dominantnej, t. j. piesčitej frakcie v piesku je 55,02 % a prachu, ktorý je hlavnou prímesou 27,15 %. Priemer stredného momentu zrnitosti Xϕ je 4,93 (vzorky zodpovedajú hrubozrnnému prachu). Sediment je zle vytriedený. Koeficient symetrie zrnitostnej krivky Skϕ je pozitívny, čiže častice sú rozptýlené vo frakciách jemnejších ako Xϕ, koeficient špicatosti krivky Kϕ menší ako 3 a zrnitostná distribúcia platykurtická. Podiel uhličitanov v priemere len o málo prekračuje 10 %, čiže pieskovec a piesok sú slabo karbonatické. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 7,62 a $MgCO_3$ 3,97 %, z čoho vychodí, že v piesku – pieskovci je priemerne 4,23 % kalcitu a 7,33 % dolomitu, ktorý je zväčša tmelom.

V asociácii ťažkých minerálov (tab. 42) je v prevahe biotit, chlorit a granát, sprievodným minerálom je zirkón, apatit, turmalín, titanit a distén, ale hojný je aj leukoxén a opakové minerály (Jurkovičová in Vass, ed., 1985). Z ílových minerálov prevažuje smektit nad illitom a kaolinitom (vrt BE-2) resp. illit nad kaolinitom, smektitom a chloritom (jedna vzorka z vrtu LKŠ-1; Kraus, osobná informácia).

Priemerné zastúpenie ílovej frakcie v ílovcových vrstvách je 47,97 %, priemer stredného momentu zrnitosti Xϕ 7,27, čo zodpovedá veľmi drobnozrnnému prachu (zblíženie percentuálneho zastúpenia prachovej a ílovej zložky). Sediment je zle vytriedený. Hodnoty Skϕ sú menšie ako 0, čiže častice sú rozptýlené vo frakciách hrubších ako Xϕ a Kϕ poukazuje na platykurtický typ kriviek. Podiel uhličitanov v priemere len o málo prekračuje 10 %, pieskovce – piesky sú teda slabo karbonatické. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 7,82 % a $MgCO_3$ je 3,97 %, z čoho vychodí, že v pieskoch – pieskovcoch je priemerne 4,23 % kalcitu a 7,33 % dolomitu, zväčša vo funkcii tmelu (tab. 41).

Krtíšsky piesok obsahuje morské foraminifery. Spoločenstvo sa skladá výlučne z bentóznych foriem, medzi ktorými prevláda *Cibicides ungarianus* (D'Orbigny),

Tab. 43
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov – sečianske vrstvy (karpat)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and carbonate contents – Sečiansky Member (Karpatian)

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| A Prachovec Siltstone | | | | | | |
| % piesok sand | 23 | 0,90 | 32,70 | 12,33 | 8,46 | 68,63 |
| prach silt | 23 | 44,80 | 66,90 | 54,68 | 5,59 | 10,22 |
| íl clay | 23 | 11,60 | 46,70 | 32,98 | 9,25 | 28,04 |
| Xϕ | 23 | 5,73 | 7,43 | 6,67 | 0,51 | 7,68 |
| σϕ | 23 | 1,60 | 2,09 | 1,85 | 0,14 | 7,75 |
| % $CaCO_3$ | 22 | 1,88 | 30,76 | 15,44 | 5,58 | 36,15 |
| % $MgCO_3$ | 22 | 2,15 | 7,47 | 5,44 | 1,25 | 23,02 |
| B Íl'ovec Claystone | | | | | | |
| % piesok sand | 4 | 1,00 | 29,50 | 10,75 | 11,04 | 102,77 |
| prach silt | 4 | 33,20 | 48,50 | 41,27 | 5,47 | 13,25 |
| íl clay | 4 | 37,30 | 52,30 | 47,97 | 6,19 | 12,91 |
| Xϕ | 4 | 6,59 | 7,53 | 7,27 | 0,39 | 5,42 |
| σϕ | 4 | 1,77 | 2,20 | 1,88 | 0,18 | 9,65 |
| % $CaCO_3$ | 4 | 8,99 | 17,34 | 14,14 | 3,15 | 22,30 |
| % $MgCO_3$ | 4 | 2,86 | 6,05 | 5,05 | 1,28 | 25,44 |

| C Pieskovec Sandstone | Počet vzoriek | Piesok Sand | Prach Silt | Íl | Xϕ | σϕ | $CaCO_3$ | $MgCO_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 41,40 | 39,10 | 19,50 | 5,52 | 2,08 | 13,63 | 4,80 |

| A | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 23 | 8 / 34,78 % | 15 / 65,22 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 23 | 22 / 95,65 % | 1 / 4,25 % |

| B | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 4 | 4 / 100 % | - |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 4 | 4 / 100 % | - |

| C | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| Skϕ | 1 | - | 1 /100 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| Kϕ | 1 | 1 / 100 % | - |

Tab. 44
Zhodnotenie ťažkých minerálov sečianskych vrstiev vo vrte BE-2 (%) (podľa Jurkovičovej in Vass, ed., 1985)
Evaluation of heavy minerals of the Sečianky Member in the BE-2 drill hole (after Jurkovičová in Vass, ed., 1985; in %)

| Hĺbka vrtu (m) Depth of drill (m) | Číslo analýzy Numb. of anal. | Ťažké minerály Heavy minerals | Granát Garnet | Zirkón Zircon | Apatit Apatite | Turmalín Tourmaline | Titanit Titanite | Staurolit Staurolite | Epidot Epidote | Zoisit Zoisite | Distén Disthene | Biotit Biotite | Chlorit Chlorite | Opakové minerály Opaque minerals | Pyritizované foraminifery Pyrit. foram. skells |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 116,0–116,1 | 331/85 | 0,92 | | | 1,2 | | 0,5 | | | | 0,5 | 71,3 | 0,5 | 8,7 | 17,9 |
| 213,0–213,1 | 336/85 | 0,25 | 0,6 | | | | | 0,6 | | | 0,6 | 0,6 | | 81,0 | 17,2 |
| 230,9–231,0 | 338/85 | 0,53 | 1,8 | | | | | 0,3 | 0,3 | 0,6 | 0,6 | 2,1 | 1,0 | 81,4 | 10,5 |
| 265,7–266,0 | 340/85 | 1,4 | 0,6 | | | | | | | | | 1,5 | 0,6 | 47,1 | 50,0 |
| 285,1–285,1 | 343/85 | 3,13 | 2,8 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | | 0,6 | | | | 48,0 | 3,6 | 39,8 | 2,9 |

*C. pseudoungarianus* (Cushman) a *Heterolepa dutemplei* (D'Orbigny) (Kučerová in Vass, ed., 1985).

**Sečianske vrstvy**[1] ležia na krtíšskych a sú diskordantne zakryté bádenskými vulkanitmi. Medzi nimi je hiát. Denudačný zrez vrstiev narastá smerom na SZ, a tak v okolí Ľuboriečky sečianske vrstvy, ba i celé modrokamenské súvrstvie, chýbajú. Na povrch vrstvy vystupujú po obidvoch stranách strhársko-trenčskej prepadliny – v severnom okolí Bušiniec a na Z od Trenča, ale aj na vysokej kryhe vo vnútri prepadliny v okolí samoty Hámor. Ich maximálna hrúbka v študovanom území je 317 m (vrt BE-2 pri Muli).

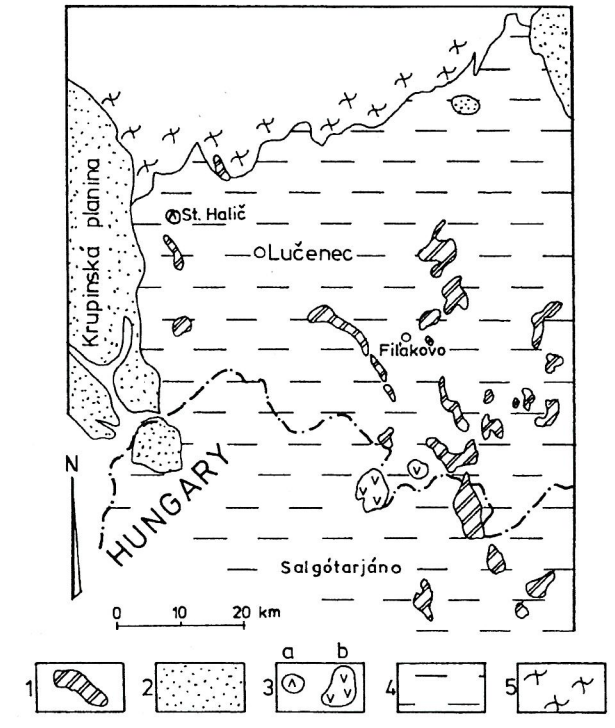
Hlavným litotypom sečianskych vrstiev sú vrstvy sivého a zelenkastého rozpadavého prachovca s nepravidelným bridličnatým a črepinovitým rozpadom (šlír). Na plochách vrstvovitosti sú šupinky muskovitu. Celkom vzácne sa v nich vyskytujú ílovcové i pieskovcové polohy, aj keď prachovec býva v ich spodnej časti silne piesčitý (prechod do krtíšskych vrstiev).

Prachovec má priemernú hodnotu stredného momentu zrnitosti Xϕ 6,67. Vytriedenie je zlé. Hodnoty symetrie zrnitostných kriviek väčšiny analyzovaných vzoriek sú pozitívne a rozptyl zŕn je vo frakciách jemnejších ako Xϕ. Index strmosti krivky je menší ako 3, čiže distribúcia zŕn je platykurtická. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 15,44 a $MgCO_3$ 5,44 %, čiže prachovec je stredne karbonatický (tab. 43A).

V asociácii ťažkých minerálov (tab. 44) má bohaté zastúpenie biotit a granát sprevádzané staurolitom, epidotom, chloritom, zirkónom, turmalínom a titanitom (Jurkovičová in Vass et al., 1985). Z ílových minerálov prevažuje smektit nad illitom, kaolinitom a chloritom (vrt LKŠ-1; Kraus, osobná informácia).

Vo vrstvách je pomerne hojná morská makrofauna a bohaté spoločenstvo morských mikroorganizmov. Makrofauna sa našla vo vrte BE-2 (Muľa) v južnej časti Lučenskej kotliny. V hĺbke 231,0–327,0 m sa vo svetlohnedom veľmi pevnom prachovci s kolísavou prímesou piesčitej substancie zistila *Nuculana fragilis* (Chemnitz), *N. subfragilis* (Hoernes), *Yoldia longa bellardii* (Reuss), *Lentipecten corneum denudatum* (Reuss), *Myrtea spinifera* (Montagu), *Loripites dujardini* (Deshayes), *Latemula fuchsi* (R. Hoernes) a *Linga columbella* (Lmk.) a *Macoma ottnangensis* (R. Hoernes). Vo vyšších polohách vrtu (hĺbka 71,0–190,0 m) je v litofácii pelitov obohatených o tufitickú prímes okrem kozmopolitných druhov asociácia nápadne obohatená o gastropóda. Z nich *Amycilina hoernesi* (Mayer), *Ringicula auriculata exilis* (Eichw.) sú v Paratetyde známe v karpate a bádene. Len z bádenu Paratetydy je doteraz známy druh *Hinia illovense* (Hoern.-Auing.), *H. notterbecki* (Hoern.-Auing.) a *Codokia* cf. *leonina*. Spoločenstvo je mladšie ako predchádzajúce, a ak mladší vek sedimentov nepotvrdia iné organické skupiny, bude sa musieť uvažovať o zmene stratigrafickej hodnoty spomenutých druhov. Asociácia mäkkýšov v jednom aj v druhom úseku sa vyskytuje spolu so solitérnymi hexakoralmi, ježovkami, otolitmi a rybími šupinami (Ondrejičková in Vass, ed., 1985).

V spoločenstve foraminifer sú okrem iných aj druhy a poddruhy charakteristické pre karpat, a to *Sigmoilopsis celata* (Costa), *Lenticulina gibba* (D'Orbigny), *Stilostomella* aff.




**Obr. 16.** Schéma rozšírenia andezitových a bazaltových vulkanitov v Lučenskej kotline a v západnej časti Cerovej vrchoviny. 1 – alkalický bazaltový vulkanizmus, 2 – alkalicko-vápenatý andezitový vulkanizmus (vulkanickosedimentárne komplexy), 3 – extrúzie granatických andezitov, 4 – sedimenty neogénu, 5 – predkenozoické horniny.

**Fig. 16.** Scheme showing the distribution of andesite and basalt volcanics in the Lučenská kotlina Depression and western part of the Cerová vrchovina Upland. 1 – alkali-basalt volcanics, 2 – calc-alkali andesite volcanics (volcanosedimentary complexes), 3 – extrusions of garnet bearing andesites, 4 – Neogene sediments, 5 – pre-Cenozoic rocks.

[1]V severnom Maďarsku ekvivalentom sečianskych vrstiev je garábsky šlír.

*elegans* (D'Orbigny), *Uvigerina bononiensis primiformis* (Papp et Turn.) a *U. graciliformis* (Papp et Turn.). Planktón reprezentuje druh *Globigerina tarchanensis* (Subb. et Chuta), *G.* ex gr. *bulloides* (D'Orbigny), *G.* ex gr. *concinna* (Reuss) a intermediárne formy *G.* af. *angulisuturalis* (Bolli) (Kantorová a Kučerová in Vass, ed., 1985; Zlinská a Šutovská, 1990).

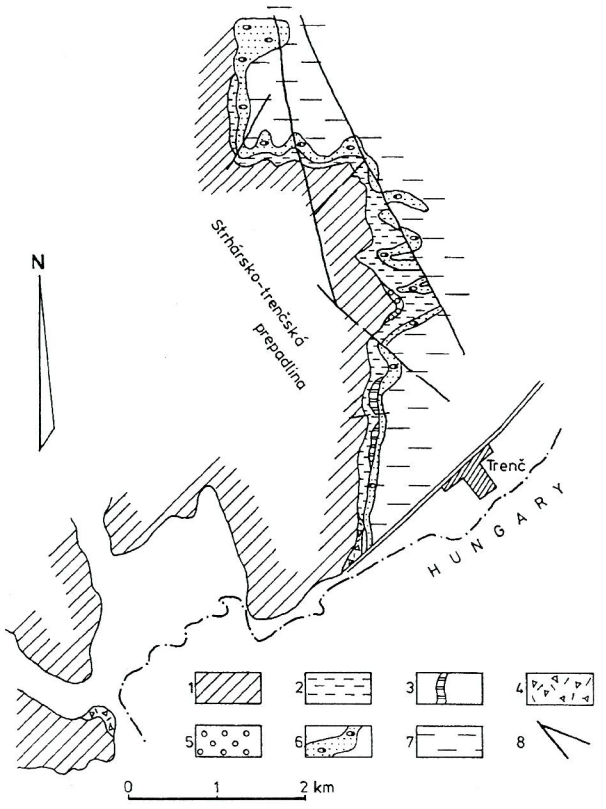
Vápnitú nanoflóru reprezentujú druhy zóny NN 4 vrátane indexovej formy *Helicoontsphaera ampliaperta* (Lehotayová in Vass et al., 1985; Raková, 1993).

## Stredný miocén

### Báden – sarmat

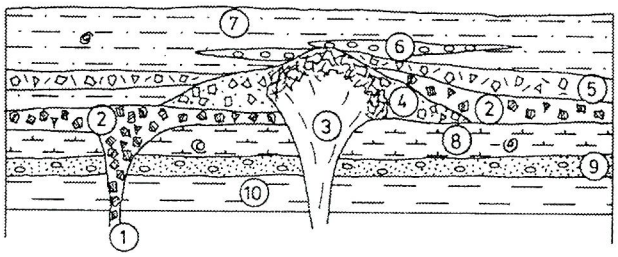
### Alkalicko-vápenatý vulkanizmus v Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine

Lučenská kotlina bola v bádene sčasti priestorom depozície vulkanoklastického materiálu produkovaného andezitovým vulkanizmom (obr. 16; príl. 8, 9).




**Obr. 17.** Produkty vinickej formácie. 1 – nečlenené vulkanicko-sedimentárne komplexy v nadloží vinickej formácie, 2 – tufiticko-ílovcové vrstvy, 3 – riasový tufitický vápenec, 4 – epiklastická vulkanická brekcia (laharová brekcia), 5 – epiklastické vulkanické konglomeráty, 6 – tufitický piesok s obliakmi hornín podložia (príbelské vrstvy), 7 – sedimenty spodného miocénu (nečlenené), 8 – zlomy.

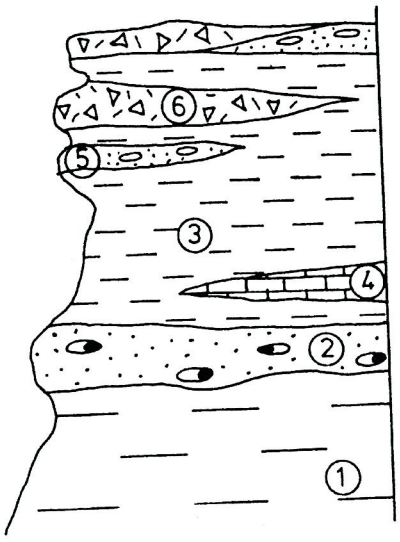
**Fig. 17.** Products of the Vinica Formation. 1 – undivided volcano-sedimentary complexes overlying the Vinica Formation, 2 – tuffitic-clayey beds, 3 – algal tuffitic limestone, 4 – epiclastic volcanic breccia (lahar breccia), 5 – epiclastic volcanic conglomerate, 6 – tuffitic sands with basement rock pebbles (Príbelce Member), 7 – Lower Miocene sediments (undivided), 8 – faults.




**Obr. 18.** Schéma extruzívneho vulkanizmu vinickej formácie. 1 – extrúzia s podpovrchovou brekciáciou, 2 – submarinný brekciový prúd, 3 – submarinný extruzívny dóm, 4 – hrubá až bloková epiklastická vulkanická brekcia, 5 – submarinný úlomkový prúd (submarinný lahar), 6 – epiklastický vulkanický konglomerát, 7 – epiklastický vulkanický pieskovec a siltovec, 8 – tufitický siltovec a ílovec s morskou faunou, 9 – tufitický piesok s obliakmi nevulkanických hornín (príbelské vrstvy), 10 – sedimenty spodného miocénu.

**Fig. 18.** Scheme of extrusive volcanism of the Vinica Formation. 1 – extrusive body with subsurface brecciation, 2 – submarine breccia flow, 3 – submarine extrusive dome, 4 – coarse to blocky epiclastic volcanic breccia, 5 – submarine debris flow (submarine lahar), 6 – epiclastic volcanic conglomerate, 7 – epiclastic tuffitic siltstone and sandstone, 8 – tuffitic siltstone and sandstone with marine fauna, 9 – tuffitic sand with pebles of nonvolcanic rocks (Príbelce Member), 10 – Lower Miocene sediments.

Jz. okraj kotliny dosiahla v spodnom bádene transgresia spodnobádenského mora (bazálne vrstvy). V litorálnej zóne sa uložili vulkanickosedimentárne súvrstvia vinickej formácie rozšírenej na južnom okraji Krupinskej planiny. Bazálne vrstvy a vinická formácia reprezentujú spodný sedimentačný cyklus (spodný báden).




**Obr. 19.** Litostratigrafická schéma spodného vulkanickosedimentárneho cyklu (príbelské vrstvy, vinická formácia). 1 – spodnomiocénne sedimenty, 2 – tufitický piesok s obliakmi nevulkanických hornín (príbelské vrstvy), 3 – tufiticko-ílovcové sedimenty, 4 – riasový tufitický vápenec, 5 – epiklastické vulkanické konglomeráty, 6 – epiklastická vulkanická brekcia.

**Fig. 19.** Lithostratigraphic scheme of the Lower volcanosedimentary cycle (Príbelce Member, Vinica Formation). 1 – Lower Miocene sediments, 2 – tuffitic sand with pebbles of nonvolcanic rocks (Príbelce Member), 3 – tuffitic–laystone sediment, 4 – algal tuffitic limestone, 5 – epiclastic volcanic conglomerate, 6 – epiclastic volcanic breccia.

Po ústupe morského prostredia na Z a po čiastočnej denudácii vynorených hornín vinickej formácie sa na jej povrchu uložili produkty spodnej stavby stratovulkánu Javorie – starohutský komplex a južnejšie lyseckého vulkánu – vulkanickosedimentárny komplex lyseckej formácie. Vulkanické produkty sa uložili v južnej časti v jazernoriečnom až v jazernom prostredí. V severnej časti prevládalo kontinentálne suchozemské prostredie s lokálnou riečnou sedimentáciou. Vulkanickosedimentárne komplexy spodnej stavby stratovulkánu Javorie a lyseckej formácie sa pokladajú za strednobádenské až vrchnobádenské. Vyššie sa uložili produkty vrchnej stavby Javoria sarmatského veku.

Do sv. okraja Lučenskej kotliny z Pokoradzskej tabule zasahuje vulkanickosedimentárny komplex – pokoradzské súvrstvie, ktoré je pravdepodobne distálnou zónou denudovaného veporského stratovulkánu strednomiocénneho veku.

V obmedzenej miere vystúpili andezitové intrúzie – jedna z nich sa podieľa na stavbe haličského hradného vrchu (pri západnom okraji Lučenskej kotliny) a ďalšie sú Karanč a Šiator (pri južnom okraji Cerovej vrchoviny).

**Obr. 20.** Schéma neovulkanitov pri západnom okraji Lučenskej kotliny (spodná stavba Javoria, lysecká formácia, vinická formácia). 1 – sedimenty kvartéru: a – aluviálne sedimenty (štrk, piesok), b – deluviálne sedimenty (hlina, kamenitá hlina), c – proluviálne kužele (kamenitohlinité a piesčité sedimenty); 2 – **spodná stavba Javoria:** a – hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty, b – hrubá až bloková epiklastická vulkanická brekcia, c – hrubá až drobná epiklastická vulkanická brekcia, d – epiklastická vulkanická brekcia – konglomerát; 3 – **spodná stavba Javoria:** a – epiklastický vulkanický pieskovec a tuf, b – chaotická pyroklastická brekcia (pyroklastický prúd), c – tufitický piesok s obliakmi nevulkanických hornín; 4 – **lysecká formácia:** a – drobné epiklastické vulkanické konglomeráty, b – hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty, c – hrubá až drobná epiklastická vulkanická brekcia, d – laharová brekcia, e – epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, f – hrubá až bloková epiklastická vulkanická brekcia; 5 – **lysecká formácia:** a – chaotická pyroklastická brekcia (pyroklastický prúd), b – epiklastický vulkanický pieskovec a tuf, c – ryodacitový tuf, d – tufitický piesok s obliakmi vulkanických a nevulkanických hornín, e – amfibolický andezit (haličský andezit); 6 – **vinická formácia:** a – epiklastické vulkanické brekcie, b – tufiticko-ílovcové sedimenty, c – riasový tufitický vápenec, d – tufitický piesok s obliakmi nevulkanických hornín (príbelské vrstvy): 7 – sedimenty spodného miocénu vcelku; 8 – a – mezozoikum, b – kryštalinikum; 9 – zlomy.

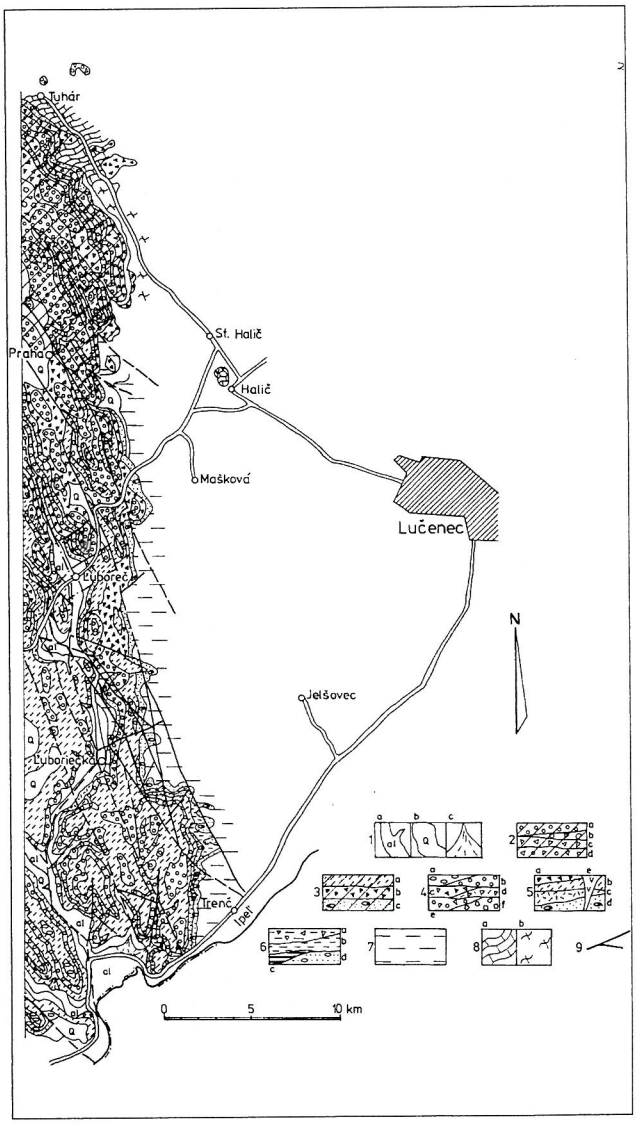
**Fig. 20.** Scheme of Neogene volcanics at the western margin of Lučenská kotlina Depression (basal structure of Javorie Mts., Lysec Formation, Vinica Formation). 1 – Quaternary sediments: a – alluvial sediments (gravel, sand), b – deluvial sediments (loam, stony loam), c – proluvial cones (stony-loamy and sandy sediments); 2 – **Lower structure the of Javorie Mts.:** a – coarse to blocky epiclastic volcanic conglomerate, b – coarse to blocky epiclastic volcanic breccia, c – coarse to fine epiclastic breccia, d – epiclastic volcanic breccia – conglomerate; 3 – **Lower structure of the Javorie Mts.:** a – epiclastic volcanic sandstone and tuff, b – chaotic pyroclastic breccia (pyroclastic flow), c – tuffitic sand with nonvolcanic rock pebbles; 4 – **Lysec Formation:** a – fine epiclastic volcanic conglomerate, b – coarse epiclastic volcanic conglomerate, c – coarse to fine epiclastic volcanic breccia, d – lahar breccia, e – epiclastic volcanic breccia – conglomerate, f – coarse to blocky epiclastic volcanic breccia; 5 – **Lysec Formation:** a – chaotic pyroclastic breccia (pyroclastic flow), b – epiclastic volcanic sandstone and tuff, c – rhyodacite tuff, d – tuffitic sand with volcanic and nonvolcanic rock pebbles, e – hornblende andesite (Halič andesite body); 6 – **Vinica Formation:** a – epiclastic volcanic breccia, b – tuffitic-claystone bed, c – algal tuffitic limestone, d – tuffitic sand with nonvolcanic rock pebbles (Príbelce Member): 7 – Lower Miocene sediments; 8 – a – Mesozoic rocks, b – crystalline rocks; 9 – faults.

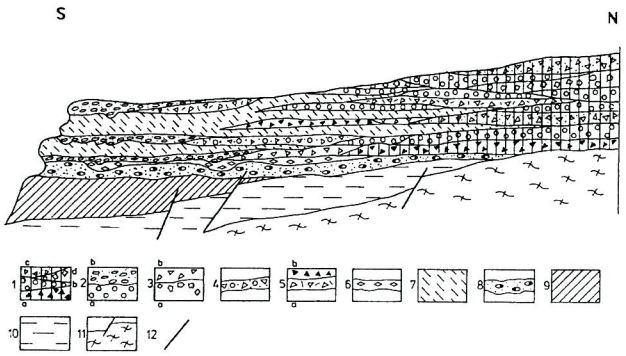
## Vulkanicko-sedimentárne komplexy pri západnom okraji Lučenskej kotliny

Vulkanickosedimentárne komplexy zasahujúce do západného okraja Lučenskej kotliny z priestoru Krupinskej planiny tvoria na styku so spodnomiocénnymi sedimentmi Lučenskej kotliny výrazný morfologický stupeň. Reliéf neovulkanických komplexov, ktorý je vo vrcholovej oblasti plochý, členia hlboko zarezané doliny prevažne smeru SZ–JV potoka Tisovník, Stará rieka a Riečka a v severnej časti Podbielsky a Polichniansky potok (Mašková). Reliéf, ktorý v južnej časti územia priemerne dosahuje nadmorskú výšku v 230–250 m, sa smerom na S postupne dvíha do nadmorskej výšky 550–600 m. Svahy a vrcholové časti reliéfu sú sčasti zalesnené.

### Spodný sedimentačný cyklus (spodný báden)

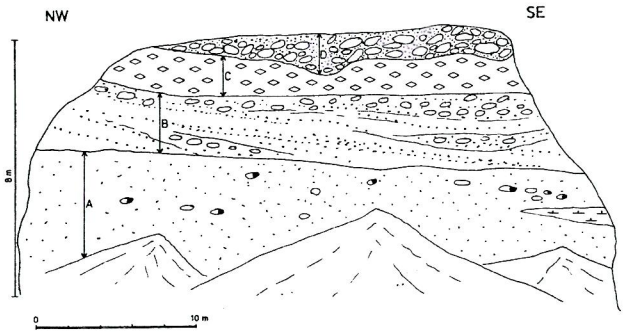
**Príbelské vrstvy** *(bazálne vrstvy spodného bádenu).* Na báze spodného sedimentačného cyklu v podloží vinickej formácie je v nesúvislom vývoji rozšírená poloha *tufitických pieskov* označovaná ako bazálne vrstvy resp. príbelské






**Obr. 21.** Litologický rez vulkanickosedimentárnymi komplexmi vrchného sedimentačného cyklu. 1 – **stratovulkán Javorie:** a – chaotické brekcie pyroklastického prúdu, b – hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty, stredná až drobná epiklastická vulkanická brekcia, d – hrubá bloková epiklastická vulkanická brekcia; 2–7 – **lysecká formácia:** 2 – epiklastické vulkanické konglomeráty: a – hrubé, b – drobné; 3 – epiklastická vulkanická brekcia: a – hrubá až bloková, b – stredná až drobná; 4 – epiklastická vulkanická brekcia – konglomerát; 5 – a – laharová brekcia, b – chaotická brekcia pyroklastického prúdu; 6 – ryodacitový pemzový tuf; 7 – epiklastický vulkanický pieskovec; 8 – tufitický piesok s obliakmi nevulkanických a vulkanických hornín (bazálne sedimenty vrchného sedimentačného cyklu); 9 – produkty spodného sedimentačného cyklu (nečlenené); 10 – spodnomiocénne sedimenty (nečlenené); 11 – predkenozoické horniny; 12 – zlom.

**Fig. 21.** Lithologic section through volcanosedimentary complexes of the upper sedimentary cycle. 1 – **Javorie Stratovolcano:** a – chaotic breccia of pyroclastic flow, b – coarse to blocky epiclastic volcanic conglomerate, c – medium to fine epiclastic volcanic breccia, d – coarse blocky epiclastic volcanic breccia; 2–7 – **Lysec Formation:** 2 – epiclastic volcanic conglomerate: a – coarse, b – fine; 3 – epiclastic volcanic breccia: a – coarse to blocky, b – medium to fine; 4 – epiclastic volcanic breccia – conglomerate; 5 – a – lahar breccia, b – chaotic breccia of a pyroclastic flow; 6 – rhyodacite pumice tuff; 7 – epiclastic volcanic sandstone; 8 – tuffitic sand with pebbles of nonvolcanic and volcanic rocks (basal formation of the upper sedimentary cycle); 9 – products of lower sedimentation cycle (undivided); 10 – Lower Miocene sediments (undivided); 11 – pre-Cenozoic rocks; 12 – fault.




**Obr. 22.** Litologický rez pri Ľuboriečke (ryodacitový tuf). A – tufitický piesok s obliakmi nevulkanických a vulkanických hornín a s vložkami epiklastického vulkanického siltovca, B – zvrstvené polohy epiklastického vulkanického pieskovca s polohami epiklastických vulkanických konglomerátov, C – málo zvrstvené až nezvrstvené polohy ryodacitového tufu, D – epiklastické vulkanické konglomeráty.

**Fig. 22.** Lithologic section through the area near the Ľuboriečka village (rhyodacite tuff). A – tuffitic sand with pebbles of nonvolcanic and volcanic rocks and intercalations of epiclastic volcanic siltstone, B – bedded epiclastic volcanic sandstone with intercalations of epiclastic volcanic conglomerate, C – slightly bedded to non-bedded rhyodacite tuff, D – epiclastic volcanic conglomerate.

vrstvy (Vass, 1977). Ležia diskordantne na spodnomiocénnych sedimentoch. Tufitické piesky v hrúbke 5–15 m vystupujú na povrch pri východnom okraji neovulkanitov (obr. 17) a v smere na Z ich v rámci strhársko-trenčskej prepadliny potvrdili vrty. Piesok je vytriedený, málo spevnený až nespevnený, jemnozrnný až strednozrnný a zvrstvený. Charakteristický je vysoký obsah nevulkanických minerálov (najmä muskovitu), zodpovedajúci asociácii kryštalických bridlíc. Vulkanická zložka je zastúpená v ťažkej frakcii (hyperstén a amfibol). Obliaky sú z hornín mezozoika (kremenec a vápenec) a kryštalinika (kryštalické bridlice a granitoidy). Zrnitostná analýza potvrdila prevahu piesčitej frakcie (87 %) a hodnota stredného zrna Xϕ je 2,60. V smere na S poloha tufitického piesku vykliňuje.

### Vinická formácia (spodný báden)

Formácia zahŕňa produkty amfibolicko-pyroxenického až pyroxenicko-amfibolického andezitového vulkanizmu (± granát) so znakmi uloženia v morskom prostredí. Eruptívne centrá tohto vulkanizmu sa zistili západnejšie v oblasti Vinica – Príbelce – Malý Kameň v podobe submarinných extruzívnych dómov (Konečný, 1970; Konečný in Vass et al., 1979). Extruzívne telesá pri výstupe v morskom prostredí podliehali syngenetickej brekciácii a deštrukcii s rozsiahlou redepozíciou úlomkovitého materiálu (obr. 18).

V jv. časti územia pri okraji strhársko-trenčskej prepadliny (obr. 17) majú produkty vinickej formácie podobu tufitickoílovcových sedimentov a epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov. Horniny vinickej formácie potvrdili vrty v strhársko-trenčskej prepadline v podloží produktov lyseckej formácie. Ich pôvodnú hrúbku výrazne zredukovala intrabádenská denudácia (pred uložením lyseckej formácie).

*Tufitickoílovcové vrstvy* (obr. 19) sú rozšírené v nadloží vrstiev bazálneho tufitického piesku na východných svahoch Strážnej hory (kóta 332,6) a overené vrtmi v strhársko-trenčskej prepadline (napr. vo vrte N-53 v hĺbke 97,0–122,0 m). Ílovec je svetlozelený, olivovozelený až okrový.

Hrubší klastický materiál sa vyskytuje len sporadicky v podobe drobných opracovaných fragmentov a nesúvislých polôh drobných konglomerátov s andezitovým a nevulkanickým materiálom. Na vrstvových polohách sú šupinky muskovitu, zvyšky morskej fauny, odtlačky rastlinných častí a zvyšky drevitých častí. Miestami sú prítomné vložky až polohy zílovatenej pemzy.

Rozhranie s podložnými vrstvami tufitického piesku (príbelské vrstvy) je neostré, s postupným ubúdaním piesčitej zložky.

Lokálne sú v súvrství aj polohy riasového tufitického vápenca s hojnými schránkami morských organizmov (východný svah Strážnej hory). Vo vápnitotufitickom matrixe sa vyskytujú subangulárne úlomky pyroxenicko-amfibolického a amfibolického andezitu veľké do 3–5 cm.

Malé vápencové trsy overil vrt Be-2 (Muľa) v polohách tmavozeleného tufitického ílovca. Podľa Jurkovičovej vápenec zodpovedá biomikritu až biomikrito sparitu (v zmysle klasifikácie Folka, 1959) s piesčitotufitickou prímesou. Tufitické

súvrstvie v podloží vápencových polôh obsahuje faunu mäkkýšov, ostrakód a foraminifer. Medzi foraminiferami sú druhy charakteristické pre spodný báden – *Quiqueloculina bogdanoviczii* (Serova) a *Lenticulina melvilli* (Cush. et Reus). Bádenský vek potvrdzuje aj spoločenstvo ostrakód, v ktorom je *Aurila convexa* (Baird), *A. haueri* (Reuss), *A. punctata* (Munster), *Cytheridea acuminata* (Bosquet) a *Xestoleberia tumida* (Reuss) (Kučerová, 1985).

Vo vrte N-34 sa v tufitickoílovcových sedimentoch identifikovali foraminifery, o. i. planktonické druhy *Praeorbulina sicana* Stef., *Globigerinoides diminutus, G. aeltiapertus* Bolli, *Praebulina glomerosa* Blow, *Globigerina obesa* (Bolli) a *G. praebulloides* Blow. Toto spoločenstvo poukazuje na spodnobádenský vek resp. na vrchnú časť zóny N-8 Blow (1969) (Kantorová in Vass et al., 1985; Holcová et al., 1996), resp. M-5 (Berggren et al., 1995).

*Epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty* tvoria nesúvislé telesá ležiace vo vrchnej časti tufitickoílovcového súvrstvia a v jeho nadloží (zárez štátnej cesty pri samote Rákoš na V od Mule). Epiklastické vulkanické brekcie tvorí subangulárny až suboválny andezitový materiál prevažne vo frakcii 5–10 cm (ojedinelé bloky sú veľké do 30 až 80 cm) a sporadicky obliaky nevulkanických hornín (2–5 %) s prevahou kvarcitu. Matrix je tufovopiesčitý, zrnitý. Uloženie je chaotické, vytriedenosť nízka. Polohy brekcií tohto typu pravdepodobne zodpovedajú laharom (obr. 19).

Okrem chaotických brekcií sú prítomné aj polohy epiklastických vulkanických konglomerátov s vyšším podielom opracovaného materiálu a s vyšším stupňom vytriedenia predstavujúce produkty redepozície. Petrografickým štúdiom sa potvrdil materiál pyroxenicko-amfibolických a amfibolických andezitov. Predpokladáme, že sa hruboúlomkovitý materiál transportoval z J, t. j. z predpokladaných vulkanických štruktúr severného Maďarska.

### Vrchný sedimentačný cyklus (stredný a vrchný báden, spodný sarmat)

Na báze vrchného sedimentačného cyklu v podloží lyseckej formácie je uložená nesúvislá poloha tufitického piesku s obliakmi andezitov a nevulkanických hornín hrubá 5–10 m (obr. 20). V južnej časti leží na sčasti denudovanom povrchu vinickej formácie a smerom na S postupne prechádza do nadložia spodnomiocénnych sedimentov a hornín predterciérneho podložia (obr. 21). Obliakový materiál reprezentujú horniny mezozoika, granitoidy, kryštalické bridlice a sporadicky andezity. Matrix je tufitickopiesčitý, nesúdržný. Smerom na S veľkosť obliakov rastie (až do 20–30 cm), celková hrúbka polohy klesá a lokálne sa úplne stráca.

V severnej časti (Brezový vŕšok nad dolinou Tuhárskeho potoka) polohu tufitického piesku laterálne zastupuje súvrstvie jemnozrnného pieskovca a siltovca striedajúce sa s vložkami hrubozrnného epiklastického pieskovca s drobnými subangulárnymi andezitovými úlomkami. V siltovci sú odtlačky listov a zuhoľnatené časti dreva. Nesúvislé polohy tohto typu na báze vulkanického komplexu dokumentujú uloženie vo fluviálnolimnickom prostredí lokálneho rozsahu.

*Ryodacitový pemzový tuf* tvorí izolovanú polohu hrubú 5–8 m v lokálnej depresii pôvodného reliéfu (odkryvy pri Ľuboriečke; obr. 22). Tvoria ju hlavne drobné, často zaoblené úlomky pemzy priemerne veľké 0,5–0,8 cm (70–80 %), sporadicky do 3–4 cm. Matrix je detritický, zrnitý, s drobnými úlomkami pemzy a s kryštaloklastmi plagioklasu, pyroxénov, amfibolu, biotitu a ojedinele so zrnami kremeňa. Vyskytujú sa aj úlomky s hyalopilitickou, mikrolitickou a felzitickou základnou hmotou. Matrix je chloritizovaný a sčasti nontronitizovaný. Polohy pemzového tufu sa vyznačujú nezreteľným zvrstvením a nízkym stupňom vytriedenia (obr. 22). Vo vrchnej časti sú náznaky redepozície. V nadloží je poloha drobných až stredných andezitových konglomerátov, ktoré tvoria výplň erozívnych zárezov (obr. 22). Bezprostredné podložie nie je odkryté. Severnejšie v doline vystupujú sedimenty otnangu (salgótarjánske súvrstvie). Pravdepodobne ide o polohu ryodacitového tufu zodpovedajúcu „strednému tufu".

### *Starohutský komplex (stratovulkán Javorie)*

Komplex predstavujú uloženiny distálnej vulkanickej zóny spodnej stavby stratovulkánu Javoria. Centrálnejšie časti stratovulkánu boli v širšom priestore Vígľašskej Huty-Kalinky, kde stratovulkanickú stavbu v podloží mladších vulkanických komplexov potvrdil vrt GK-7 pri Starej Hute.

V nadloží polohy tufitického piesku (alebo priamo na predvulkanickom podloží) leží *chaotická brekcia pyroklastického prúdu* hrubá od niekoľko metrov do 30 až 50 m (dolina Tuhárskeho potoka a svahy na Z od Maškovej). Brekciu prevažne tvoria fragmenty veľké od 5 do 30 cm (ojedinele až bloky veľké do 50 cm), výrazne pórovitého andezitu so subsférickým, redšie so subangulárnym obmedzením. Matrix je tufový, s vyšším obsahom silne spekaných drobných fragmentov až homogenizovaný. Uloženie je chaotické. Na svahoch doliny Tuhárskeho potoka leží brekcia bezprostredne na horninách predvulkanického podložia (poloha tufitického piesku tu chýba).

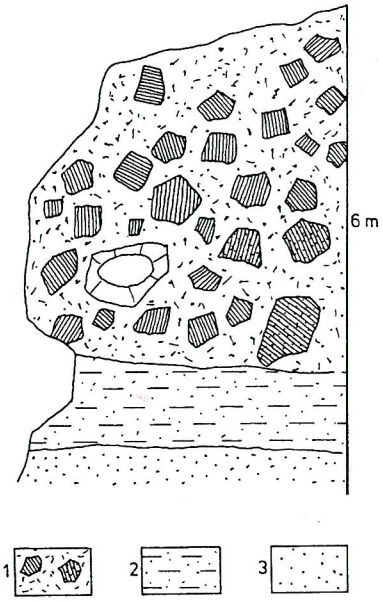
V nadloží polohy chaotických brekcií sú fácie epiklastických vulkanických hornín starohutského komplexu. *Strednú až hrubú epiklastickú vulkanickú brekciu* tvorí úlomkovitý materiál prevažne vo frakcii 15–25 cm (ojedinele až bloky veľké do 25–40 cm). Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Klastický materiál je hrubo zvrstvený aj nezvrstvený, stupeň jeho vytriedenia je nízky. Fácia reprezentuje rýchlu akumuláciu úlomkovitého materiálu gravitačnými (úlomkovými) alebo hyperkoncentrovanými prúdmi.

*Hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty* sú charakteristickou fáciou prechodu vulkanického svahu do proluviálnej roviny. Ich hlavnou zložkou (60–80 %) je dobre až dokonale opracovaný a vytriedený balvanitý materiál (s priemernou veľkosťou balvanov 25–30 cm až 1 m) uložený v subhorizontálnych polohách často oddeľovaných pieskovcovými polohami. *Stredné až hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty* obsahujú dobre až dokonale opracované balvany veľké do 25 cm, sporadicky do 40–50 cm. Ostatné charakteristiky sú podobné ako pri predchádzajúcej fácii.

*Hrubá až bloková epiklastická vulkanická brekcia* v strednej až vyššej úrovni vulkanického svahu sa vyznačuje hruboúlomkovitým materiálom (25–50 cm) až blokmi do 1 m s nízkym stupňom opracovania (bloky sú prevažne angulárne až subangulárne). Matrix je hrubozrnný, piesčitý, triedenie nízke, zvrstvenie hrubé alebo chýba a uloženie chaotické. Brekcia je produktom rapídnej akumulácie (gravitačné osypy a sutina) alebo masového transportu prostredníctvom laharov.

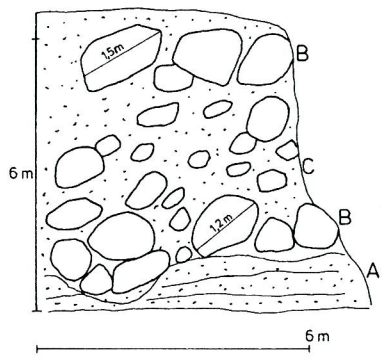
Zmiešanou fáciou je *hrubá až bloková epiklastická vulkanická brekcia – konglomerát.* Okrem dobre až dokonale opracovaného materiálu (25–50 cm až bloky do 1 m) je v nej aj materiál s nižším stupňom opracovanosti (subangulárne až angulárne úlomky). Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s variabilným obsahom ílovitej zložky, zvrstvenie hrubé alebo chýba. Podobné vlastnosti má fácia *stredných až hrubých epiklastických vulkanických brekcií – konglomerátov* s obsahom opracovaného až menej opracovaného materiálu (veľkosti 15–25 cm, ojedinele až 35–40 cm). Zmiešané fácie sú produktom transportu gravitačnými prúdmi (laharmi, úlomkovými prúdmi) a občasných riečnych tokov a potokov.

Uvedené hruboklastické fácie v distálnej vulkanickej zóne sú vystriedané polohami *strednozrnného až jemnozrnného epiklastického vulkanického pieskovca* hrubého od niekoľko do 10–15 m (svah na Z od Lupoče). Pieskovec je zvrstvený, vytriedený a často obsahuje siltovcové vložky s polohami zílovatenej pemzy. Pieskovcové polohy sa uložili vo fluviálnom až fluviálnolimnickom prostredí. V severnej



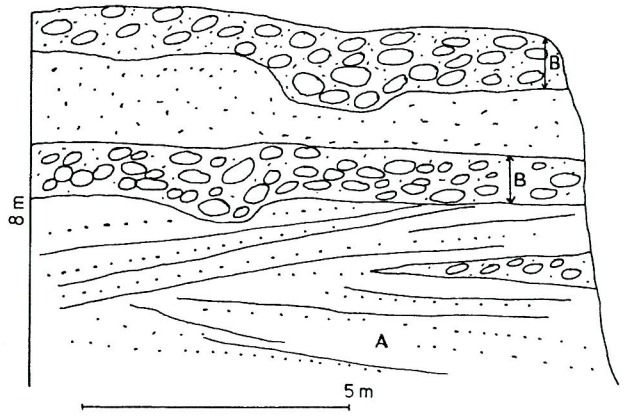

**Obr. 23.** Litologický rez pri Lupoči (chaotická brekcia pyroklastického prúdu) – lysecká formácia. 1 – chaotická brekcia s blokmi vezikulovaného andezitu a tufovým matrixom, 2 – jemnozrnný epiklastický vulkanický pieskovec, 3 – strednozrnný až hrubozrnný epiklastický vulkanický pieskovec.

**Fig. 23.** Lithologic section through the area near the Lupoč village (chaotic breccia of a pyroclastic flow) – Lysec Formation. 1 – chaotic breccia with blocks of vesicular andesite and tuffaceous matrix, 2 – fine-grained epiclastic volcanic sandstone, 3 – medium- to coarse-grained epiclastic volcanic sandstone.



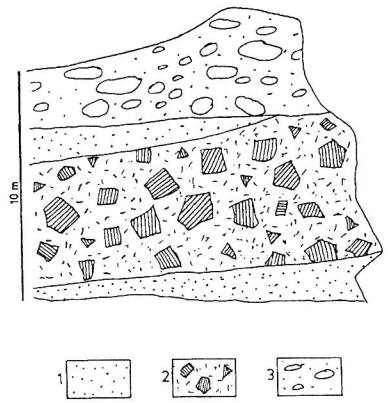

**Obr. 24.** Litologický rez (kóta 526 Diel – východný svah). A – zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce, B – hrubé až blokové epiklastické vulkanické konglomeráty, C – drobné epiklastické vulkanické konglomeráty (lysecká formácia).

**Fig. 24.** Lithologic section (from altitude point 526 Diel – eastern slope). A – bedded epiclastic volcanic sandstones, B – coarse to blocky epiclastic volcanic conglomerates, C – fine epiclastic volcanic conglomerates (Lysec Formation).




**Obr. 25.** Litologický rez (od kóty 384 Háj nad štátnou cestou pri Ľuboreči). A – zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce, B – epiklastické vulkanické konglomeráty (lysecká formácia).

**Fig. 25.** Lithologic section (from altitude point 384 Háj above the road near the Ľuboreč village). A – bedded epiclastic volcanic sandstones, B – epiclastic volcanic conglomerates (Lysec Formation).




**Obr. 26.** Litologický rez pod kótou 300 Bukovec – laharová brekcia. 1 – epiklastický vulkanický pieskovec, 2 – laharová brekcia, 3 – epiklastický vulkanický konglomerát.

**Fig. 26.** Lithologic section below the altitude point 300 Bukovec – lahar breccia. 1 – epiclastic volcanic sandstone, 2 – lahar breccia, 3 – epiclastic volcanic conglomerate.

časti (Brezový vŕšok nad dolinou Tuhárskeho potoka) sú v siltovcových vložkách odtlačky listov a zuholnatené časti dreva potvrdzujúce lokálne limnické prostredie.

V nadloží vrstiev epiklastického vulkanického pieskovca na Z od Lupoče leží *drobná až stredná laharová brekcia.* Kontakt s podložnými sedimentmi je ostrý, diskordantný. Brekciu tvoria chaoticky uložené fragmenty (priemerne veľké 5–35 cm) v tufovopiesčitom matrixe s vyšším obsahom pemzy. Lahar je hrubý 10–12 m.

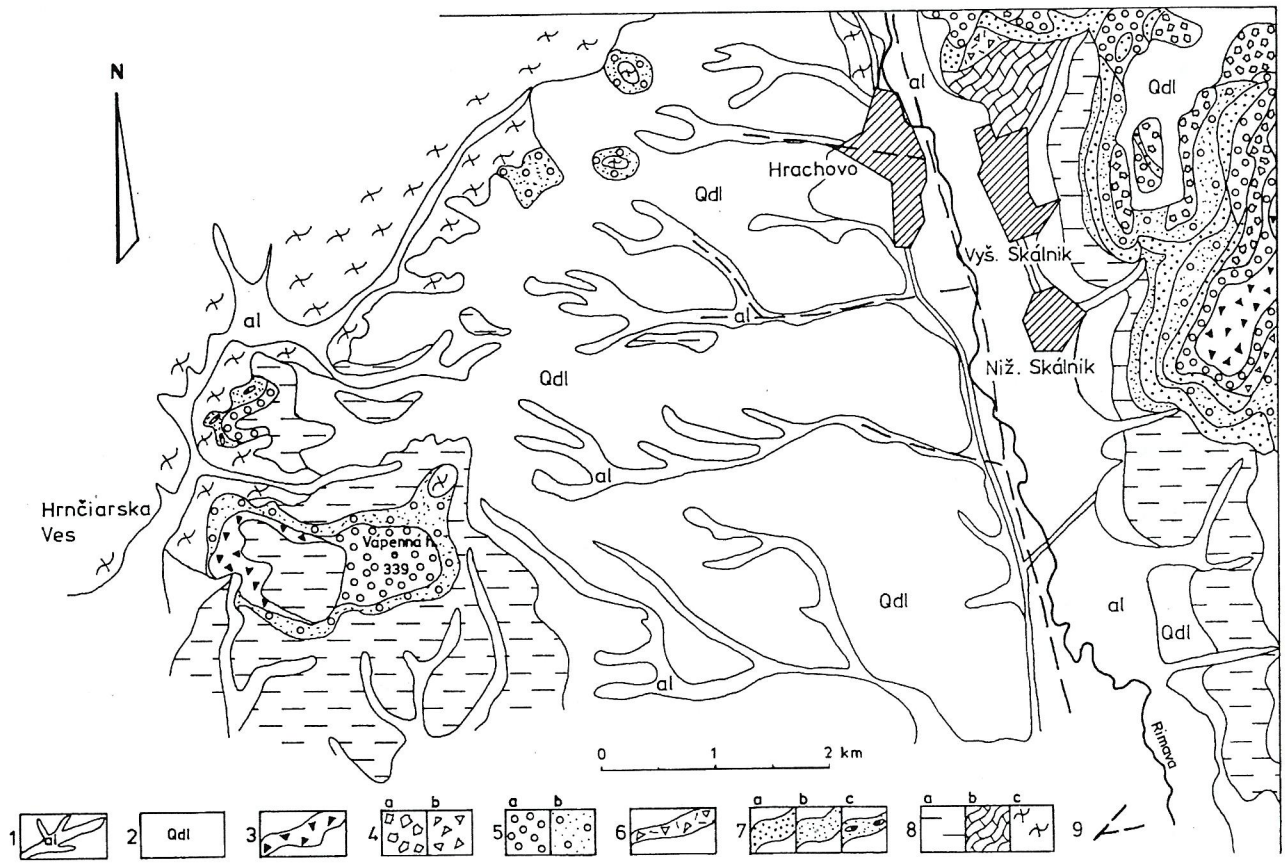
### Lysecká formácia

Formáciu zastupuje pestrý faciálny komplex predstavujúci uloženiny distálnej vulkanickej zóny lyseckého vulkánu. V severojužnom rozšírení je výrazne laterálna diferenciácia faciálneho vývoja zodpovedajúca rastúcej vzdialenosti od eruptívneho centra, ako aj typu prostredia, v ktorom depozícia materiálu prebiehala.

*Strednozrnné až jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce* sú dominantne rozšírené v južnej časti územia a tam dosahujú maximálnu hrúbku. Smerom na S hrúbka postupne klesá s tendenciou vykliňovania. V južnej časti polohy epiklastického vulkanického pieskovca – pri lokálnej neprítomnosti polohy tufitického piesku – ležia bezprostredne na vinickej formácii. Z vrtov (napr. N-53) je zrejmé, že hrúbka epiklastického vulkanického pieskovca rastie v smere do vnútornejších častí prepadliny.

Epiklastický vulkanický pieskovec je zložený z redeponovaného vulkanického materiálu so zrnitosťou do 1–1,5 mm (v severnej časti územia). Smerom na J sa zrnitostná frakcia zjemňuje (pod 0,5 mm) a súčasne pribúdajú vložky epiklastického vulkanického siltovca s úlomkami dreva a s odtlačkami listov. Časté sú vložky až súvislejšie pemzové polohy. Zvrstvenie v južnej časti je prevažne subhorizontálne, kým v severnej je časté šikmé zvrstvenie so sklonom 5–10° (západne od Ľuboreči; obr. 25). Vulkanický materiál všeobecne patrí medzi amfibolicko-pyroxenické až pyroxenicko-amfibolické andezity.

*Chaotická brekcia pyroklastického prúdu* leží pri východnom okraji neovulkanitov v nadloží polohy tufitického piesku. Na SZ od Ľuboreči sú chaotické brekcie v nadloží polôh epiklastického vulkanického pieskovca (obr. 23).




**Obr. 27.** Schéma rozšírenia pokoradzského súvrstvia v Lučenskej kotline. 1, 2 – kvartér: 1 – aluviálne sedimenty; 2 – deluviálne sedimenty; 3–7 – *pokoradzské súvrstvie* (stredný miocén): 3 – chaotická brekcia pyroklastických prúdov; 4 – epiklastická vulkanická brekcia: a – hrubá, b – drobná; 5 – a – epiklastické vulkanické konglomeráty, b – epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce; 6 – laharová brekcia; 7 – epiklastický vulkanický pieskovec: a – hrubozrnný, b – jemnozrnný so siltovcovými vložkami, c – bazálny tufitický pieskovec s obliakmi nevulkanických hornín; 8 – predvulkanické podložie: a – spodnomiocénne sedimenty, b – triasový vápenec, c – nečlenené metamorfity; 9 – zlomy.

**Fig. 27.** Scheme of the Pokoradza Formation distribution in the Lučenská kotlina Depression. 1, 2 – Quaternary: 1 – alluvial sediments; 2 – deluvial sediments; 3–7 – *Pokoradza Formation* (Middle Miocene): 3 – chaotic breccia of pyroclastic flows; 4 – epiclastic volcanic breccia: a – coarse, b – fine, 5 – a – epiclastic volcanic conglomerate, b – epiclastic volcanic conglomerates and sandstones; 6 – lahar breccia; 7 – epiclastic volcanic sandstone: a – coarse-grained, b – fine-grained with intercalations of siltstone, c – basal tuffaceous sandstone with pebbles of nonvolcanic rocks; 8 – pre-volcanic basement; a – Lower Miocene sediments, b – Triassic limestones, c – undivided metamorphic rocks; 9 – faults.

Chaotické brekcie maximálne hrubé 40–60 m sú zložené prevažne z vezikulovaných subsférických fragmentov andezitu priemerne veľkých 10–15 cm (okolo 40 %) a sporadicky z blokov veľkých 1–2 m s drsným pórovitým povrchom. Matrix je tufový, tmavohnedý až čierny, oxidovaný. V bazálnej časti prebiehalo výrazné spekanie fragmentov a matrixu. Uloženie je chaotické (obr. 23). Smerom na J hrúbka postupne klesá (do 25 m) a mierne sa znižuje aj stupeň kompakcie a spekania. Petrograficky je potvrdený materiál amfibolicko-pyroxenického andezitu.

Pri sz. okraji územia (medzi Lupočom a Tuhárom) telesá chaotickej brekcie so znakmi spekania ležia bezprostredne na podložných horninách veporika. Predpokladáme spätosť týchto telies s vývojom spodnej časti stratovulkánu Javorie.

*Epiklastické vulkanické konglomeráty* z granulometrického hľadiska rozdeľujeme na a) hrubé až blokové (obliaky nad 25 cm a bloky do 0,8 m) a b) drobné až stredné (obliaky do 25 cm).

Epiklastické vulkanické konglomeráty tvoria niekoľko horizontov striedajúcich sa s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov a brekcií. Výskyt hrubých až *blokových epiklastických vulkanických konglomerátov* na S od Ľuboreči indikuje rozhranie dvoch paleosedimentačných prostredí. Južná časť – s výskytom drobných až stredných konglomerátov – je oblasťou prevažne limnickej sedimentácie (na J od Ľuboreči), kým severná – s prevahou hrubých až blokových konglomerátov – mala povahu prevažne fluviálnej depozície materiálu s lokálnymi epizódami limnickej sedimentácie. Toto rozhranie je súčasne okrajom distálnej vulkanickej zóny lyseckého vulkánu voči limnickému bazénu, ktorý je rozšírený južnejšie. V širšom pásme rozhrania (ktoré bolo priechodom z primárneho vulkanického svahu do plochého dna sedimentačného bazéna) sa uložili hrubé až blokové vulkanické konglomeráty (obr. 24). Polohy konglomerátov sú hrubé od 5 do 50 m, prevažuje v nich hrubý až blokový materiál (s priemernou veľkosťou 25–40 m, sporadicky bloky veľké 0,8 m, ojedinele až do 2 m). Stupeň opracovanosti je vysoký (bloky sú suboválne až oválne), vytriedenosť stredná až nízka a zvrstvenie hrubé. Matrix je strednozrnný až hrubozrnný, tufovopiesčitý.

Litologický charakter, ako aj časté textúry zapĺňania erozívnych zárezov v podložných sedimentoch dokumentujú, že v tomto pásme ústili do jazerného prostredia mnohé riečne korytá.

*Drobné až stredné epiklastické vulkanické konglomeráty,* ktoré sú prevažne z obliakov priemerne veľkých 5 až 15 cm (30–40 %), sú rozšírené v južnej časti formácie. Sú hrubo vytriedené, zvrstvené a striedajú sa s vložkami až polohami hrubozrnného epiklastického pieskovca. Drobné konglomeráty tvoria tenké polohy (2–5 m) alebo iba šošovkovité vložky v epiklastickom vulkanickom pieskovci (obr. 25).

*Epiklastické vulkanické brekcie* sú rozšírené najmä v severnej časti územia (na S od Ľuboreči). V tejto oblasti prevládajú hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie, ktoré tvorí prevažne materiál s veľkosťou 20–40 cm (okolo 40 %) a sporadicky bloky veľké do 0,7 m so všeobecne nízkym stupňom opracovanosti. Drobné fragmenty (do 20 cm) sú prevažne subangulárne až angulárne. Matrix je hrubozrnný, tufovopiesčitý. Brekcie sú slabo vytriedené až nevytriedené a často ich oddeľujú polohy epiklastického vulkanického pieskovca alebo drobnej vytriedenej brekcie.

V južnej časti územia sú epiklastické vulkanické brekcie v analogickej pozícii v smere pokračovania pyroklastického prúdu a pravdepodobne sú produktom jeho deštrukcie (na S od Ľuboriečky; obr. 21).

*Drobné až stredné epiklastické vulkanické brekcie* tvoria polohy malej hrúbky (5–10 m) a sú rozšírené hlavne v južnej časti územia. Tvorí ich predovšetkým (nad 50 %) subangulárny až angulárny úlomkovitý materiál s priemernou veľkosťou 5–15 cm a so znakmi triedenia. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s drobnými úlomkami andezitu (0,5–1 cm) a s úlomkami pemzy.

*Laharové brekcie* (hrubé 10–15 cm) sa identifikovali v južnej časti a tvoria ich prevažne angulárne až subangulárne fragmenty priemerne veľké 5–25 cm (okolo 40 %), sporadicky do 0,5 m. Matrix je tufovopiesčitý a uloženie chaotické (obr. 26). Vulkanický materiál petrograficky patrí medzi pyroxenickoamfibolické andezity. Keďže smerom na S hrúbka klesá, až vykliňuje, predpokladáme, že sa tieto lahary mobilizovali na J od študovaného územia v oblasti vulkanických štruktúr severného Maďarska.

*Epiklastické vulkanické konglomeráty – brekcie* sú zmiešaným faciálnym litotypom rozšíreným v severnej časti územia. Stupeň opracovanosti varíruje od subangulárnych fragmentov po suboválne a vytriedenosť a zvrstvenie sú výraznejšie ako pri epiklastických brekciách. Granulometricky sa rozdeľujú na *hrubé až blokové,* s prevahou materiálu veľkého 15–40 cm (20–40 %; so sporadickým výskytom blokov do 0,5–0,7 m), a na *stredné až drobné,* s materiálom priemerne veľkým 20 cm. Matrix je tufovopiesčitý.

Pri sz. okraji územia sa vzájomne prevrstvuje lysecká formácia s produktmi spodnej stavby stratovulkánu Javorie, čo sa potvrdilo aj pri mapovaní jv. okraja stratovulkánu Javorie (Konečný, ed., 1998). Prítomnosť produktov spodnej stavby Javoria indikujú fragmenty hruboporfyrických pyroxenických andezitov blýskavickej formácie vo fáciách hrubých epiklastických konglomerátov a brekcií. V distálnej vulkanickej zóne, kde sa stretávajú produkty lyseckého vulkánu a spodnej časti stavby stratovulkánu Javoria a miešal sa materiál podobného petrografického typu (amfibolicko-pyroxenické andezity), sa fácie do uvedených formácií nedajú jednoznačne zaradiť.

## Vulkanickosedimentárny komplex pri sv. okraji Lučenskej kotliny

### Pokoradzské súvrstvie (báden – sarmat)

Súvrstvie v súvislejšom vývoji je rozšírené v sv. časti Rimavskej kotliny v oblasti Pokoradzskej tabule a do sledovanej oblasti zasahuje iba svojím sz. okrajom (obr. 27). Vystupuje na ploche okolo 10 km$^2$ na východnom svahu doliny Rimavy (na V od Hrachova). V jeho spodnej časti prevládajú vrstvy epiklastických vulkanických pieskovcov s vložkami až súvislejšími polohami epiklastických vulkanických

konglomerátov, vo vyšších úrovniach dominujú epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty a v najvyššej úrovni sú rozšírené brekcie pyroklastických prúdov (obr. 28).

Súvrstvie v južnej časti leží na lučenskom súvrství a smerom na S postupne na horninách mezozoika a paleozoika. V jeho nadloží sú iba sedimenty kvartéru. Petrograficky sa vo vulkanoklastických horninách identifikoval materiál pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov.

V pokoradzskom súvrství sa vyčleňujú nasledujúce litologické jednotky.

*Bazálne vrstvy* v južnej časti súvrstvia zastupuje *jemnozrnný epiklastický vulkanický pieskovec* so siltovcovými vložkami (s variabilným obsahom zlepenca, drobnej brekcie a redeponovaného tufu). Epiklastický vulkanický pieskovec je prevažne jemnozrnný, dobre vytriedený, často krížovo zvrstvený s textúrou sklzového charakteru. Polohy štrku, drobných konglomerátov a brekcie sú málo hrubé a nesúvislé. Materiál bazálnych vrstiev je zväčša vulkanický a sporadicky je v ňom zastúpený materiál nevulkanických hornín (granitoidy, rula, kvarcitická rula, metakvarcity a amfibolity).

V nadloží bez ostrého litologického rozhrania nasleduje *hrubozrnný netriedený epiklastický vulkanický pieskovec.* Je nevýrazne zvrstvený, slabo vytriedený, s ojedinelými fragmentmi andezitov a pemzy veľkými do 1–2 cm, v malom zastúpení (okolo 5–10 %) sa v ňom vyskytuje materiál hornín mezozoika a kryštalinika a nesúvislé vložky až polohy drobnoúlomkovitej brekcie zo subangulárnych až suboválnych fragmentov andezitu (s priemernou veľkosťou 5–10 cm). Brekcie sú vytriedené a slabo zvrstvené.

Polohy netriedeného epiklastického vulkanického pieskovca a brekcie sú zastúpené aj v stredných a vyšších úrovniach súvrstvia.

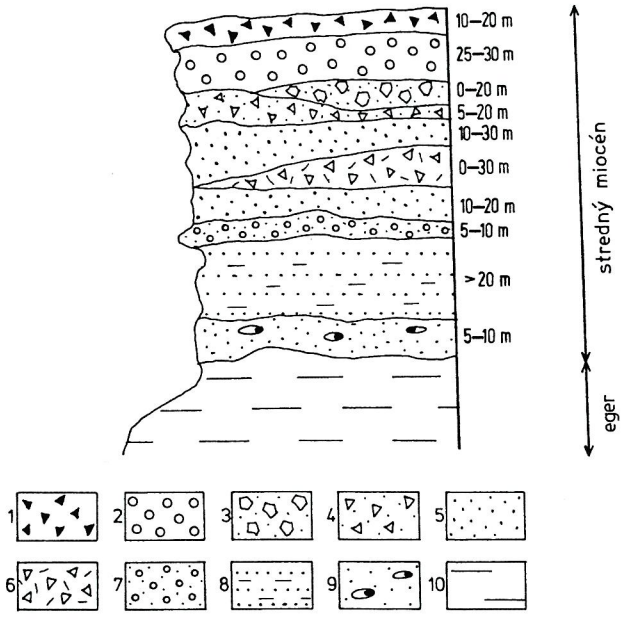
V strednej časti súvrstvia sú súvislé polohy epiklastických vulkanických konglomerátov s vložkami hrubého vytriedeného epiklastického vulkanického pieskovca.

Z granulometrického hľadiska sa rozlišujú drobné epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce a hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty.

*Drobné epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce* (s priemernou veľkosťou balvanov 5–30 cm) tvoria polohy malej hrúbky, často s nepravidelným priebehom, alebo šošovky v polohách epiklastického pieskovca. Matrix je hrubopiesčitý a predstavuje okolo 10 až 20 %. Konglomeráty sa alebo striedajú s polohami vytriedeného epiklastického vulkanického pieskovca, alebo do nich laterálne prechádzajú.

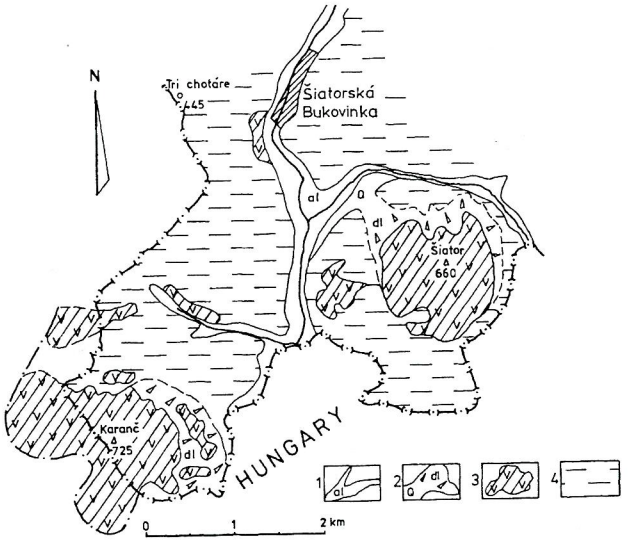
*Hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty* sa od predchádzajúcich odlišujú menším zastúpením polôh vytriedeného hrubozrnného epiklastického vulkanického pieskovca a veľkosťou andezitových balvanov (20–100 cm).V menšej miere je zastúpený drobný zlepenec (do 20 cm). Matrix je hrubozrnný, piesčitý, často možno vidieť zvýšenú koncentráciu pemzy hyperstenicko-amfibolického a amfibolického andezitu alebo vložky redeponovaného tufu.

*Chaotické brekcie laharov* sa v sledovanom území zistili len ojedinele. Na svahu Močiara je v nadloží mezozoických




**Obr. 28.** Litostratigrafická schéma pokoradzského súvrstvia. 1 – chaotická brekcia pyroklastického prúdu, 2 – hrubý epiklastický vulkanický konglomerát, 3 – hrubá epiklastická vulkanická brekcia, 4 – drobná epiklastická vulkanická brekcia, 5 – hrubozrnný epiklastický vulkanický pieskovec, 6 – laharová brekcia, 7 – epiklastický vulkanický konglomerát a pieskovec, 8 – jemnozrnný epiklastický vulkanický pieskovec so siltovcovými vložkami, 9 – bazálny tufitický piesok s obliakmi nevulkanických hornín, 10 – lučenské súvrstvie (eger).

**Fig. 28.** Lithostratigraphic scheme of the Pokoradza Formation. 1 – chaotic breccia of pyroclastic flow, 2 – coarse epiclastic volcanic conglomerate, 3 – coarse epiclastic volcanic breccia, 4 – fine epiclastic volcanic breccia, 5 – coarse-grained epiclastic volcanic sandstone, 6 – lahar breccia, 7 – epiclastic volcanic conglomerate and sandstone, 8 – fine-grained epiclastic volcanic sandstone with siltstone intercalations, 9 – basal tuffitic sand with pebbles of nonvolcanic rocks, 10 – Lučenec Formation (Egerian).




**Obr. 29.** Schéma šiatorského intruzívneho komplexu granatických andezitov. 1 – aluviálne sedimenty, 2 – kamenitá deluviálna hlina, 3 – intrúzie granatických andezitov, 4 – spodnomiocénne sedimenty (fiľakovské súvrstvie).

**Fig. 29.** Scheme of the Šiator Mt. intrusive complex of garnet bearing andesite. 1 – alluvial sediments, 2 – stony deluvial loams, 3 – garnet-bearing andesite intrusions, 4 – Lower Miocene sediments (Fiľakovo Formation).

hornín poloha chaotickej netriedenej brekcie z angulárnych až subangulárnych andezitových fragmentov veľkých do 0,5 m. Matrix je tufový, zrnitý. Sporadicky sú zastúpené úlomky podložných mezozoických a paleozoických hornín.

*Drobné epiklastické vulkanické brekcie* (často s vložkami konglomerátov) sporadicky vystupujú pri južnom okraji súvrstvia (svah pod Magin hradom). Prevláda v nich drobnoúlomkovitý subangulárny až suboválny materiál do 10–20 cm a matrix tvorí hrubozrnný epiklastický vulkanický pieskovec. V hrubo zvrstvených epiklastických brekciách sú sporadicky zastúpené polohy zlepenca a hrubozrnného slabo vytriedeného epiklastického vulkanického pieskovca.

*Hrubé epiklastické vulkanické brekcie* (často s polohami konglomerátov) sú rozšírené vo vrchnej časti pokoradzského súvrstvia a tvoria v ňom takmer súvislý horizont hrubý do 30–40 m, v ktorom prevažujú subangulárne až suboválne fragmenty až bloky andezitu (priemerne veľké 20–40 cm až bloky veľké do 1,5–2 m). Matrix je prevažne hrubozrnný, piesčitý, slabo vytriedený. V hrubých slabo vytriedených polohách sa vyskytujú nesúvislé vložky až polohy drobných až hrubých epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov.

*Chaotické brekcie pyroklastických prúdov* v rámci územia predstavujú len západné okraje rozsiahlejších a súvislejších telies rozšírených v severnej časti Rimavskej kotliny. Ležia v západnej časti pokoradzského súvrstvia v nadloží hrubej epiklastickej vulkanickej brekcie (na Z od Kraskova) a v južnej časti v nadloží hrubých epiklastických vulkanických konglomerátov (Magin hrad). Tvoria ich angulárne až subangulárne fragmenty celistvého andezitu (okolo 10 %), silne pórovité až troskovité fragmenty so sférickým obmedzením (okolo 30–40 %) a tufový matrix (40–50 %) so znakmi spekania. Veľkosť fragmentov varíruje v širokých medziach, prevažuje frakcia 5–25 cm a menej je blokov veľkých do 0,5–1,5 m.

Pokoradzské súvrstvie v študovanom území predstavuje západný okraj vulkanickej zóny, ktorá sa vyvinula v severnej časti Rimavskej kotliny. Litologický a petrografický charakter uloženín pyroklastických prúdov indikuje priamu genetickú spätosť s explozívnymi nekmi, ktoré vystupujú na SV od Pokoradze.

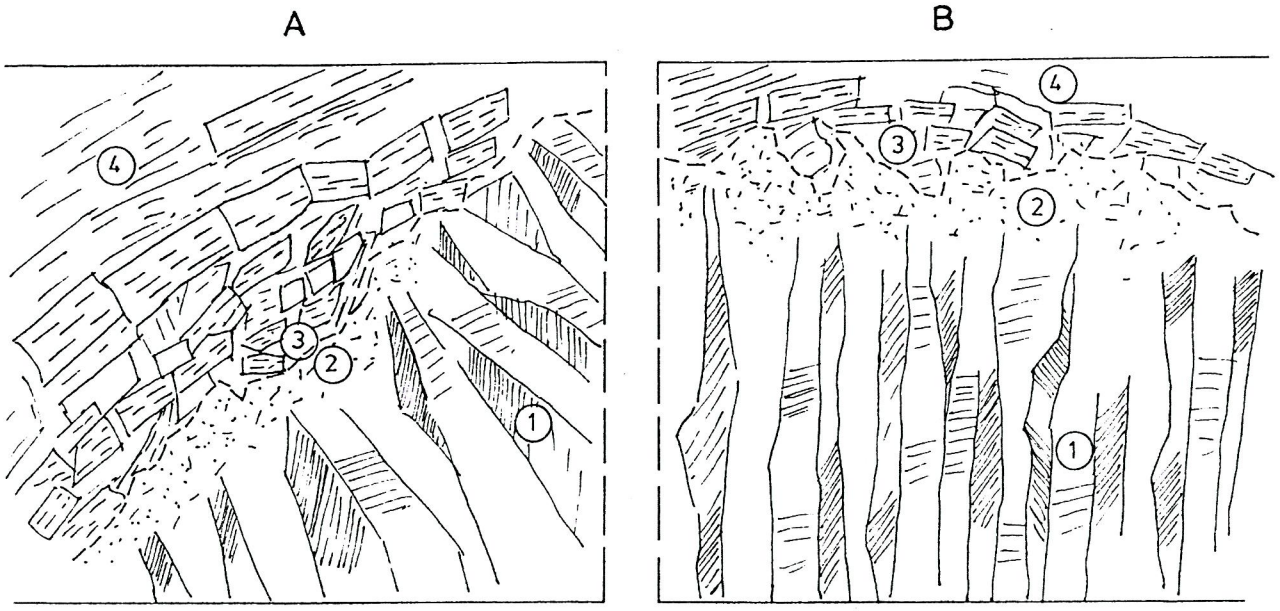
Vek súvrstvia zostáva nejasný. Rádiometrické datovanie metódou stôp po štiepení uránu *(fission tracks)* poukazuje na bádenský vek (Repčok, 1981), kým zvyšky flóry v bazálnych súvrstviach pri Nižnom a Vyšnom Skálniku zodpovedajú sarmatu (Němejc, 1960; Sitár a Dianiška, 1979).

Vulkanoklastický materiál súvrstvia sa uložil vo fluviálno-limnickom až suchozemskom prostredí.

### *Šiatorský intruzívny komplex (šiatorský andezit)*

Pri štátnej hranici s Maďarskom v južnej časti územia sú nasledujúce intruzívne telesá ložného typu (obr. 29):

a) V širšej oblasti vrcholu Karanča (kóta 725,0) a jeho sv. svahu vystupuje okraj rozsiahlejšieho lakolitového telesa, ktorého podstatná časť je za štátnou hranicou na území Maďarska. Na slovenskom území sú denudáciou obnažené vrchné časti telesa v podobe izolovaných odkryvov uprostred neogénnych, kontaktne metamorfovaných sedimentov egenburgu. Sklon intruzívneho komplexu na styku so sedimentmi je 25–30, lokálne až 60° na SV. Odkryvy andezitových telies na S od Karanča (v doline kóty 564,4) sú pravdepodobne apofýzami hlavného telesa Karanča podobne ako odkryvy na západnom svahu vrchu Šiator (obr. 29).




**Obr. 30.** Detail vrchného kontaktu intrúzie so sedimentmi spodného miocénu (východného svahu kóty 725 Karanč). A – južný okraj lomu, B – stredná časť lomu. 1 – masívny andezit so stĺpcovitou odlučnosťou, 2 – pásmo vezikulácie a brekciácie andezitu, 3 – kontaktná zóna – rozlámanie a termická metamorfóza sedimentov, 4 – pásmo neporušených sedimentov.

**Fig. 30.** A detail showing the upper contact of the intrusion with Lower Miocene sediments (eastern slope of altitude point 725 m, Karanč). A – southern margin of the quarry, B – central part of the quarry. 1 – massive andesite with collumnar jointing, 2 – vesiculation and brecciation of andesite, 3 – contact zone – disruption and thermic metamorphism of sediments, 4 – undisrupted sediments.

Sedimenty na kontakte s intrúziou (pieskovcové vrstvy fiľakovského súvrstvia – *jalovské vrstvy*) sú silne spevnené, zbridličnatené, sfarbené do tmavozelena s čiernozelenými zhlukmi (mikroskopicky je pozorovateľná subparalelná orientácia sericitu, kremeňa, muskovitu a ojedinele biotitu a chloritu). Na styku s intrúziou sú sedimenty rozlámané a preniknuté apofýzami andezitu. Andezit v zóne styku je brekciovitý, chloritizovaný, lokálne prekremenený a preniká ním sieť karbonátových žiliek.

b) Na S od hlavného telesa (na východnom svahu pod kótou 445 Tri chotáre pri Šiatorskej Bukovinke) v dĺžke okolo 600 m a vo výške približne 60–80 m je lomom otvorené teleso porfyrického pyroxenickoamfibolického andezitu s granátom (obr. 30). V nadloží telesa sú sedimenty egenburgu v pásme okolo 1,5–2,0 m rozlámané, premiestnené a uzavreté v andezite, ktorý je na styku so sedimentmi mierne vezikulovaný, sčasti dezintegrovaný a výrazne hematitizovaný. Vo vrchnej časti telesa je vertikálna stĺpcovitá odlučnosť zodpovedajúca forme ložného typu (sill, resp. lakolit; obr. 30).

c) V oblasti vrcholu Šiator (kóta 660) je eróziou odkryté teleso lakolitového typu s mierne eliptickým prierezom (1,2 x 1,4 km) a s maximálnou hrúbkou 250 m. Na západnej strane je takmer vertikálny styk s okolitými sedimentmi egenburgu a pri južnom okraji miernejší styk a sedimenty sú sčasti zachované v nadloží intrúzie. Odlučnosť je bloková až doskovitá paralelne s povrchom a kolmá na povrch telesa.

Granatický andezit je svetlosivý, zelenkastý až tmavozelený (autometamorfovaný), s blokovou až hrubostĺpcovou odlučnosťou, strednoporfyrický až hruboporfyrický. Výrastlice tvorí plagioklas, hyperstén, amfibol a zriedka biotit. Charakteristická je prítomnosť zŕn granátu veľkých až 1 cm. Zložením granát zodpovedá almandínu, je zonárny a zriedka uzatvára plagioklas. Prítomnosť granátu poukazuje na kryštalizáciu pri vysokom tlaku pravdepodobne pri báze kôry.

Základná hmota sa variabilne mení, v centrálnej časti intrúzie je mikroalotriomorfne zrnitá a smerom k okraju prechádza do felzitickomikrolitickej. Ako výsledok autometamorfózy sú tmavé minerály hematitizované, chloritizované a nahrádzajú ich sekundárne minerály, karbonáty a kremeň.

Ako výsledok termálneho účinku intrúzie sú sedimenty pri styku s intrúziou metamorfované vo fácii amfibolitových bridlíc *(hornfels)* s asociáciou novovzniknutých minerálov diopsid – plagioklas – ortoklas – kremeň (lokalita Šiator).

V nasledujúcom štádiu hydrotermálnej aktivity vyvolanej intrúziou (ktorá zahŕňala aj účasť meteorickej vody) nastali hydrotermálne premeny a vznikli sekundárne minerály. V smere klesajúcej teploty sa vytvárali nasledujúce minerálne asociácie: biotit, kremeň – karbonát – epidot, chlorit – sericit, apofylit – skolecit – epistilbit – laumontit – heulandit – chabazit – stilbit – kremeň – smektit (Hojstričová et al., 1995).

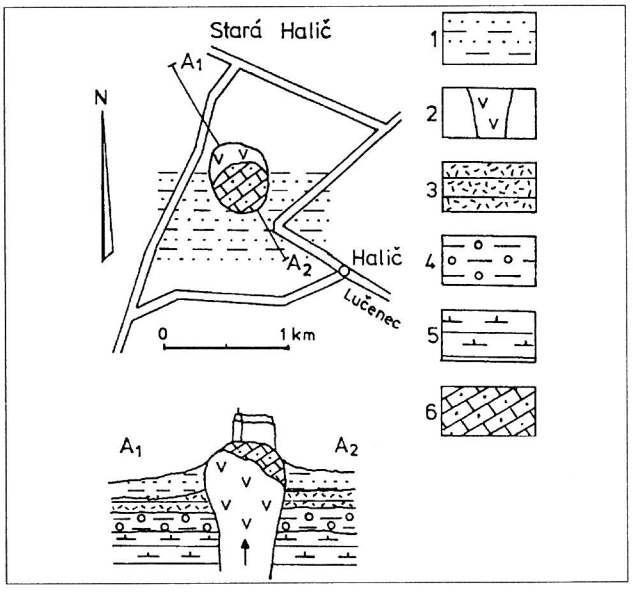
Andezitové intrúzie obsahujú mnoho xenolitov a okrem úlomkov spodnomiocénnych sedimentov sa v nich vyskytujú xenolity kryštalických bridlíc, svorov, páskovaných bridlíc, amfibolitov, migmatitov a granitických hornín (Hovorka a Lukáčik, 1972).

Rádiometrický vek granatických andezitov v oblasti južného Slovenska pri Burde (Kováčovské vrchy) zodpovedá spodnému bádenu. Rádiometrický vek telesa Šiator sa K/Ar metódou určil na 15,1 (Balogh, 1984) a najnovšie datovanie (Peczkay, 2002; ústna informácia) telesa pri Šiatorskej Bukovinke vek 16,41 ± 1,33 mil. rokov. Výsledok staršieho datovania K/Ar metódou 13,5 mil. rokov (Vass et al., 1977) pravdepodobne ovplyvnili hydrotermálne procesy.

### *Haličský andezit*

Na severnom svahu vŕšku s kótou 307,5, na ktorom stojí Haličský zámok (foto 3) je sčasti odkryté intruzívne teleso amfibolického andezitu pravdepodobne štokového typu (obr. 31). V oblasti vrcholu je triasový kremenec, čo pripomína geologickú situáciu pri Brusníku, kde blok triasového kremenca do vyšších úrovní vysúva andezitová intrúzia (Konečný, 1970; Konečný in Vass et al., 1979). Predpokladáme, že kremencový blok budujúci vrch pod Haličským zámkom vysunula intrúzia amfibolického andezitu. Takúto interpretáciu podporujú výsledky geofyzikálneho merania.

Intrúziu tvorí amfibolický andezit až andezitový porfýr s holokryštalickou mikrohypidiomorfne zrnitou základnou hmotou s výrastlicami plagioklasu a amfibolu. Stratigrafická pozícia andezitu nie je známa, ale na základe analógie ide pravdepodobne o intrúziu podobného typu ako pri Brusníku (lysecká formácia).




**Obr. 31.** Plošná schéma haličského andezitu a geologický rez. 1 – poltárske súvrstvie (pestrý íl, piesok, štrk, šošovky lignitu), 2 – extrúzia amfibolického andezitu, 3 – ryodacitový tuf (bukovinské súvrstvie – egenburg), 4 – pestrý íl, štrk (bukovinské súvrstvie), 5 – szécsénsky šlír (eger), 6 – metamorfovaný kremenný pieskovec, subarkóza a piesčité bridlice (spodný trias).

**Fig. 31.** Areal scheme of the Halič Andesite and geologic section. 1 – Poltár Formation (motled clay, sand, gravel, lenses of lignite), 2 – extrusion of hornblende andesite, 3 – rhyodacite tuff (Bukovinka Formation – Eggenburgian), 4 – motled clay, gravel (Bukovinka Formation), 5 – Szécsény Schlier (Egerian), 6 – metamorphosed quartzite sandstone, subarkose and sandy shale (Lower Triassic).

## Vrchný miocén

### Pont

Horniny pontského veku (maximálne hrubé okolo 100 m) sú rozšírené v severnej a západnej časti Lučenskej kotliny. Pont sa skladá (príl. 10) zo sedimentárneho poltárskeho súvrstvia a z vulkanogénneho súvrstvia – podrečianskej bazaltovej formácie. Ich vzájomný priestorový a časový vzťah je veľmi úzky. Podrečianska bazaltová formácia je alebo zakrytá poltárskym súvrstvím, alebo sa doň vkliňuje, alebo bazaltové polohy formácie ležia na sedimentoch poltárskeho súvrstvia. Pontské sedimenty ležia na spodnomiocénnych alebo diskordantne na predterciérnych horninách a zakrývajú ich kvartérne sedimenty.

### Poltárske súvrstvie

Poltárske súvrstvie je rozšírené hlavne v severnej časti Lučenskej kotliny, ale v jej jz. časti zasahuje až do okolia Jelšovca (príl. 10). Zväčša leží na lučenskom súvrství (eger), v západnej časti kotliny na fiľakovskom alebo na bukovinskom súvrství (egenburg) a na severnom okraji kotliny diskordantne na predtreťohorných horninách. Je hrubé od niekoľko (po erozívnom zreze) do 100 m.

V súvrství sa rozlíšila riečna a jazerná fácia.

*Riečna fácia* prevažuje, má cyklický vývoj a v úplných cykloch štyri litotypy: štrk, piesok, prach a íl. Báza cyklov je ostrá, erózna (foto 18), korytovitého tvaru, hĺbka korýt od 0,2 do 1 m, šírka od 0,5 až do niekoľko metrov. Na báze korýt býva limonitový zátek. Výplň korýt je gradačne zvrstvená, a to od štrku cez piesok až do ílu (úplný cyklus) alebo štrk prechádza do piesku a ten je pod ílom ostro, bez prechodu zakončený (nerozvinutý cyklus; porovnaj Duff et al., 1971).

Štrk spravidla zapĺňa spodnú časť korýt, je najhrubším elementom sedimentačných cyklov a spravidla býva polymiktného zloženia. Skladá sa z obliakov kremeňa (zväčša ide o kremeň zo sekrečných kremenných žíl v predterciérnom podloží), kremenca, slabo metamorfovaných hornín gemerika (fylitov, grafitických bridlíc, pieskovca a metakvarcitov), granitu, rohovcov, čadiča a andezitu. Petrografické zloženie štrku jednej konkrétnej lokality – samoty Jelenie pri Sušanoch – je v tab. 45.

Tab. 45
Petrografické zloženie štrku poltárskeho súvrstvia pri samote Jelenie na S od Sušian
Petrographic composition of the Poltár Formation gravels near the Jelenie settlement, north of Sušany village

| | | Ks | % |
|---|---|---|---|
| kremeň | quartz | 53 | 50,96 |
| kremenec | quartzite | 40 | 38,5 |
| granitoid | granitoide | 1 | 0,96 |
| hnedý rohovec | braun chert | 1 | 0,96 |
| sericitická bridlica – arkóza | sericit. shale – arcose | 7 | 6,72 |
| grafit.-sericit. bridlica | graphit-sericit. shale | 2 | 1,90 |

Obliaky sú premenlivej veľkosti, dobre alebo poloopracované a stupeň ich opracovania klesá smerom na S, t. j. smerom k zdrojovým oblastiam. V stratotypovej lokalite súvrstvia okolo Poltára sú obliaky horšie opracované. Štrk je drobnozrnný až hrubozrnný (napr. v okolí Sušian je priemer desiatich najväčších obliakov 8 cm) a vyskytujú sa v ňom aj lavice tmelené limonitovým tmelom hrubé 20–50 cm.

Kým íl a piesok prirodzené odkryvy netvoria, štrk sa trúsi po svahoch a oráčine a je často jediným indikátorom prítomnosti poltárskeho súvrstvia v teréne.

Íl a prach sú významnými zložkami poltárskeho súvrstvia nielen zo surovinového hľadiska, ale aj pokiaľ ide o celkový objem v súvrství. Tvoria polohy hrubé až niekoľko metrov, ba i viac ako 20 m. Íl a prach sú nevápnité, pestrofarebné – svetlosivé až biele, sivé, modrosivé, žlté, ružové, červené, fialové, hnedoškvrnité a čiernosivé až čierne. Íl je plastický, zasucha s kockovitým a bridlicovitým rozpadom. Zo zrnitostnej analýzy vyplýva (tab. 46), že v íle vysoko prevažuje ílová zložka (61,63 %) nad prachovou a piesčitou (38,37 %).

Tab. 46
Štatistické zhodnotenie zastúpenia zrnitostných frakcií, zrnitostných parametrov a obsahu $CaCO_3$ – poltárske súvrstvie (pont)
Statistic evaluation of grain-size fraction ratios, grain-size parameters and $CaCO_3$ content – Poltár Formation (Pontian)

| Íl Clay | Počet vzoriek Numb. of sampl. | Min. | Max. | Aritm. priemer Aritm. mean | Štandard. odchýlka Stand. deviat. | Variačný koef. Variat. coef. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| % piesok sand | 3 | 11,00 | 35,50 | 19,56 | 11,27 | 57,63 |
| prach silt | 3 | 10,90 | 23,90 | 18,83 | 5,68 | 30,16 |
| íl clay | 3 | 42,90 | 78,10 | 61,63 | 14,45 | 23,46 |
| $CaCO_3$ | 2 | 0,68 | 0,70 | 0,69 | 0,01 | 1,44 |
| Prach Silt | | | | | | |
| % piesok sand | 4 | 7,80 | 39,40 | 24,40 | 14,71 | 60,31 |
| prach silt | 4 | 46,20 | 56,80 | 50,02 | 4,02 | 8,05 |
| íl clay | 4 | 12,10 | 42,00 | 25,47 | 13,30 | 52,21 |
| $CaCO_3$ | 4 | 0,80 | 0,32 | 0,48 | 0,18 | 39,11 |
| Piesok Sand | | | | | | |
| % piesok sand | 4 | 48,40 | 58,80 | 54,97 | 4,02 | 7,31 |
| prach silt | 4 | 12,80 | 37,30 | 26,35 | 8,75 | 33,24 |
| íl clay | 4 | 14,30 | 28,50 | 18,70 | 5,75 | 30,76 |
| $X\phi$ | 4 | 1,74 | 3,84 | 3,20 | 0,85 | 26,63 |
| $\sigma\phi$ | 4 | 4,18 | 6,40 | 5,08 | 0,83 | 16,39 |
| % $CaCO_3$ | 2 | 0,25 | 0,27 | 0,26 | 0,01 | 3,84 |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 0 | > 0 |
|---|---|---|---|
| $Sk\phi$ | 4 | 1 / 25,0 % | 3 / 75,0 % |

| | Počet vzoriek Numb. of sampl. | < 3 | > 3 |
|---|---|---|---|
| $K\phi$ | 4 | 4 / 100 % | - |

Polohy tmavého ílu môžu predstavovať fosílnu pôdu (Mišík, 1956). Prehľad ťažkých minerálov je v tab. 47a. V okolí Poltára obsahujú rozptýlený alebo do vrstvičiek koncentrovaný detrit kremeňa. Úlomky kremeňa sú ostrohranné. Pravdepodobne ide o kôru zvetrávania transportovanú na krátku vzdialenosť a kremenný detrit je rezíduom materských hornín odolným proti zvetrávaniu. Prehľad ťažkých minerálov z týchto ílových polôh je v tab. 47b.

V íle sa miestami vyskytujú zuhoľnatené úlomky rastlín, konáre, ba i kmene stromov. Mišík (1956) opísal výskyt konárov a kmeňov vo vertikálnej polohe (aj obliaky v podobnej pozícii) a predpokladá, že ich vztýčil plastický pohyb ílovej masy, v ktorej sa nachádzali.

Íl sa skladá z kaolinitu, illitu, halloyzitu a metahalloyzitu, zastúpený je aj gipsit, diaspor a vzácne aj smektit (Kraus et al., 1966; Kraus, 1968; Kraus a Horváth, 1972; Vass et al., 1982).

Piesok tvorí polohy hrubé meter až niekoľko metrov. Je sivý až biely, zvetraný hnedý a žltohnedý. Už jeho sfarbenie začerstva naznačuje, že je kremitý s prímesou zŕn živca, sľudy a i. Niektoré polohy sú ílovité a miestami obsahujú obliaky kremeňa. Zriedka sa v nich vyskytujú lavice hrubé do 0,5 m tmelené limonitovým tmelom. Ak sú vrstvičky piesku uprostred ílu, sú nesúvislé, synsedimentárne dezintegrované, s *pull-apartovou* textúrou (obr. 33).

Dva profily riečnych sedimentov poltárskeho súvrstvia (neúplné cykly bez bazálneho štrku) zdokumentoval Mišík (1956) v tzv. Kovačičovej bani v čase, keď tam prebiehala ťažba a steny hliniska boli dokonale odkryté (obr. 32).

Zriedkavým litologickým členom poltárskeho súvrstvia sú polohy resp. šošovky lignitu. Vyskytujú sa okolo Poltára. Vrty na SZ od Poltára overili šošovku lignitu hrubú až 11,20 m a širokú niekoľko sto metrov. Lignit je prerastený ílom a sprevádza ho sivočierny bituminózny íl (Hano a Horváth, 1972; Klubert, ed., 1986).

*Jazerné sedimenty* sú deltové a maarové. Deltové sa ako denudačné relikty zachovali na SV od Jelšovca a Konrádoviec (okolie kóty Trojchotár), ale pre zlú odkrytosť ich nemožno charakterizovať podrobnejšie. Sú to sedimenty so značným podielom štrku a ich jediným povrchovým prejavom sú veľké štrkové rozsypy. Predpokladáme, že ide o výnosové kužele vodných tokov do jazera, no jazerné sedimenty sa nezachovali.

Sedimenty výplne maarov sú opísané od Jelšovca a od Pincinej. Popri vulkanoklastických horninách tvoria výplň maarov aj jazerné sedimenty. V západnej časti maaru pri Pincinej je to íl s polohami piesku hrubými do 10 cm.

Íl je svetlosivý a pieskové polohy hnedé. Íl má tenkolavicovitú odlučnosť a rovné vrstvové plochy. Je jemne laminovaný a zasucha sa pozdĺž styku odlupujú vrstvičky ílu. Na vrstvových plochách sa často nachádzajú dobre zachované odtlačky listov (foto 17). V íle sú hojné rozsievky a sediment má miestami povahu diatomitu. Asociácie ťažkých minerálov majú vyšší obsah granátu a zirkónu. V ľahkej frakcii sa o. i. našli hojné vulkanické živce.

Vrty hĺbené uprostred maaru prevŕtali pod sutinou polohu alginitu hrubú maximálne 35–47 m. Je to hnedosivý laminovaný íl bohatý na organickú hmotu, ktorou sú prevažne riasy (*Botryococcus braunii Kützung;* Vass et al., 1997).

Tab. 47a
Ťažké minerály poltárskeho súvrstvia (pont), riečna fácia (podľa Markovej, 1980)
Heavy minerals of the Poltár Formation (Pontian), river facies (after Marková, 1980)

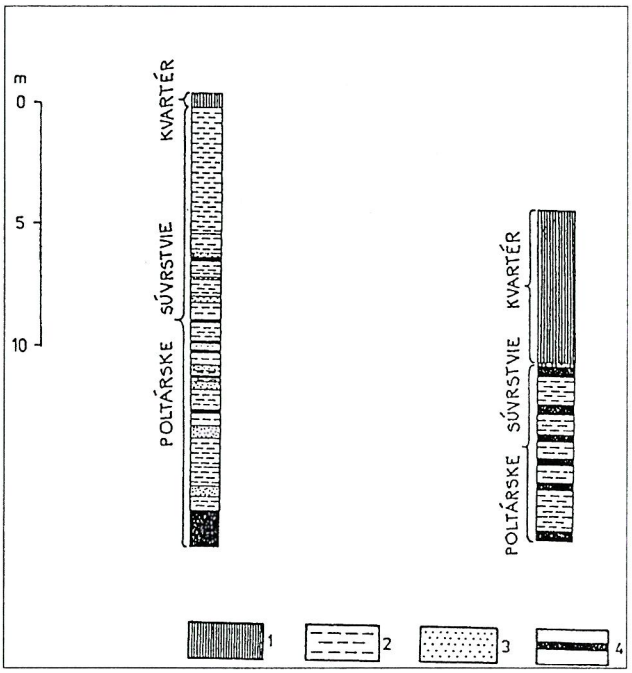
| Lokalita<br>Locality | Granát<br>Garnet | Zirkón<br>Zircone | Apatit<br>Apatite | Turmalín<br>Tourmaline | Rutil<br>Rutile | Titanit<br>Titanite | Anatas<br>Anatase | Amfibol<br>Hornblende | Staurolit<br>Staurolite | Epidot<br>Epidote | Distén<br>Distene | Biotit<br>Biotite | Chlorit<br>Chlorite | Hypersténe<br>Hyperstene | Andaluzit<br>Andalusite | Karbonát<br>Carbonate | Leukoxén<br>Leucoxene | Magnetit<br>ilmenit<br>Magnetite<br>ilmenite | Fosfát<br>Phosphate | Limonit<br>Limonite |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Prievrana 1 | | + | | 0,4 | | | + | + | | 0,1 | | | | | | | 95,0 | 4,5 | | |
| Prievrana 5 | 0,2 | 2,1 | | 10,0 | | 0,2 | 3,5 | 2,7 | | 1,8 | | | | 0,2 | | | 51,0 | 26,5 | | 1,8 |
| Prievrana 5 | | 2,9 | | 11,4 | 0,5 | | 4,0 | 1,3 | | 1,3 | | | | | | 0,3 | 23,0 | 55,3 | | |
| Breznička 1 | 0,3 | 1,8 | | 5,2 | 0,6 | 0,9 | 4,6 | 1,2 | | 1,5 | 1,2 | | 0,3 | | | | 21,6 | 8,3 | | 2,5 |
| Breznička 2 | 18,0 | 1,2 | 2,8 | 2,1 | 0,8 | 0,2 | 0,8 | 4,8 | 1,0 | 8,1 | 0,2 | 10,8 | 1,3 | | 0,2 | 22,3 | 15,0 | 9,6 | 0,4 | 0,4 |
| Breznička 3 | 0,4 | 7,7 | | 2,1 | 0,3 | | 9,7 | 2,1 | 0,4 | 3,8 | 0,8 | | | | | 1,0 | 36,2 | 32,4 | | 3,1 |
| Kalinovo 1 | | 2,6 | | 51,3 | | | 10,2 | 1,4 | | 0,2 | | | 0,5 | | | | 33,6 | | | 0,2 |
| Kalinovo 2 | 10,8 | 1,8 | | 5,1 | 0,7 | | 6,2 | 1,6 | 1,1 | 1,5 | 0,5 | | 1,6 | 0,2 | | 1,1 | 52,3 | 15,0 | | 0,5 |
| Kalinovo 3 | | 4,9 | | 53,5 | | | 10,4 | 12,2 | | | | 0,3 | 5,2 | | | 0,7 | 11,4 | 1,4 | | |
| Kalinovo 5 | | 5,8 | | 2,7 | | | 3,7 | 1,1 | | | | | 1,1 | | | | 84,0 | 1,6 | | |
| Poltár 1 | + | 2,0 | | 23,8 | | | 5,5 | + | | 1,7 | 0,3 | 0,3 | + | | | | 17,5 | 3,8 | | 45,1 |

Tab. 47b
Ťažké minerály poltárskeho súvrstvia (pont), fácia reziduálneho ílu (%; podľa Markovej, 1980)
Heavy minerals of the Poltár Formation (Pontian), residual clay facies (after Marková, 1980; %)

| Lokalita<br>Locality | Granát<br>Garnet | Zirkón<br>Zircone | Turmalín<br>Tourmaline | Anatas<br>Anatase | Amfibol<br>Hornblende | Staurolit<br>Staurolite | Epidot<br>Epidote | Distén<br>Distene | Biotit<br>Biotite | Chlorit<br>Chlorite | Sillimanit<br>Sillimanite | Karbonát<br>Carbonate | Leukoxén<br>Leukoxene | Magnetit-<br>ilmenit<br>Magnetite -<br>ilmenite | Limonit<br>Limonite |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Prievrana 4 | 0,3 | 6,4 | 5,2 | 4,4 | 3,1 | | 2,7 | | 0,3 | | | 0,9 | 16,3 | 60,1 | 0,3 |
| Breznička 4 | 0,2 | 1,5 | 0,8 | 2,3 | 0,4 | | 0,4 | | 0,2 | | | | 17,4 | 10,8 | 66,0 |
| Kalinovo 4 | | 2,8 | 4,6 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,4 | 2,3 | 0,5 | 0,5 | 5,1 | 0,9 | 53,4 | 22,3 | 0,5 |

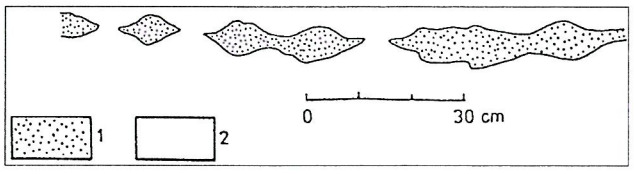
Vrty v maaroch pri Jelšovci overili sedimentárnu výplň hrubú okolo 15 m. Hlavnou výplňou maarov je diatomitický íl, diatomity, piesok z bazaltového materiálu a íl (Vass et al., 1998).

Najbežnejšími organickými zvyškami, ktoré možno v poltárskom súvrství nájsť, sú zvyšky rastlín (úlomky dreva, konárov, kmene, listy, peľ a spóry). Časti pňov identifikoval Krippel (in Mišík, 1956) ako *Taxus bacata*. Sitár (in Pristaš et al., 1983) z hojných listov v maarových sedimentoch pri Pincinej určil *Quercus* cf. *cerris, Castanea* cf. *atavia, Zelkova zelkovaefolia, Pinaceae* gen., et sp., *Betula* sp., *Carpinus grandis, Fagus attenuata, Quercus pseudocastanea, Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Morus* cf. *lanceolata, Arbutus elegans, Parrdia pristina, Carya* cf. *minor, Acer* cf. *intgerrimum, Byttneriophylum tiliifolium* a *Phragmites oeningensis*. Spoločenstvo zodpovedá širokolistému mezofytickému lesu. Sú v ňom relikty sarmatskej flóry, čím sa odlišuje od pliocénnych spoločenstiev.




**Obr. 32.** Profil poltárskeho súvrstvia, hlinisko Nižná Kovačičova baňa (Poltár, podľa Mišíka, 1956). 1 – hlina (kvartér), 2–4 – poltárske súvrstvie – pont: 2 – pestrý íl, 3 – piesok, 4 – uhoľný íl.

**Fig. 32.** A section through the Poltár Formation, loam pit Nižná Kovačičova baňa (Poltár, after Mišík, 1956). 1 – loams (Quaternary), 2–4 – Poltár Formation – Pontian: 2 – variegated clay, 3 – sand, 4 – coaly clay.




**Obr. 33.** Dezintegrovaná vrstva piesku (1) v íle (2) poltárskeho súvrstvia (pont) v hlinisku Breznička (Mišík, 1956).

**Fig. 33.** Disintegrated sand layer (1) in clay (2) of Poltár Formation (Pontian) in loam pit Breznička (Mišík, 1956).

V poltárskom súvrství na lokalite Gregorova Vieska a Točnica sa zistili mikrofloristické spoločenstvá dvojakého typu. Vo svetlom íle, ktorý je dominantnou zložkou, sa našlo chudobné spoločenstvo palynomorf *Chenopodiaceae* a *Artemisia* sp., rôzne druhy trávy *Graminae* a sladkovodný planktón *Ovoidites ligneolus*. Spoločenstvo má stepný charakter a poukazuje na suchú klímu. V tmavosivom až čiernom íle sa z uvedených lokalít a z lignitu vrtu LV-35 na SZ od Poltára opísalo spoločenstvo charakteristické výtrusnými čeľaďami *Polypodiaceae, Lycopodium* a *Osmunda*. Z nahosemenných sú to hlavne druhy čeľade *Taxodiaceae, Cupressaceae, Pinus*, typ *silvestris, Abies, Cedrus* a *Tsuga* a z krytosemenných sú rozličnými druhmi zastúpené hlavne *Quercus, Carpinus* sp., *Pterocarya* sp., *Ulmus* sp., *Alnus* sp., *Ilex* sp., *Betula* sp. a *Slowakipollis* sp. Celé spoločenstvo signalizuje pontský vek sedimentov a teplú až miernu klímu (Planderová, 1986).

Rozsievky sa sporadicky vyskytujú v riečnej fácii (Marková, 1980) a v hojnej miere v maarových sedimentoch (opísala ich Čierna in Pristaš et al., 1983). V asociáciách prevládajú penátne rozsievky nad centrickými formami a epifytické formy nad bentickými a planktonickými. Významne sú zastúpené chladnomilnejšie druhy, najmä z rodu *Tetracyclus*. Asociácia poukazuje na vrchnomiocénny až spodnopliocénny vek, pre ktoré je charakteristický druh *Navicula arrata, N. haueri* a *N. radiosa*.

Novšie rozsievky z výplne maarov pri Pincinej a Jelšovci opísala Ognjanova-Rumenova (in Ognjanova-Rumenova a Vass, 1998).

### Alkalický bazaltový vulkanizmus

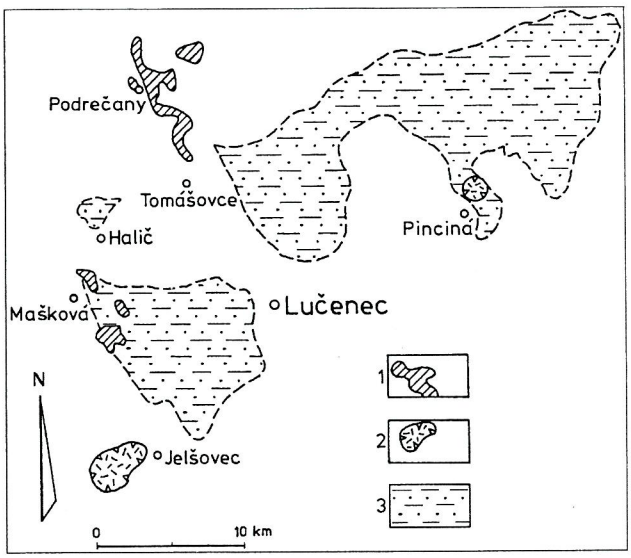
### Podrečianska bazaltová formácia

Podrečiansku bazaltovú formáciu tvoria relikty dvoch lávových prúdov v sz. časti kotliny (Podrečany, Mašková, na S od Starej Haliče blízko kóty 450), maar pri Pincinej a skupina maarov pri jz. okraji kotliny (na Z od Jelšovca; obr. 34).

Podrečianska formácia leží na lučenskom súvrství (pri Pincinej, čiastočne aj pri Maškovej) alebo na plachtinských či pôtorských vrstvách (pri Jelšovci, sčasti pri Maškovej), alebo na predterciérnych horninách (pri Točnici).

Pontský vek formácie je doložený jednak vzťahom k poltárskemu súvrstviu, ktorého biostratigrafický vek je určený spoločenstvom sporomorf, jednak rádiometrickým datovaním bazaltu pri Podrečanoch. Izochrónny vek bazaltu je 6,17 ± 0,27 Ma a vek celej horniny je 6,44 ± 0,24 (tab. 57 – lokalita 5) a 7,17 ± 0,47 miliónov rokov (Balogh et al., 1981; Kantor a Wiegerová, 1981), čo podľa chronostratigrafického členenia zodpovedá pontu. Produkty bazaltového vulkanizmu sa zaraďujú do 1. vulkanickej fázy bazaltového vulkanizmu (Konečný et al., 1995a, b, 1997).

Začlenenie maarov pri Jelšovci do podrečianskej bazaltovej formácie sa opiera o priestorovú blízkosť s ostatnými reliktmi bazaltového vulkanizmu tejto formácie a o vzťah k poltárskej formácii.




**Obr. 34.** Rozšírenie podrečianskej bazaltovej formácie. 1 – bazaltový lávový prúd, 2 – maar, 3 – sedimenty poltárskeho súvrstvia (pont) – íl, piesok, štrk.

**Fig. 34.** Distribution of the Podrečany basalt Formation. 1 – basalt lava flow, 2 – maar, 3 – Poltár Formation sediments (Pontian) – clay, sand, gravel.

## Litológia a petrografia hornín podrečianskej bazaltovej formácie

*Bazalty* reprezentované lávovými prúdmi sú prevažne celistvé, v bazálnej a spodnej časti brekciovité. V strednej časti prúdov je bloková až stĺpcovitá odlučnosť, v bazálnej doskovitá a subparalelná s bázou prúdov (obr. 35).

Podrečiansky bazalt v Podrečanoch je porfyrický, má holokryštalickú štruktúru s výrastlicami olivínu a lištami plagioklasu. Doleritickú základnú hmotu tvorí olivín, augit, magnetit, plagioklas, nefelín a akcesorický apatit. Pri okraji vezikúl je palagonitizácia. Bazalt obsahuje xenokryštály kremeňa a xenolity egerských sedimentov (Mihaliková a Šímová, 1989).

Bazalt na lokalite Mašková má porfyrickú štruktúru s výrastlicami olivínu, augitu a plagioklasu. Základná hmota je trachytoidná a tvorí ju olivín, pyroxén, plagioklas, nefelín a vitrokryštalická mezostáza. Akcesórie tvorí magnetit, Ti magnetit a ilmenit (Mihaliková a Šímová, l. c.). V bazalte sú xenokryštály amfibolu (do 5 cm), olivínu, spinelu, xenolity spinelových peridotitov a lherzolitov (Hovorka a Fejdi, 1979).

*Tufy a lapilové tufy* budujú relikty maarových štruktúr pri Pincinej a Jelšovci. Lapilový tuf tvoria útržky bazaltu priemerne veľké 0,5–3 cm (okolo 40–60 %) a ojedinele bazaltová troska až bazaltové bomby. Charakteristická je prítomnosť úlomkov až blokov kenozoických sedimentov (bloky veľké do niekoľko m). Tento materiál sa vo väčšom množstve vyskytuje aj v jemnozrnnejšom tufovom matrixe. Lapilový tuf v prípade maaru Pinciná (s plochou 760 x 930 m) buduje zvyšky tufových valov pri západnom a východnom okraji maaru so sklonom vrstiev 5–15° do centra maaru. Lapilový tuf je hrdzavohnedý, lokálne žltohnedý až svetlozelený. Charakteristická je palagonitizácia úlomkov vulkanického skla pri okraji pórov a dutín. Polohy lapilového tufu sú normálne aj reverzne gradačne zvrstvené. Lokálne sa vyskytuje textúra typu pyroklastických *(pyroclastic surges)* alebo bazálnych prívalov *(base surges)*. V maare pri Pincinej sú okrem úlomkov až blokov egerských sedimentov aj xenolity mafických aj felzických spodnokôrových hornín (gabroidné horniny, anortozity; Huraiová et al., 1996) a časté sú aj xenolity hornín kryštalinika (fylity, kryštalické bridlice, granitoidy). Po dopade blokov vznikali charakteristické deformačné textúry (impaktové textúry).

## Vulkanické formy podrečianskej bazaltovej formácie

Vulkanické formy reprezentujú lávové prúdy a maary.

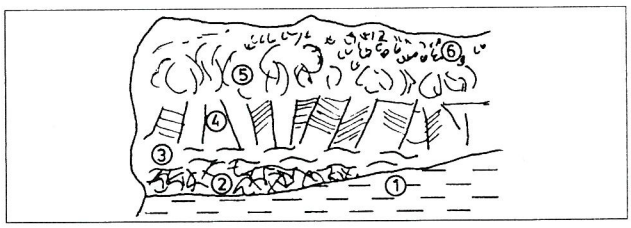
*Lávové prúdy* sú smerovo orientované ploché telesá priemerne hrubé 25–35 m, ktoré sú pri šírke do 1 km dlhé najviac 5 km. V bazálnej časti sa lokálne vyvinula brekciácia a v smere laminačných plôch (paralelne s bázou prúdu) doskovitá a vyššie bloková až stĺpcovitá odlučnosť. Pri zvetrávaní vzniká na povrchu prúdov sféroidálna až guľovitá odlučnosť a lokálne nastáva rozpad na drobné guľôčkovité útvary (zvetrávanie typu *sonnenbrandt*). Relikty lávových prúdov sú pri sz. a západnom okraji Lučenskej kotliny.

1. Lávový prúd so začiatkom na SV od Podrečian s nadmorskou výškou bázy 250 m n. m. leží na metamorfovaných sedimentoch permu a mezozoika. Pri pohybe smerom na J sledoval paleodolinu jjv. smeru v dĺžke okolo 5 km do priestoru Tomášoviec a tam končí v úrovni okolo 200 m n. m.

2. Ojedinelý relikt lávového prúdu nachádzajúci sa na S od Starej Haliče v oblasti kóty 450 m n. m. v nadloží metamorfovaných komplexov slatvinského súvrstvia (vrchné paleozoikum obalu veporika) je súčasne najvyššie položeným reliktom bazaltového vulkanizmu podrečianskej formácie.

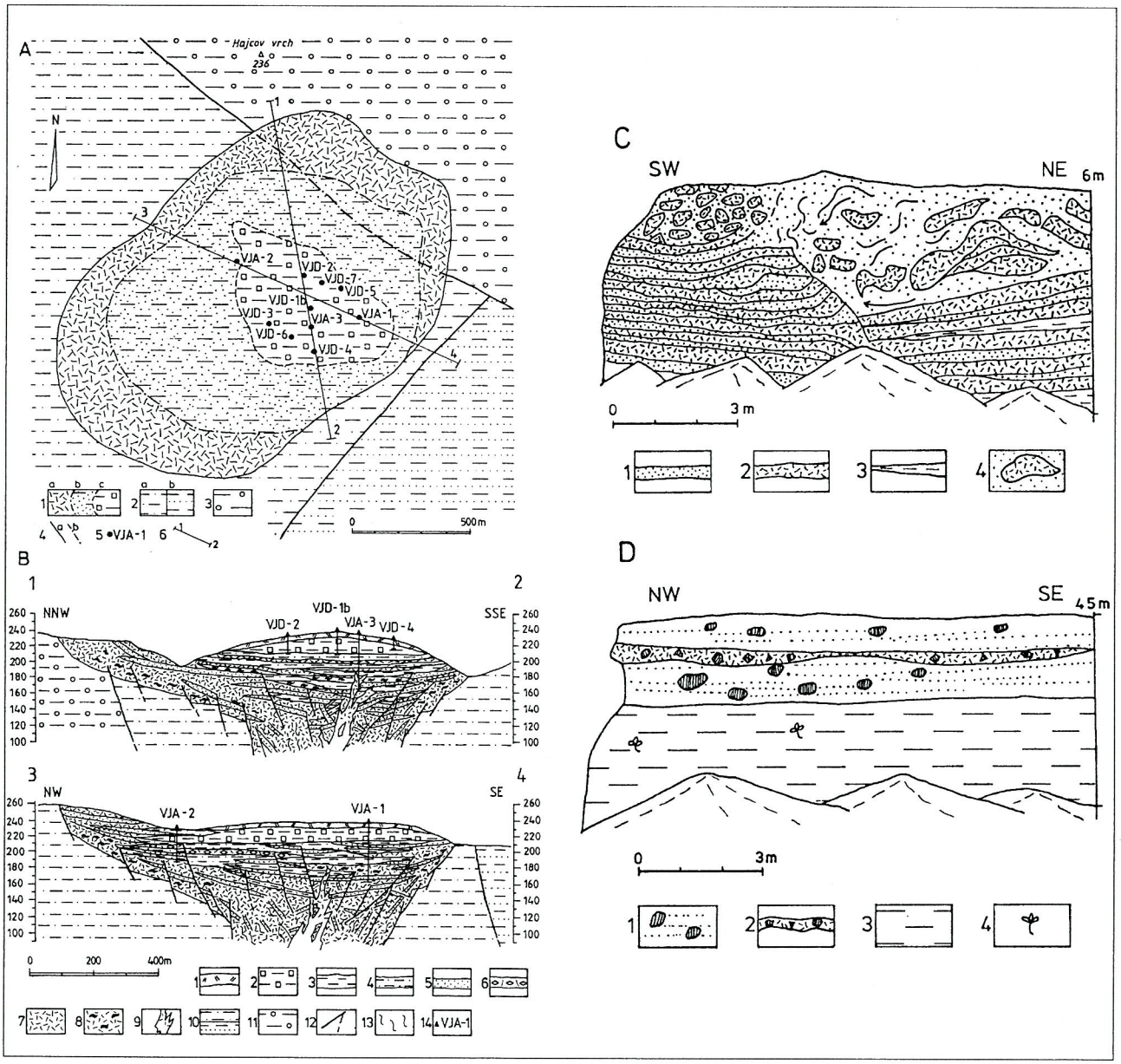
3. Pôvodne súvislý lávový prúd, ktorý sledoval paleodolinu jjv. smeru, sa začína na S od Maškovej (obr. 35) vo výške 260 m n. m. a končí sa na J od obce s úrovňou bázy 200 m n. m. (oblasť Skalice, kóta 263).

*Maary* sú výsledkom explozívnej aktivity bazaltového vulkanizmu a predstavujú vulkanické štruktúry všeobecne situované pod úrovňou paleoreliéfu. Produktom explozívnej aktivity je lapilový tuf s vulkanickými bombami a vyšším




**Obr. 35.** Profil bazaltového prúdu podrečianskej formácie, lokalita Mašková. 1 – kenozoické sedimenty, 2 – pásmo brekciácie, 3 – doskovitá odlučnosť, 4 – bloková až nepravidelne stĺpcovitá odlučnosť, 5 – guľovité zvetrávanie, 6 – zvetrávanie typu *sonenbrandt*.

**Fig. 35.** Section through basalt lava flow of Podrečany Formation at the Mašková locality. 1 – Cenozoic sediments, 2 – zone of brecciation, 3 – slabby jointing, 4 – blocky to irregular columnar jointing, 5 – spheric weathering, 6 – weathering of sonnenbrandt type.




**Obr. 36.** Maar pri Jelšovci. **A.** 1 – maarová štruktúra: a – tufový val – lapilový tuf s bazaltovou troskou a bombami, b – prechodná zóna – lapilový tuf, diatomit a diatomitový íl, tufitický íl, piesčitý tufitický íl, tufitický pieskovec, c – vnútorná zóna – prevažne diatomit a diatomitický íl; 2 – sedimenty otnangu: a – plachtinské vrstvy – ílovec, prachovec, b – pôtorské vrstvy – piesok, uhoľný íl, uhlie; 3 – sedimenty egenburgu, bukovinské súvrstvie – pestrý íl, štrk, piesok, ryodacitový tuf; 4 – zlom: a – zistený, b – zakrytý; 5 – prieskumný vrt; 6 – línia geologického rezu. **B.** Maar Jelšovec – geologický rez 1–2, 3–4; 1 – zvetraninový plášť – kvartér; 2 – diatomit a diatomitický íl; 3 – tufitický íl; 4 – piesčitý tufitický íl; 5 – tufitický pieskovec; 6 – bazaltový tuf s pemzou a (vezikulovou (pórovitou) troskou; 7 – lapilový tuf; 8 – lapilový tuf s troskou a bazaltovými bombami; 9 – prienik zbrekciovateného bazaltového telesa; 10 – sedimenty otnangu: a – plachtinské vrstvy – íl, prachovec, b – pôtorské vrstvy – piesok, uhoľný íl, uhlie; 11 – sedimenty egenburgu, bukovinské súvrstvie – pestrý íl, štrk, piesok, ryodacitový tuf; 12 – zlom; 13 – sklzové štruktúry; 14 – prieskumný vrt. **C** – tufový val: 1 – drobnozrnný tuf; 2 – hrubozrnný lapilový tuf; 3 – vulkanický siltovec, ílovec; 4 – sklzová štruktúra (deformované vrstvy a úlomky lapilového tufu v zmiešanom zrnitom matrixe). **D** – vnútorná časť: 1 – drobnozrnný tuf s vulkanickými bombami; 2 – hrubozrnný lapilový tuf s bombami a troskou; 3 – vulkanický siltovec až ílovec; 4 – zvyšky flóry.

**Fig. 36.** Maar near the village of Jelšovec: scheme (A), sections 1–2, 3–4 (B). **A** – 1 – maar structure: a – tuff ring – lapilli tuff with basalt scoria and bombs, b – transitional zone – lapilli tuff, diatomite and diatomitic clay, tuffitic clay, sandy tuffitic clay and tuffitic sandstone, c – internal zone – prevailingly diatomite and diatomitic clay; 2 – sediments of Ottnangian: a – Plachtince Member – claystone, b – Pôtor Member – sand, coaly clay, coal; 3 – sediments of Eggenburgian: Bukovina Formation – mottled clay, gravel, sand, rhyodacite tuff; 4 – fault: a – verified, b – covered; 5 – borehole; 6 – line of geological cross-section. **B** – Jelšovec maar, cross-sections 1–2, 3–4; 1 – Quaternary crust of weathering; 2 – diatomite and diatomitic clay; 3 – tuffitic clay; 4 – sandy tuffitic clay; 5 – tuffitic sandstone; 6 – basalt tuff with pumice and scoria; 7 – lapilli tuff; 8 – lapilli tuff with scoria and basalt bombs; 9 – intrusion of brecciated basalt; 10 – sediments of Ottnangian: a – Plachtince Member, clay, siltstone, b – Pôtor Member – sand, coaly clay, coal; 11 – sediments of Eggenburgian, Bukovina Formation – mottled clay, gravel, sand, rhyolite tuff; 12 – fault; 13 – slumping structures; 14 – borehole. **C** – tuff ring: 1 – fine-grained tuff; 2 – coarse-grained lapilli tuff; 3 – volcanic siltstones, claystones; 4 – slumping structure (deformed beds and fragments of lapilli tuffs in mixed granular matrix). **D** – internal part: 1 – fine-grained tuff with volcanic bombs; 2 – coarse-grained lapilli tuff with bombs and cinder; 3 – volcanic siltstone and claystone; 4 – flora remnants.

obsahom podložných hornín, ktoré tvoria výplň misovitých depresií.

4. Skupinový maar je situovaný na SZ od Veľkej nad Ipľom pri Jelšovci (jz. okraj Lučenskej kotliny). Stavba maaru pri severnom okraji je sčasti odkrytá na svahoch doliny pod kótou 258 Hájcov vrch (opustené lomy; obr. 36).

Prevládajúcou zložkou sú súvrstvia jemnozrnného až hrubozrnného palagonitizovaného tufu sivozelenej farby. Tufové polohy sú výrazne zvrstvené. Pri porušení stability uložené súvrstvia skĺzavali do nižších úrovní maarového svahu (obr. 36C). Skĺznuté súvrstvia sa deformovali, bola narušená ich kontinuita a rotáciou ich jednotlivých segmentov vznikla pohybujúca sa masa úlomkov s chaotickou orientáciou úlomkov pohltených v piesčitom tufovom matrixe. Pod tlakom tejto masy sa deformovali súvrstvia na protiľahlom svahu alebo boli čiastočne vlečené. Pod kótou 277 Velická hora narezala dolina potoka Rudník jz. okraj maaru. V nižších úrovniach vo výplni depresie prevažujú jemnozrnné tufitickosiltovcové vrstvy s polohami pemzy a drobného bazaltového klastického materiálu a vo vyšších sa ojedinele vyskytujú pórovité („napenené") bomby a polohy troskovo-lapilového tufu (obr. 36D). V tufitickosiltovcových vrstvách sú časté odtlačky listov a zvyšky flóry.

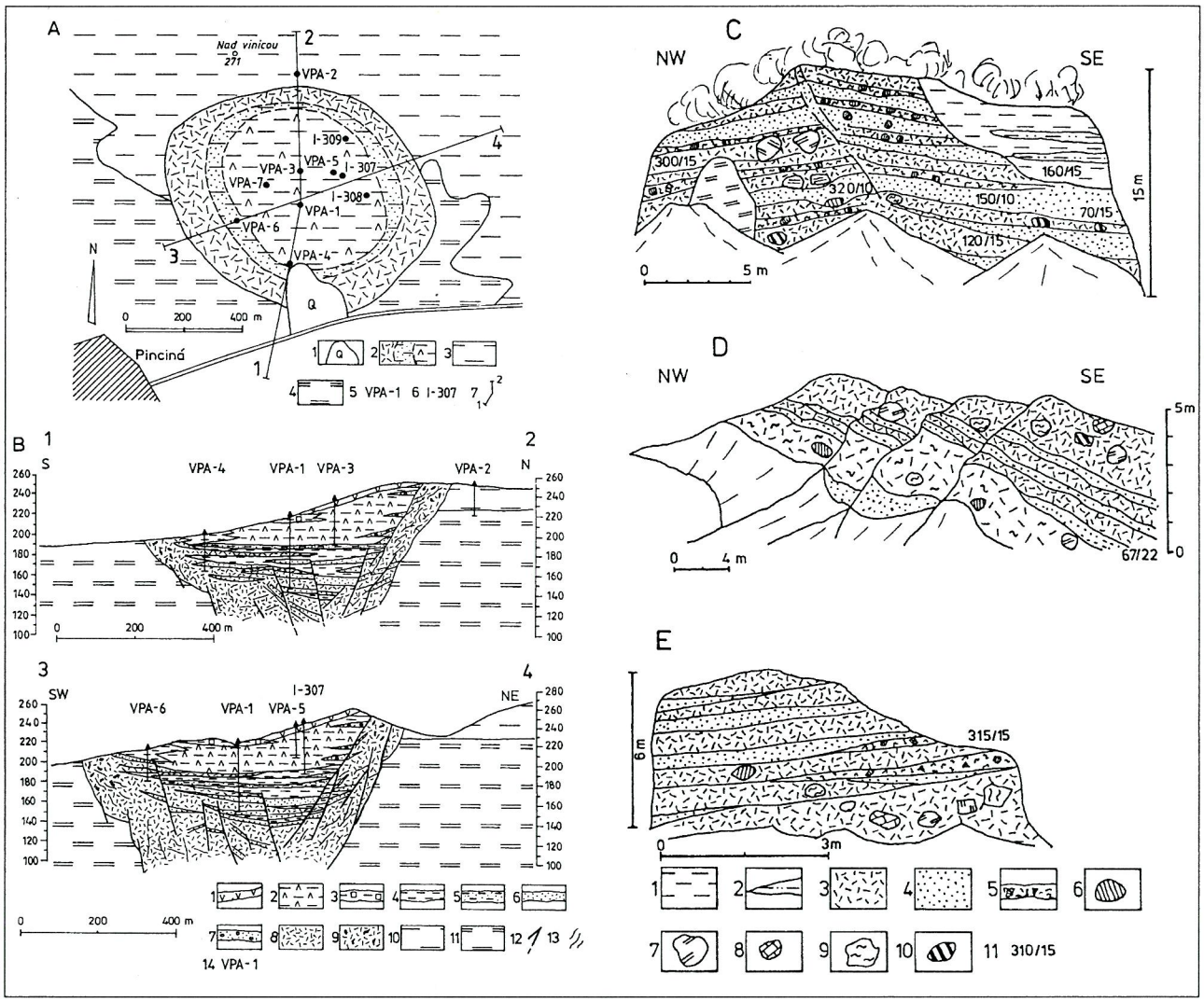
Vnútornú časť výplne overenú vrtmi (obr. 36A, B) vo vyššej úrovni tvoria tufitickoílovcové vrstvy s argilitmi a diatomitmi s obsahom smektitu v celkovej hrúbke 14 m (Puchnerová, ed., 1994, 1996; Vass et al., 1998) a v nižšej prevláda lapilový tuf s ojedinelými bombami. Vrt VJA-3 v spodnej časti overil brekciovité teleso bazaltu s xenolitmi ultramafických hornín.

5. Pri Pincinej, asi 8 km na V od Lučenca, na svahu pod kótou 270,8 vystupuje relikt maaru na ploche približne 760 x 930 m (obr. 37A, B). Maarová štruktúra sa vyvíjala na povrchu lučenského súvrstvia (szécsénsky šlír egerského veku) a po vzniku ju sčasti prekryli fluviálnolimnické sedimenty poltárskej formácie pontského veku v hrúbke približne 20–30 m. Pri západnom okraji maaru je v opustenom lome odkrytá stavba tufového prstencového valu zo zvrstveného lapilového tufu (foto 16; obr. 37C). Sklon vrstiev 15–17° v smere do centra indikuje vnútorné svahy maaru. Výnimkou je západná časť lomovej steny, kde opačný sklon signalizuje vonkajší svah tufového valu. Lapilový tuf je limonitizovaný (hrdzavohnedočervený) a sčasti palagonitizovaný (žltozelený a žltý). Sporadicky sa vyskytujú menšie bazaltové bomby s impaktovou štruktúrou v podložnej vrstve a úlomky až bloky sedimentov lučenského súvrstvia (od 5–10 cm do 3 x 4 m). Menšie úlomky sedimentov sú často vypálené a obalené limonitovou kôrou. Zastúpené sú aj xenolity granitoidných hornín, kryštalických bridlíc, kvarcitov a ojedinele aj ultramafických hornín.



**Foto 16.** Bazaltové vulkanoklastiká maarového ringu (dole) a pelitická výplň maaru (hore; ruka na ploche styku). Výška postavy 190 cm. Podrečianska bazaltová formácia, pont. Opustená ťažobná jama na SV od Pincinej, Lučenská kotlina. Foto D. Vass.

**Photo 16.** Basalt volcaniclastics of the maar ring (low) and the pelitic maar fill (up, hand on the level of contact). Height of figure is 190 cm. Podrečany Basalt Formation, Pontian. Abandoned quarry northeast of the village Pinciná. Lučenská kotlina Depression. Photo D. Vass.




**Obr. 37.** Maar pri Pincinej s ložiskom alginitu. **A** – geologická mapa, **B** – geologické rezy. **A** – geologická mapa maaru Pinciná. 1 – kvartérne sedimenty, 2 – maarová štruktúra: a – tufový val (lapilový tuf s troskou a bazaltovými bombami), b – prechodná zóna (lapilový tuf, vulkanický pieskovec, piesčitý íl, tufitický íl), c – vnútorná zóna (prevažne alginit, podradne ílovec, pieskovec), 3 – poltárske súvrstvie – pont (íl, piesok, štrk), 4 – lučenské súvrstvie, szécsénsky šlír – eger, 5 – vrt, 6 – vrt GP Spišská Nová Ves, 7 – línia geologického rezu. **B** – maar Pinciná – geologický rez 1–2, 3–4. 1 – kvartérne sedimenty, 2 – alginit, 3 – diatomitický íl, 4 – tufitický íl (ílovec), 5 – piesčitý tufitický íl, 6 – tufitický pieskovec, 7 – tufitický pieskovec s drobnými konglomerátmi, 8 – lapilový tuf, 9 – lapilový tuf s bazaltovou troskou a bombami, 10 – poltárske súvrstvie (íl, piesok, štrk), 11 – lučenské súvrstvie, szécsénsky šlír – eger, 12 – zlom, 13 – sklzové štruktúry, 14 – vrt. **C**, **D** – lomy pri západnom okraji maaru. **E** – výkop pri východnom okraji maaru. 1 – diatomitický íl, 2 – piesčitý tufit, 3 – lapilový tuf, 4 – jemnozrnný tuf, 5 – troska, lapilový tuf, bomby, 6 – bazaltová bomba, 7–10 – xenolity podložia, 7 – sedimenty lučenského súvrstvia (eger), 8 – mezozoické horniny, 9 – kryštalinikum, 10 – ultramafické horniny, 11 – smer sklonu vrstiev/veľkosť sklonu.

**Fig. 37.** Pinciná maar-alginite deposits. Geological map **(A)** and cross-sections **(B)** through the Pinciná alginite deposits. Geological map of the Pinciná maar **(A):** 1 – Quaternary sediments, 2 – maar structure: a – tuff wall (lapilli tuff with scoria and basalt bombs), b – transitional zone (lapilli tuff, volcanic sandstone, sandy clay, tuffitic clay), c – internal zone (prevailingly alginite, subsidiary claystone and sandstone), 3 – Poltár Fm. – Pontian (clay, sand, gravel), 4 – Lučenec Fm., Szécsény Schlier, Egerian, 5 – well, 6 – line of geological cross-section. Geological cross-sections 1–2, 3–4 through the Pinciná maar **(B)**, 1 – Quaternary sediments, 2 – alginite, 3 – diatomitic clay, 4 – tuffitic clay (claystone), 5 – sandy tuffitic clay, 6 – tuffitic sandstone, 7 – tuffitic sandstone with conglomerates, 8 – lapilli tuff, 9 – lapilli tuff with basalt scoria and bombs, 10 – Poltár Fm. – clay, sand, gravel, 11 – Lučenec Fm. – Szécsény Schlier (Egerian), 12 – fault, 13 – slide structures, 14 – well. **C**, **D** – Quarries at western margin of the maar. **E** – excavation at eastern margin of the maar. 1 – diatomitic clays, 2 – sandy tuffite, 3 – lapilli tuff, 4 – fine-grained tuff, 5 – cinder, lapilli tuff, bombs, 6 – basaltic bomb, 7–10 – basement xenoliths, 7 – Szécsény Schlier (Egerian), 8 – Mesozoic rocks, 9 – crystalline rocks, 10 – ultramafic rocks, 11 – strike of beds/dip angle dip.



**Foto 17.** Bridličnatý rozpad diatomitického ílu na západnom okraji sedimentárnej výplne maaru, podrečianska bazaltová formácia, pont. Priemer mince 1,7 cm. Opustená ťažobná jama na SV od Pincinej, Lučenská kotlina. Foto D. Vass.

**Photo 17.** Shaly splitting of diatomitic clay at the western margin of the maar sedimentary fill. Podrečany basalt Formation, Pontian. Abandoned pit northeast of the village Pinciná, Lučenská kotlina Depression. Diameter of the coin is 1.7 cm. Photo D. Vass.

Časť výplne maaru v podobe aleuriticko-pelitických sedimentov (s častými zvyškami flóry) svetlosivej farby nasadá na vrstvy lapilového tufu pri východnom okraji lomu (obr. 37C; foto 16 a 17).

Centrálna časť výplne maaru sa po geofyzikálnom výskume overila vrtmi, ktoré vo vrchnej časti potvrdili 30–40 m hrubú polohu alginitov a nižšie vulkanickosedimentárny komplex z polôh ílu, tufitického ílu s diatomitmi, epiklastického vulkanického pieskovca a lapilového tufu (obr. 37B; Puchnerová, ed., 1994, 1996; Vass et al., 1997).

Pri východnom okraji maaru opäť vystupuje relikt tufového valu so sklonom 12–15° do centra (obr. 37C).



**Foto 18.** Erozívna báza riečneho cyklu – štrk (hore) a strop nižšieho cyklu – ílovitý silt (dole), poltárske súvrstvie, pont. Hlinisko na SV od Kalinova – Hrabova. Foto D. Vass.

**Photo 18.** River deposit cycle erosive base – pebbles (up) and the top of underlying cycle – clayey silt (down). Poltár Formation, Pontian. Clay pit northeast of the village Kalinovo – Hrabovo. Photo D. Vass.

## *Pliocén*

**Belinské vrstvy, ruman.** V podloží bazaltového prúdu cerovej bazaltovej formácie na Belinskom vrchu pri obci Belina na Z od Čamoviec ležia belinské vrstvy. V ich podloží je fiľakovské súvrstvie, na ktorom sa belinské vrstvy uložili po dlhodobej denudácii. Skladajú sa z polôh štrku a pestrého ílu.

Štrk v čamovskom kameňolome je hrubozrnný a tvorí polohu hrubú 0,5 m. Priemerná veľkosť desiatich najväčších obliakov je až 17,65 cm. V prevahe sú obliaky kremeňa, kremenca, arkózovitého pieskovca a metakvarcitý. Obliaky sú dobre opracované.

Vrt EHJ-1 na Z od Novej Bašty v podloží bazaltového prúdu pravdepodobne prevŕtal ekvivalent belinských vrstiev. Ide o polohu pestrého (sivého, zelenkastého, hnedoškvrnitého a sivoškvrnitého) plastického ílu hrubú 1 m.

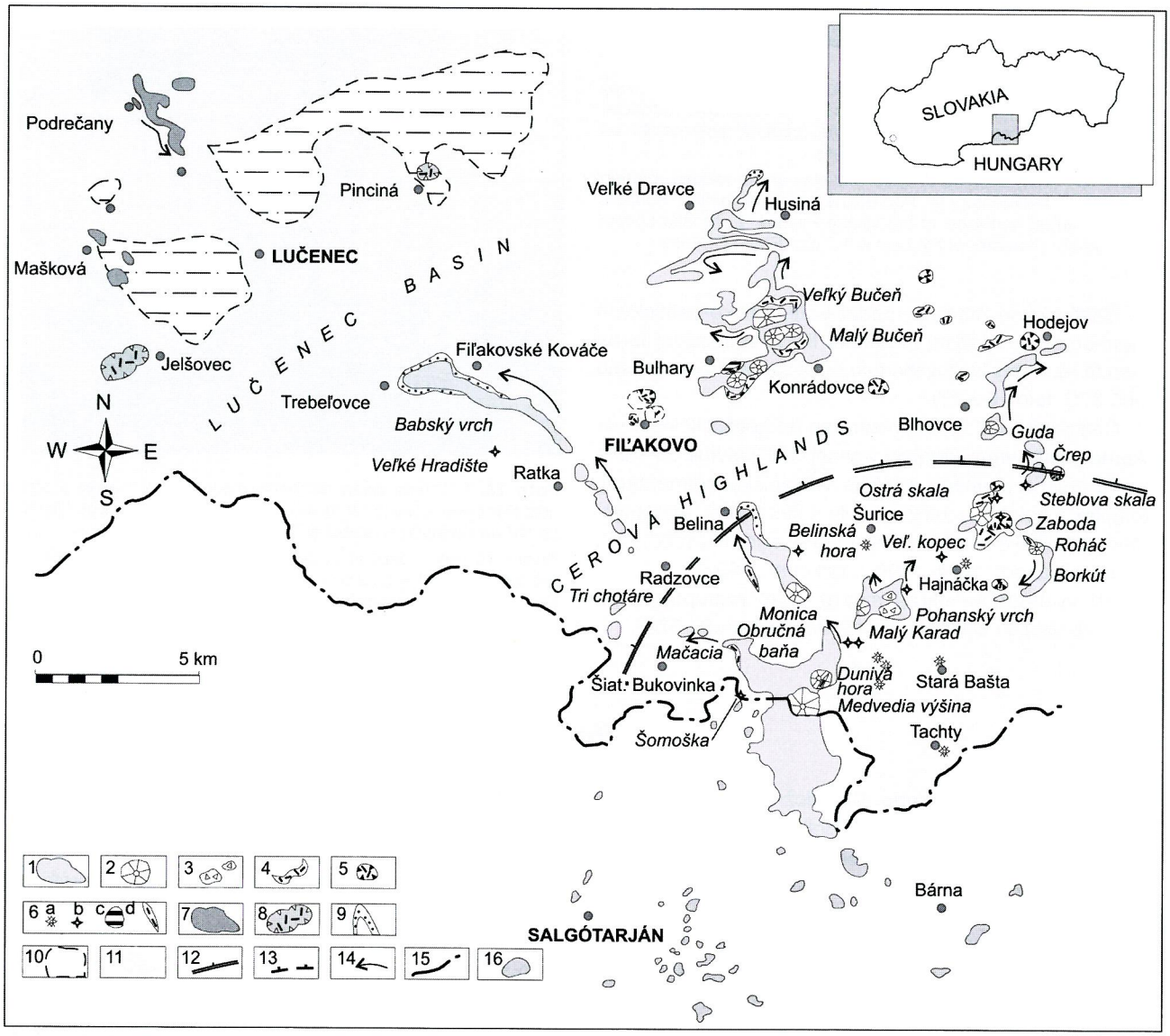
Štrk a íl predstavujú riečnu fáciu vzniknuvšiu v dolinách, kam sa neskôr vyliali bazaltové prúdy cerovej bazaltovej formácie. Zásluhou týchto bazaltov sú dnes niekdajšie doliny v inverznej pozícii a bazalty budujú vrcholy a ploché chrbty Cerovej vrchoviny.

# Pliocén – pleistocén

### Cerová bazaltová formácia

Do cerovej bazaltovej formácie patria produkty bazaltového vulkanizmu vrchnopliocénneho až pleistocénneho veku rozšírené v Cerovej vrchovine až vo východnej časti Lučenskej kotliny (príl. 11). Podľa rádiometrického datovania Ar/K metódou (Balogh in Konečný et al., 1995; tab. 57) vulkanická aktivita prebiehala v intervale 5,43–1,14 Ma (tab. 57) v niekoľkých vulkanických fázach (Konečný et al., 1995, 1999).

Formácia predstavuje priestorovo nesúvislé relikty bazaltového vulkanizmu, prevažne lávové prúdy a pokrovy, v menšej miere troskové kužele, maary, tufové kužele a vypreparované prívodové systémy v podobe diatrém, nekov a dajok (obr. 38).




**Obr. 38.** Schéma rozšírenia produktov bazaltového vulkanizmu na južnom Slovensku a v severnom Maďarsku. *Cerová bazaltová formácia* (stredný pliocén – pleistocén): 1 – lávový prúd, 2 – troskový kužeľ, 3 – aglomerát, 4 – lapilový tuf, 5 – maar, 6 – eruptívne centrá: a) diatréma, b) nek, c) extrúzia, d) dajka; *podrečianska bazaltová formácia* (pont): 7 – lávový prúd, 8 – maar, 9 – piesok, íl, štrk (belinské vrstvy, roman); *poltárska formácia* (pont): 10 – štrk, piesok, íl, šošovky lignitu, 11 – *kenozoické sedimenty,* nečlenené, 12 – oblasť klenbovej štruktúry, 13 – lokálna elevácia, 14 – smer pohybu lávového prúdu, 15 – štátna hranica, 16 – nečlenené bazaltové horniny v severnom Maďarsku.

**Fig. 38.** Geological sketch map showing the distribution and forms of the Upper Miocene to Lower Quaternary alkaline volcanics in southern Slovakia and northern Hungary. *Cerová basalt Formation* (Middle Pliocene-Pleistocene): 1 – lava flow, 2 – scoria cone, 3 – agglomerates, 4 – lapilli tuffs, 5 – maar, 6 – eruptive centres: 6a – diatreme, 6b – neck, 6c – extrusion, 6d – dyke; *Podrečany basalt Formation* (Pontian), 7 – lava flow, 8 – maar, Belina Member (Romanian), 9 – gravel, clay, sand; *Poltár Formation* (Pontian), 10 – clay, sand, gravel, rare lignite lenses, 11 – *Cenozoic sediments,* undivided, 12 – updomed area, 13 – local scale elevation, 14 – direction of lava flows, 15 – state boundary, 16 – undivided basaltic rocks in the area of Northern Hungary.

**Litológia a petrografia hornín cerovej bazaltovej formácie**

Medzi produkty alkalického bazaltového vulkanizmu zaradené do cerovej formácie patria bazalty a bazaltové vulkanoklastiká.

Bazalty tvoria lávové prúdy, lávové pokrovy, neky a dajky. Bazaltové vulkanoklastiká sa na stavbe troskových kužeľov, maarov a tufových kužeľov zúčastňujú v podobe aglutinátov, aglomerátov, lapilového tufu a v podobe tufobrekcií vo výplni diatrém.

Podľa chemického zloženia na diagrame TAS sa bazaltové horniny rozdeľujú do troch skupín. Podľa normatívneho olivínu prvú tvoria bazanity a tefrity, druhú alkalickejšie horniny v poli fonotefritov a tretiu horniny bohatšie na $SiO_2$, ktoré sa zobrazujú v poli trachybazaltov až bazaltických trachyandezitov. Všetky alkalické bazaltové horniny sú nedosýtené na $SiO_2$ s normatívnym nefelínom a s prevahou $Na_2O$ nad $K_2O$ (P. Konečný, 2000).

Rozličné petrografické typy budeme ďalej zjednodušene označovať ako bazalt resp. bazaltové horniny.

a) *Bazalty* sú tmavosivé až sivočierne, porfyrické až afanitické. V prípade porfyrických typov v podobe výrastlíc vystupuje olivín, augit, čadičový amfibol a plagioklas. Základnú hmotu s pilotaxiticko-trachytickou, mikrodoleritickou až mikrodoleriticko-fonolitickou štruktúrou tvorí variabilné množstvo olivínu, pyroxénu, pargasitu, rhönitu, plagioklasu, nefelínu, magnetitu a bazaltové sklo, ktoré je v niektorých prípadoch palagonitizované (Mihaliková, 1966), (tab. 48).

V niektorých bazaltových prúdoch sa vyskytujú xenolity ultramafických hornín typu spinelových peridotitov a lherzolitov vrchnoplášťového pôvodu (P. Konečný et al., 1995; Huraiová et al., 1991).

b) *Bazaltové vulkanoklastiká*

*Aglutináty* sa v nerovnakej miere zúčastňujú na stavbe troskových kužeľov a niektorých maarov (maar v Hodejove). Sú z plasticky deformovaných fragmentov lávy spravidla pretiahnutého tvaru a z eliptických až nepravidelne sférických bômb veľkých 20–30 cm, ktoré tvorí silne až extrémne vezikulovaný bazalt. Bomby a lávové fragmenty sú spečené, a preto sa stiera ich rozhranie, ktoré je často neostré. Lokálne je pozorovateľná textúra sekundárneho tečenia. Aglutináty sú výrazne oxidované, sfarbené do červena až červenohneda, tvoria nepravidelné polohy v stavbe troskových kužeľov a striedajú ich polohy nespečených bômb a lapilového tufu. Pri Hodejove ležia aglutináty so sekundárnymi znakmi tečenia na vnútornom svahu maaru.

*Aglomeráty* sú dominantným prvkom v stavbe troskových kužeľov. Tvoria ich úlomky vezikulovaných, troskovitých aj celistvých bazaltov a bomby rôznej veľkosti (5–20 cm) s lapilovotufovým až troskovitým matrixom. Prevažne sú nevytriedené, často len s naznačeným zvrstvením a s textúrami zosúvania materiálu na svahu kužeľa. Vo vytriedených aglomerátoch spravidla chýba matrix. Aglomeráty sú všeobecne silne oxidované (červené) a často spekané. Vyšším obsahom sklovitých bazaltov sa vyznačujú tmavé až čierne aglomeráty Dunivej hory, ktoré obsahujú aj úlomky podložného ryolitového tufu.

Tab. 48
Mineralogické zloženie bazaltov (podľa Mihalikovej, 1966)
Mineralogical composition of basalt (after Mihaliková, 1966)

| Lokalita | | Hajnáčka | Roháč | Bulhary | V. Dravce | Šurice | Radzovce |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Výrastlice/Phenocrysts | | | | |
| olivín | olivine | 13,20 | 2,90 | 17,50 | 16,30 | 6,53 | 6,70 |
| augit | augite | 12,50 | 8,90 | 21,90 | 21,10 | 4,31 | 6,91 |
| amfibol | hornblende | 0,70 | – | – | – | – | – |
| rhönit | rhonite | 6,10 | 2,20 | 0,60 | – | 1,47 | – |
| plagioklas | plagioclase | – | 1,20 | 1,50 | 1,20 | – | 11,48 |
| nefelín | nepheline | – | 0,40 | – | – | – | 4,86 |
| magnetit | magnetite | – | – | 3,40 | 0,90 | 0,05 | – |
| | | | Základná hmota/Matrix | | | | |
| olívín | olivine | 5,40 | 2,30 | 9,40 | 11,00 | 6,72 | 4,38 |
| pyroxén | pyroxene | 15,10 | 24,90 | 13,80 | 10,50 | 5,43 | 5,41 |
| pargasit | pargasite | 2,90 | 0,50 | 1,10 | – | 0,17 | – |
| nefelín | nepheline | – | 21,20 | 16,60 | 12,30 | – | 7,65 |
| plagioklas | plagioclase | 10,60 | 22,90 | 9,10 | 19,10 | 19,86 | 24,48 |
| magnetit | magnetite | 10,70 | 12,60 | 5,10 | 8,80 | 16,65 | 10,81 |
| sklo (plag.) | glas | 22,20 | – | – | – | 25,66 | 16,08 |
| | | | Normatívne zloženie (CIPW)/Normative composition | | | | |
| or | | 15,01 | 15,01 | 10,56 | | 9,45 | 17,24 |
| ab | | 9,43 | 32,75 | 15,20 | | 15,72 | 11,00 |
| an | | 19,18 | 8,05 | 10,01 | | 23,35 | 18,07 |
| di | | 22,40 | 24,07 | 39,94 | | 19,40 | 16,77 |
| ol | | 9,46 | 1,60 | 5,60 | | 9,92 | 8,57 |
| ne | | 9,91 | 0,35 | 5,14 | | 3,41 | 17,32 |
| nt, il | | 9,45 | 14,93 | 14,91 | | 9,68 | 7,83 |
| sp, cc | | 2,84 | 1,91 | 0,70 | | 5,67 | 1,5 |

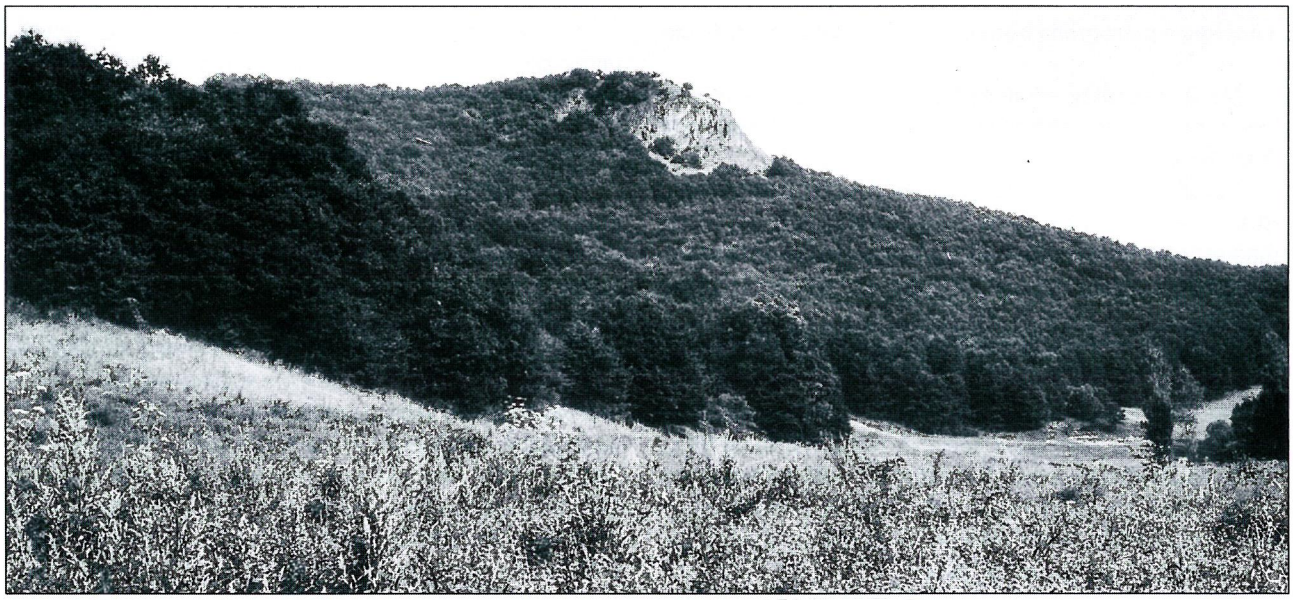


**Foto 19.** Bazaltový nek so stĺpcovitou odlučnosťou. Cerová bazaltová formácia, pliocén – pleistocén. Steblová skala na V od Fiľakova, Cerová vrchovina. Foto D. Vass.

**Photo 19.** Basalt neck with columnar jointing. Cerová basalt Formation, Pliocene – Pleistocene. Steblová skala hill, east of the town Fiľakovo. Photo D. Vass.

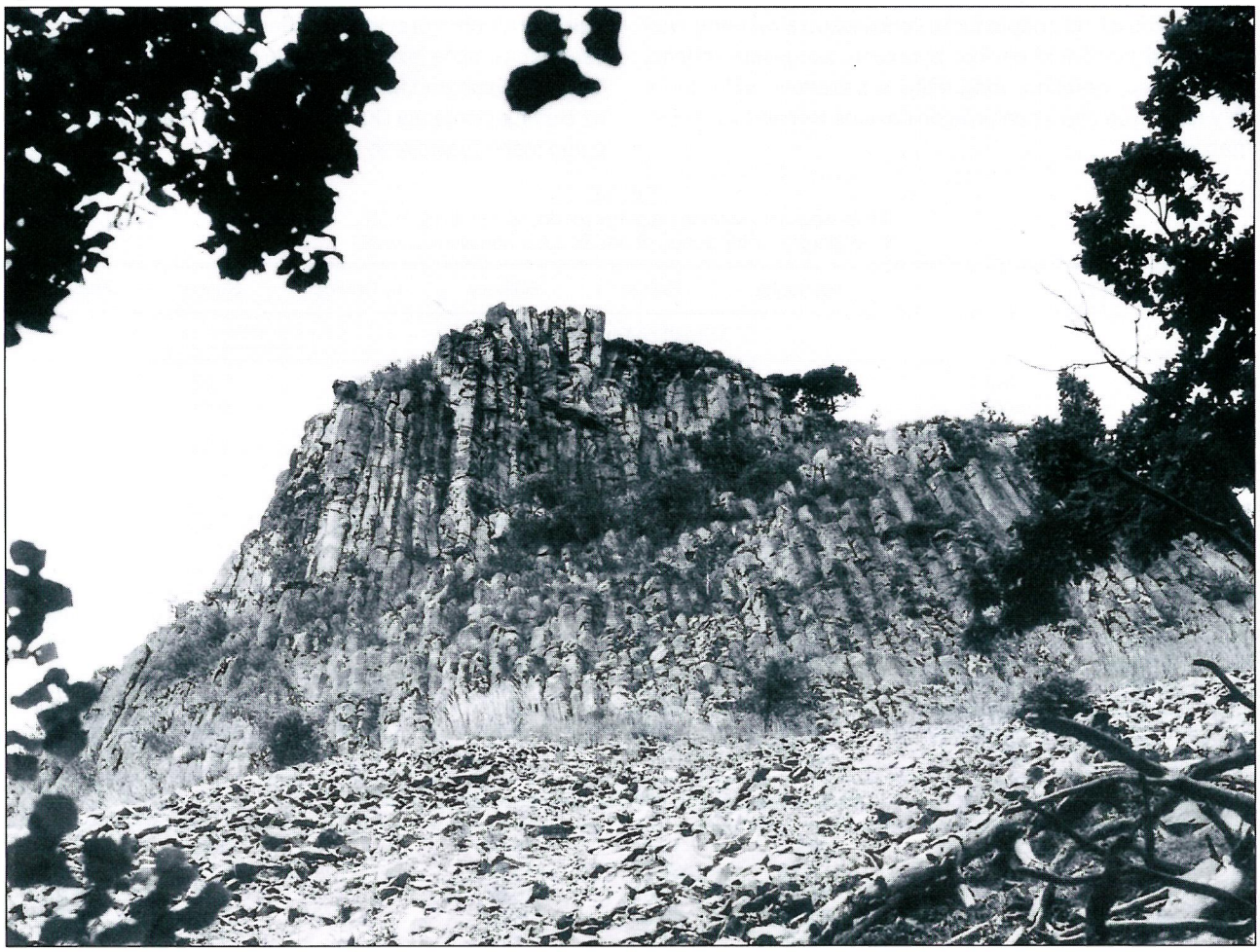


**Foto 20.** Ako obr. 19. Pohľad na skalnú stenu Steblovej skaly. Bazaltový nek so stĺpcovou odlučnosťou od Z. Foto Ľ. Gaál.

**Photo 20.** The same as Photo 19. A view on stony wall of Steblová skala hill. Basalt neck with columnar jointing from the west. Photo Ľ. Gaál.

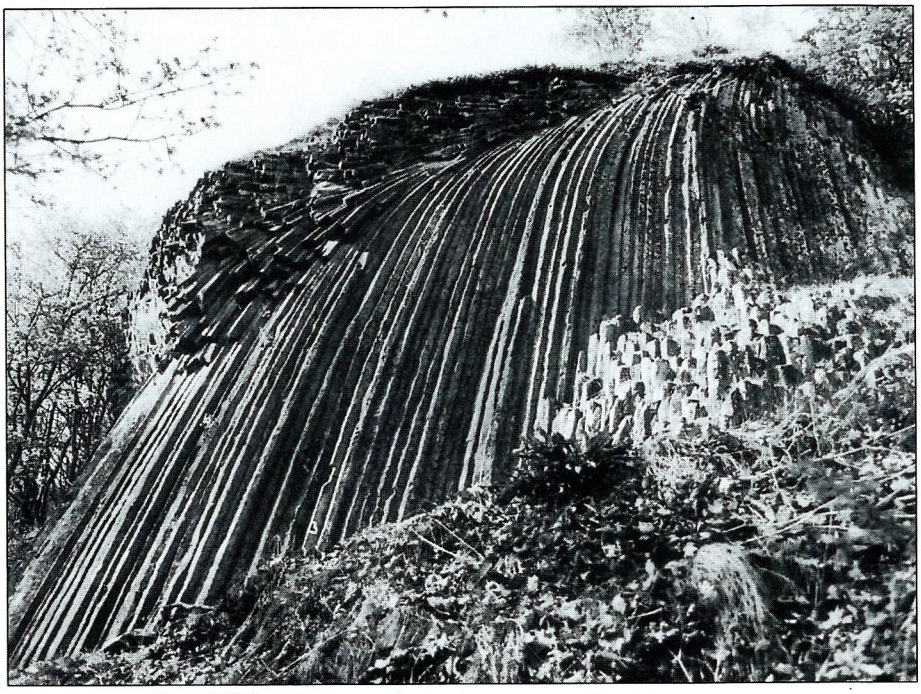


**Foto 21.** Kamenný vodopád – okraj bazaltového prúdu so stĺpcovitou odlučnosťou, cerová bazaltová formácia. Hradný vrch Šomoška na J od Fiľakova na slovensko-maďarskej hranici. Cerová vrchovina. Foto Ľ. Gaál.

**Photo 21.** Stony "water fall" margin of a lava flow having columnar jointing, Cerová Basalt Formation. Castle hill Šomoška, south of the town Fiľakovo at the Slovak–Hungarian state boundary. Cerová vrchovina Upland. Photo Ľ. Gaál.



**Foto 22.** Balvanovitý rozpad bazaltu cerovej bazaltovej formácie na Pohanskom hrade, na S od Starej Bašty. Cerová vrchovina. Foto Ľ. Gaál.

**Photo 22.** Boulder jointing of the Cerová basalt Formation, Pohanský hrad hill, north of the village Stará Bašta. Cerová vrchovina Upland. Photo Ľ. Gaál.



**Foto 23.** Kamenné more, balvany bazaltu pod skalnými stenami bazaltov cerovej bazaltovej formácie na Pohanskom hrade, na S od Starej Bašty. Cerová vrchovina. Foto Ľ. Gaál.

**Photo 23.** "Stony sea" – basalt boulders and fragments below the basalt stony walls of the Cerová basalt Formation on the Pohanský hrad hill, north of village Stará Bašta. Cerová vrchovina Upland. Photo Ľ. Gaál.



**Foto 25.** Bazaltová diatréma. Hradný vrch v Hajnáčke, cerová bazaltová formácia. Cerová vrchovina. Foto Ľ. Gaál.

**Photo 25.** Basalt diatreme. Hajnáčka castle hill. Cerová basalt Formation. Cerová vrchovina Upland. Photo Ľ. Gaál.

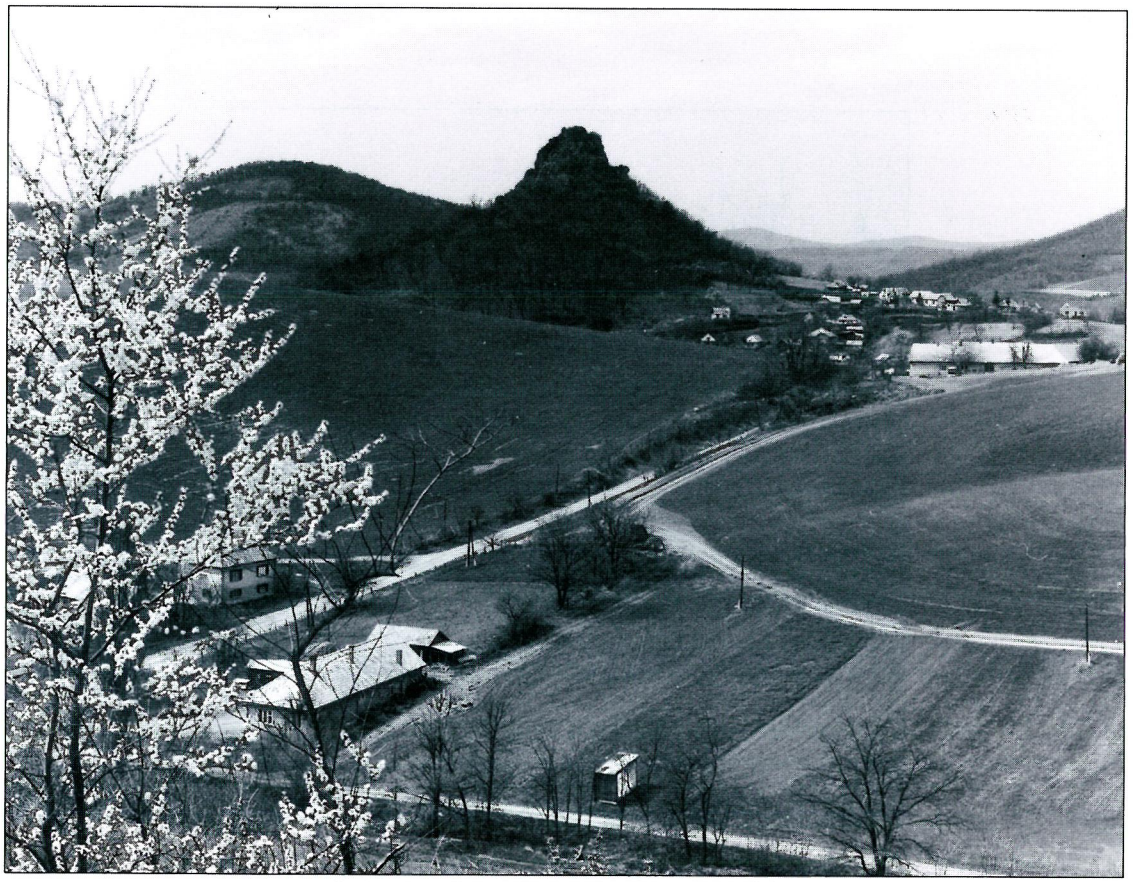


**Foto 24.** Bazaltová diatréma Soví hrad v Šuriciach, cerová bazaltová formácia. Cerová vrchovina. Foto Ľ. Gaál.

**Photo 24.** Basalt diatreme Soví hrad hill at the village Šurice, Cerová basalt Formation. Cerová vrchovina Upland. Photo Ľ. Gaál.

*Bazaltové bomby* sú pravidelnou súčasťou troskových kužeľov a zúčastňujú sa aj na stavbe maarov. Bazaltové bomby – kvapkovitého tvaru (unipolárne), vretenovité (bipolárne) až nepravidelne subsférické, eliptické a po dopade na zemský povrch veľmi zdeformované – sú výsledkom strombolských erupcií, často s prechodom do havajských erupcií produkujúcich aglutináty. Po dopade na vulkanický svah sa charakteristicky zdeformovali, sploštili (bomby vo vrchnej časti maaru pri Hodejove) a pri vysoko fluidálnej láve vznikli útvary pripomínajúce kravinec *(cow dung)*.

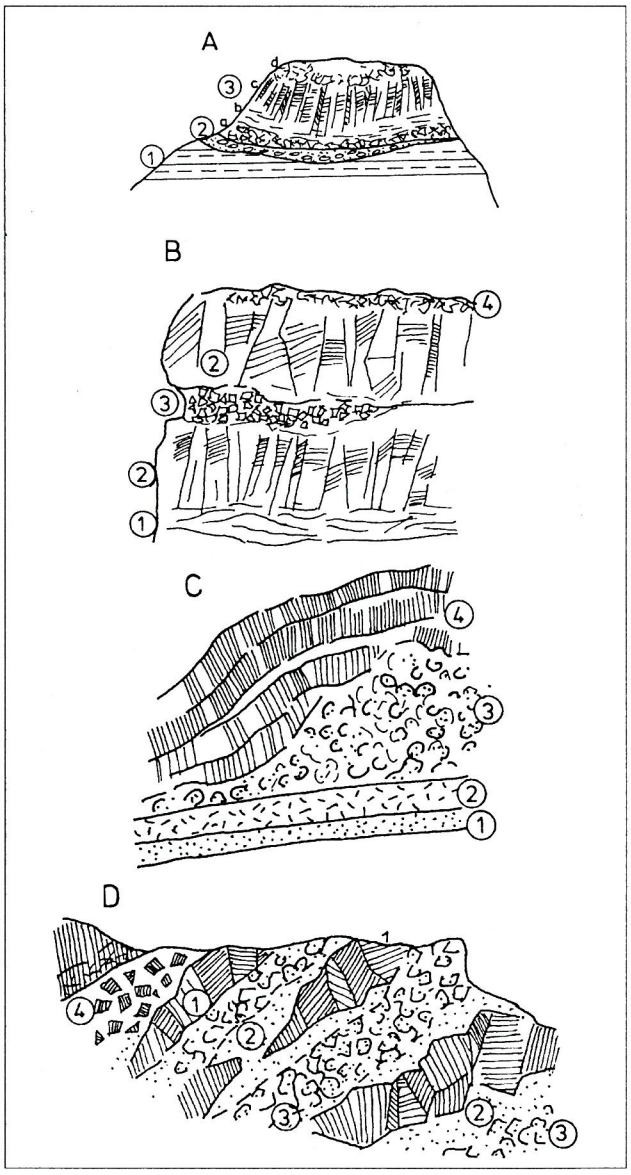
*Aglomeráty a lapilové tufy* tvoria okrajové časti troskových kužeľov alebo vystupujú samostatne bez zjavného vzťahu k nim. Aglomeráty sa nepravidelne striedajú s polohami lapilového tufu obsahujúcimi fragmenty veľké 1–5 cm. Aglomeráty a lapilový tuf vystupujú aj v podloží niekoľkých lávových prúdov (lávový prúd Mačacia).

Aglomeráty a lapilové tufy, ktoré sú vo vzťahu k diatrémam z drobných vezikulovaných úlomkov bazaltu až pemzového charakteru svetlej až zelenkavej farby s väčším zastúpením angulárnych úlomkov a fragmentov bazaltových bômb. Často obsahujú aj nevulkanické horniny (obliaky a pieskovcové úlomky). V niektorých prípadoch je tuf palagonitizovaný.

*Tufy a lapilové tufy* vytvárajú polohy okolo troskových kužeľov a maarov alebo sa zúčastňujú na ich stavbe. Vystupujú v malej hrúbke a na báze niektorých lávových prúdov. Sú späté so stavbou troskových kužeľov. Spravidla sú červenej, červenohnedej a žltohnedej farby, dobre vytriedené a zvrstvené. Tvoria ich úlomky bazaltov, často výrazne pórovitých až troskových, s priemernou veľkosťou 0,5–3,0 cm (sporadicky do 5 cm) a so zrnitým matrixom. Obmedzenie úlomkov je silne nepravidelné až bizarné a väčšie úlomky majú bombičkový charakter.

Tufy a lapilové tufy, ktoré priestorovo asociujú s maarmi, prípadne sa podieľajú na ich stavbe, sú farebne pestrejšie. Okrem hnedých a červenohnedých fragmentov bazaltu sú prítomné fragmenty zelenkavej farby, úlomky sedimentov do 5–10 cm (eger, egenburg), často termicky postihnuté a obalené limonitovými kôrami. Vo variabilnom zastúpení sú prítomné aj xenolity kôry (granitoidy a metamorfity) a mafických ultrabázických hornín. Matrix je detritický, zrnitý, pestrejšie sfarbený, s drobnými ostrohrannými úlomkami tmavých a svetlejších palagonitizovaných bazaltov. Tufy sú triedené a výrazne zvrstvené. Sporadické bomby (do 10–60 cm) sú často plasticky deformované a po dopade vytvárali v jemnozrnnejších tufoch impaktné štruktúry.

Tufy a lapilové tufy sa dominantne zúčastňujú na stavbe maarov a tufových kužeľov. Sú produktmi prevažne freatomagmatických erupcií ako výsledok styku vystupujúcej magmy s vodou nasýtenými sedimentmi alebo priameho kontaktu magmy s vodou jazerného prostredia v maarovej




**Obr. 39.** Štruktúry bazaltových prúdov cerovej bazaltovej formácie. A – Lávový prúd na Z od Fiľakova (Babský vrch). 1 – sedimenty fiľakovského súvrstvia (egenburg), 2 – fluviálny pliocénny štrk a piesok, 3 – lávový prúd: a – bazálna brekcia, b – bazalt s doskovitou odlučnosťou súhlasne s bázou prúdu, c – bazalt so stĺpcovitou odlučnosťou, d – pásmo brekciácie a vezikulácie (napenenia) vrchnej časti prúdu. B – Lávové prúdy v oblasti Mačacej (lom). 1 – doskovitá odlučnosť na báze prúdu, 2 – stĺpcovitá odlučnosť, 3 – brekcia na báze prúdu, 4 – pásmo vezikulácie (napenenia) a brekciácie vrchnej časti prúdu. C – Detail bázy prúdu v oblasti Mačacej (lom). 1 – jemnozrnný tuf, 2 – hrubozrnný lapilový tuf, 3 – lávová brekcia, 4 – bazalt s hrubou doskovitou odlučnosťou. D – Detail čela lávového prúdu v oblasti Mačacej. 1 – masívny bazalt, 2 – intenzívne vezikulovaný (napenený) bazalt, 3 – lávová brekcia, 4 – aglomerát.

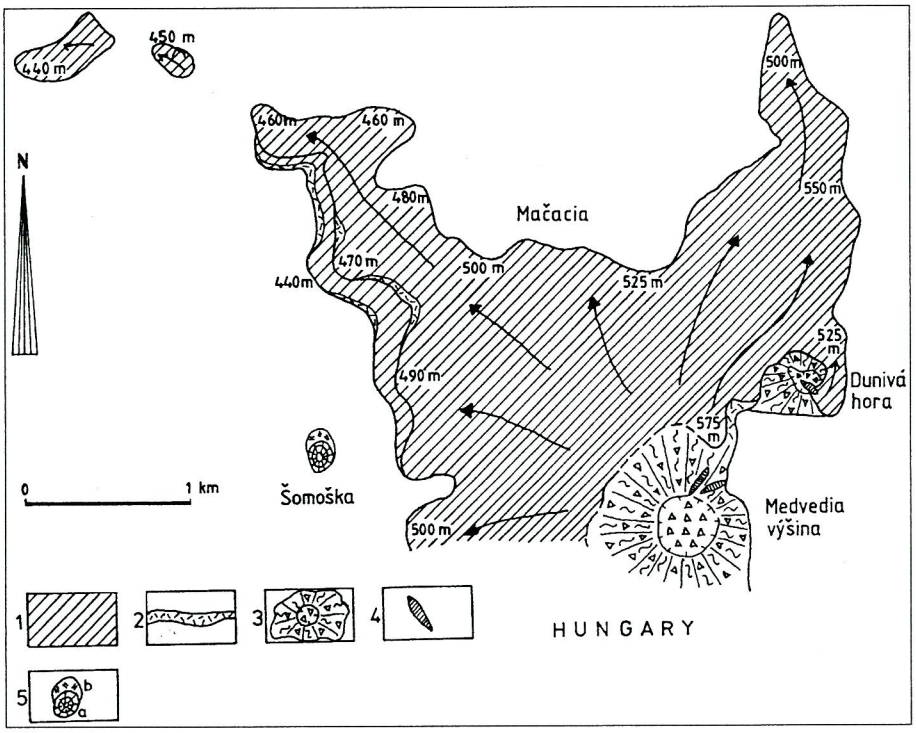
**Fig. 39.** Structures of basalt lava flows of the Cerová basalt Formation. A – Lava flow west of Fiľakovo (Babský vrch hill). 1 – Fiľakovo Formation (Eggenburgian), 2 – Pliocene fluvial gravels and sands, 3 – basalt lava flow: a – basalt breccia, b – basalt with slab jointing conformable with the base of the lava flow, c – basalt with columnar jointing, d – zone of brecciation and vesiculation of the upper part of the lava flow. B – Lava flows in the Mačacia area (quarry). 1 – slab-like jointing rear the base, 2 – columnar jointing, 3 – breccia at the base, 4 – zone of brecciation and vesiculation in the upper part of the lava flow. C – Detail of lower part of the lava flow in the Mačacia quarry. 1 – fine-grained tuff, 2 – coarse-grained lapilli tuff, 3 – lava breccia, 4 – basalt with coarse slab jointing. D – Detail of the lava flow front in the Mačacia quarry area. 1 – massive basalt, 2 – vesiculated basalt, 3 – lava breccia, 4 – agglomerate.



**Foto 26.** Báza bazaltového prúdu odkrytá v lome na SV od Trebeľoviec, cerová bazaltová formácia, pliocén – pleistocén. V podloží lávového prúdu sú polohy riečneho kremitého piesku, trebeľovské vrstvy, biber. Dĺžka kladiva 50 cm. Cerová vrchovina. Foto D. Vass.

**Photo 26.** Base of basalt lava flow outcropping in the quarry northwest of the village Trebeľovce. Cerová basalt Formation, Pliocene – Pleistocene. The basalt overlies the sand of Trebeľovce Member, Biberian, Quaternary. Hammer length is 50 cm. Cerová vrchovina Upland. Photo D. Vass.

depresii. Lapilový tuf so znakmi palagonitizácie je farebne pestrejší (svetlozelený až tmavozelený, hnedý až svetložltý). Okrem drobných útržkov pórovitej napenenej lávy (veľkých 0,5–3 cm) sa v tufe vyskytuje aj drobná bazaltová troska a bazaltové bomby. V pestrofarebnom jemnozrnnejšom matrixe je často vysoký obsah rozptýleného jemnozrnného materiálu z podložných kenozoických sedimentov vyneseného pri explozívnych erupciách. Tufové polohy sú výrazne gradačne zvrstvené (normálne aj reverzne) so zvlnenými a planárnymi textúrami a textúrami šikmého zvrstvenia typickými pre uloženiny typu pyroklastických prívalov *(base surges)* a mokrých prívalov *(wet surges)*. Palagonitizovaný tuf maarov často obsahuje veľké bomby, ktoré sa po dopade plasticky zdeformovali a sploštili v dĺžke do 1,5–2 m (maar pri Hodejove). Časté sú úlomky až bloky kenozoických sedimentov. Menšie úlomky sú na povrchu sčasti vypálené a obalené limonitovou kôrou. Po vyvetraní sedimentov vznikajú charakteristické „schránky" z limonitovej kôry. V podobe xenolitov sa vyskytujú úlomky granitoidov, kryštalických bridlíc a mafických spodnokôrových hornín a zriedkavejšie xenolity ultramafických vrchnoplášťových hornín. Po dopade väčších úlomkov až blokov vznikajú v podložných tufových vrstvách charakteristické deformačné textúry (impaktné textúry). V dôsledku nestability palago-




**Obr. 40.** Bazaltový komplex Medvedej výšiny a Dunivej hory. 1 – bazalt, 2 – lapilový tuf, 3 – troskový kužeľ, 4 – dajka, 5 – lávový nek: a – bazalt so stĺpcovitou odlučnosťou, b – brekcia pri okraji neku.

**Fig. 40.** Basalt complex of Medvedia výšina and Dunivá hora hill. 1 – basalt, 2 – lapilli tuff, 3 – cinder cone, 4 – dyke, 5 – lava neck: a – basalt with columnar jointing, b – breccia at the neck margin.

nitizovaného tufu na strmších vnútorných svahoch maarov vznikajú deformačné a sklzové textúry (maar Fiľakovo).

*Freatické brekcie* tvoria spodnú časť freatopyroklastického kužeľa Dunivá hora. Brekciu prevažne tvoria úlomky až bloky spodnomiocénnych sedimentov veľké až niekoľko metrov a bloky ryodacitového tufu bukovinského súvrstvia vyvrhnuté pri freatických explóziách. V podradnom množstve sú zastúpené úlomky sklovitých čiernych bazaltov, kryštalických bridlíc a granitoidov. V matrixe prevláda rozptýlený jemnozrnný materiál z deštruovaných kenozoických sedimentov vynesený pri explozívnych erupciách. Freatické brekcie sú nezreteľne zvrstvené so sklonom v smere svahu freatického kužeľa.

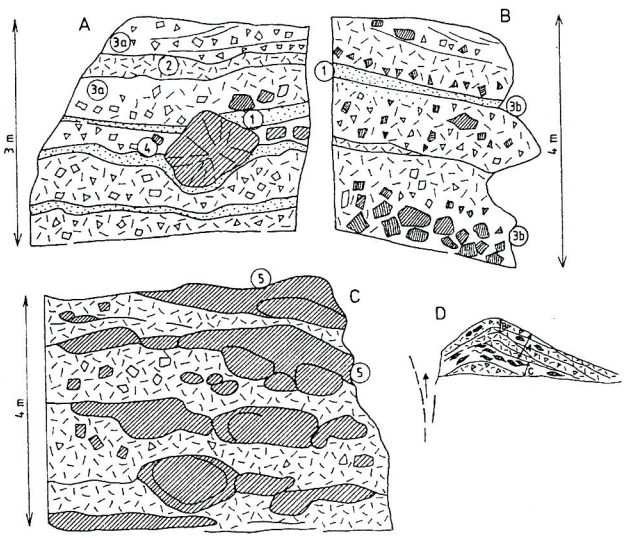
*Tufy a tufobrekcie* vo výplni diatrém sú z úlomkov tmavých vezikulovaných a sklovitejších bazaltov (veľkých prevažne 0,5–3 cm, sporadicky do 4–6 cm), z úlomkov až blokov kenozoických, často výrazne zaoblených sedimentov. Podradnejšie sú zastúpené úlomky kryštalických bridlíc a granitoidov. Matrix je detritický, s vysokým obsahom rozptýleného materiálu z kenozoických sedimentov. Vulkanickou zložkou sú drobné útržky vezikulovaných bazaltov, úlomky skla, kryštaloklasty plagioklasu, pyroxénov a olivínu. Úlomky skla a útržky bazaltov sú chloritizované a palagonitizované, čo dáva hornine tmavozelené sfarbenie. Vo výplni dutín sú zeolity a karbonáty.

*Diatrémy* sa výrazne odlišujú litologickou povahou výplne. V niektorých prípadoch staršou tufobrekciovou výplňou prenikajú mladšie telesá explozívnych brekcií s prevahou juvenilných vezikulovaných bazaltových fragmentov (diatréma pri Hajnáčke). Vo výplni diatrém v južnej časti územia (v širšom okolí Tácht a Starej Bašty) sú bloky spodnomiocénnych sedimentov (egenburg) veľké niekoľko metrov. Vo variabilnom obsahu je zastúpený tufový bazaltový materiál s úlomkami vezikulovaných bazaltov. Tufobrekciová výplň diatrém je chaotická a v niektorých prípadoch je viditeľné hrubé zvrstvenie so sklonom do stredu diatrém. Výplňou niektorých diatrém prenikajú bazaltové dajky.

### Vulkanické formy cerovej bazaltovej formácie

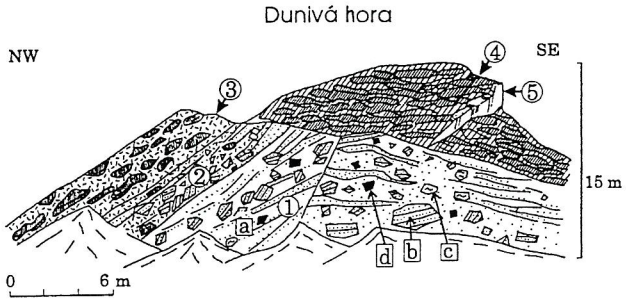
Relikty cerovej bazaltovej formácie sa vyznačujú pestrosťou vulkanických foriem (obr. 38). Povrchové formy tvoria troskové kužele, lávové prúdy a maary. V rámci prívodových systémov obnažených denudáciou povrchových vulkanických štruktúr sa rozlišujú lávové neky, dajky a diatrémy.

Keďže bazaltové telesá lepšie odolávali erózii ako podložné sedimenty, vypreparovali sa a vznikol charakteristický reliéf Cerovej vrchoviny s plochými chrbtami z reliktov lávových prúdov a pokrovov. Erózia obnažila aj niektoré prívodové systémy (lávové neky a diatrémy) v plytkej podpovrchovej úrovni. Tieto formy sú v súčasnosti výraznými morfologickými dominantami vo svojom okolí (Hajnáčka, Šurice a Veľké Hradište). Z maarových štruktúr vyvíjajúcich sa v plytkých depresiách pod úrovňou okolitého reliéfu sa zachovala iba časť ich pôvodného rozsahu (Hradný vrch vo Fiľakove, Červený vrch pri Fiľakove, Hodejovská skala a i.).




**Obr. 41.** Troskový kužeľ Medvedia výšina. A, B – stavba vo vyššej časti kužeľa, C – stavba v nižších úrovniach kužeľa, D – rez kužeľom s pozíciou odkryvov. 1 – jemnozrnný popolový tuf, 2 – hrubozrnný lapilový tuf, 3 – a – aglomerát, b – hrubý aglomerát s blokmi a bombami, 4 – impaktová štruktúra po dopade bomby, 5 – aglutináty a aglutinované bomby.

**Fig. 41.** Cinder cone of Medvedia výšina. A, B – structure of the upper part of the cone, C – structure of the lower parts of the cone, D – section through the cone with the location of outcrops. 1 – fine-grained ash tuff, 2 – coarse-grained lapilli tuf, 3 – a – agglomerate, b – coarse agglomerate with blocks and bombs, 4 – bomb impact structure, 5 – agglutinate and agglutinated bombs.



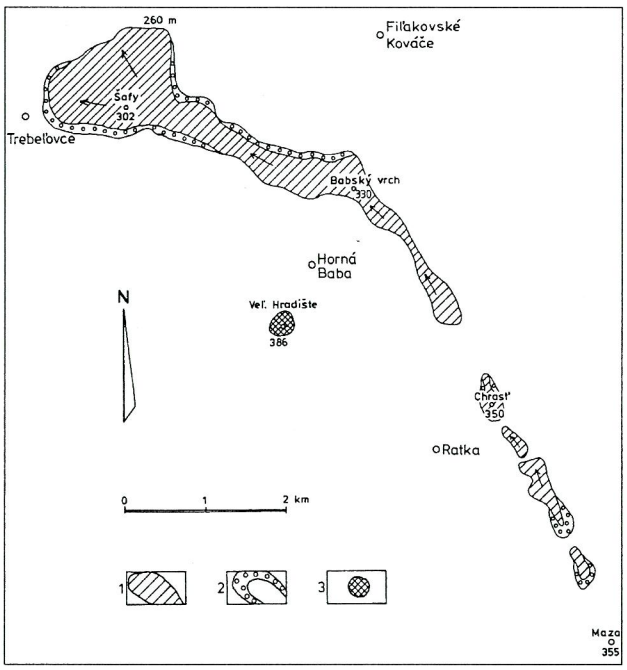

**Obr. 42.** Zložený freatopyroklastický kužeľ Dunivá hora. 1 – produkty freatickej erupcie: a – piesčité zvrstvené polohy s materiálom pochádzajúcim z podložných sedimentov, b – bloky spodnomiocénnych sedimentov, c – úlomky kryštalických hornín, d – polygonálne úlomky sklovitého bazaltu, 2 – produkty freatomagmatickej erupcie s bazaltovou troskou a bombami, 3, 4 – produkty strombolských erupcií a lávových fontán, 3 – popolový a lapilový tuf s bazaltovou troskou a bombami, 4 – bazaltová troska a aglutinované bomby, 5 – bazaltová dajka.

**Fig. 42.** Dunivá hora hill – composite phreatopyroclastic volcanic cone. 1 – phreatic eruption products: a – beds composed of sand material derived from underlying sediments, b – blocks of Lower Miocene sediments, c – fragments of crystalline rocks, d – polygonal blocks of glassy basalt, 2 – phreatomagmatic eruption products with scoria and bombs, 3, 4 – products of strombolian eruptions and fire – fountains eruptions, 3 – cinders with scoria and bombs, 4 – spatter and agglutinate bombs, 5 – basaltic dyke.

**Troskové kužele** nevystupujú samostatne, ale vždy v úzkom vzťahu s lávovými prúdmi a pokrovmi akumulujúcimi sa pri ich úpätí, prípadne lávové prúdy pokračujú do väčšej vzdialenosti od troskových kužeľov vo výplni erozívnych paleodolín.

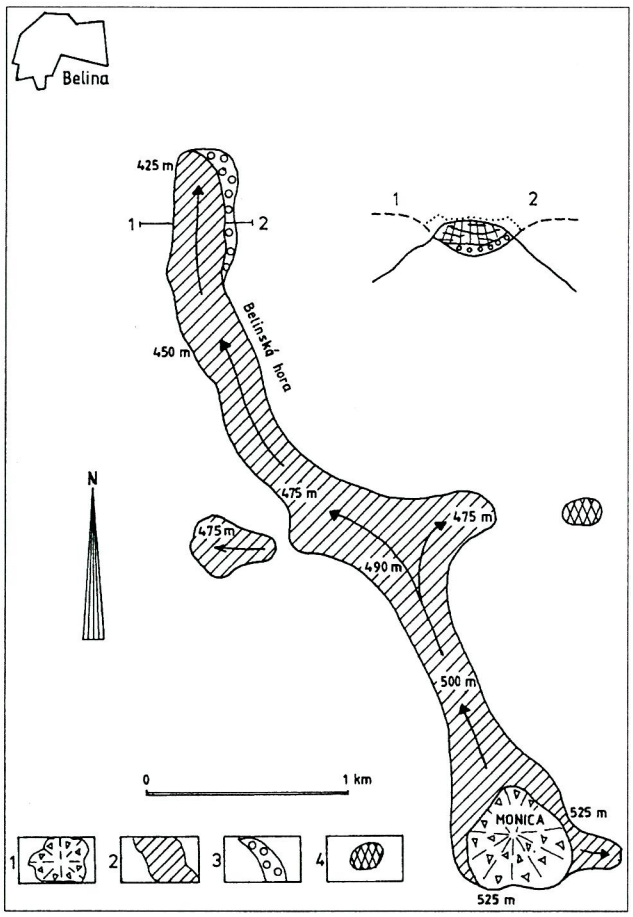
Troskové kužele sú prevažne z nevytriedených aglomerátov s vulkanickými bombami striedajúcimi sa s polohami troskovolapilového tufu. Pri niektorých kužeľoch je v neskoršom vývojovom štádiu pozorovateľný vznik aglutinátov s textúrou sekundárneho tečenia. Pyroklastický materiál je hrubo vytriedený, zvrstvený, s periklinálnym uložením okolo centra so sklonom 25–35° a pri niektorých kužeľoch s dobre zachovanou pôvodnou formou je vo vrcholovej oblasti plytká misovitá depresia zodpovedajúca pozícii pôvodného kráteru (Veľký Bučeň). V súčasnej morfológii troskové kužele ako najvyššie vrcholy vyčnievajú 50–100 m nad úroveň bazaltového plató.

**Freatopyroklastické kužele.** Príkladom freatopyroklastického kužeľa je relikt v oblasti plochého vrcholu Dunivej hory (kóta 607, v južnej časti územia pri hranici s Maďarskom). V spodnej časti kužeľa ležia produkty freatických explózií s prevahou úlomkov až blokov spodnomiocénnych sedimentov (dominujú bloky ryodacitového tufu bukovinského súvrstvia) a v podradnom zastúpení fragmenty sklovitých bazaltov. Vyššie sú freatopyroklastiká s pribúdaním tufu, bazaltovej trosky a bazaltových bômb. Po deštrukcii vrchnej časti kužeľa sa uložili aglutináty, ktorými v závere preniká bazaltová dajka (obr. 42).




**Obr. 44.** Bazaltový prúd Ratka-Babský vrch. 1 – bazaltový prúd, 2 – fluviálne piesčité sedimenty – trebeľovské vrstvy (biber), 3 – bazaltový nek.

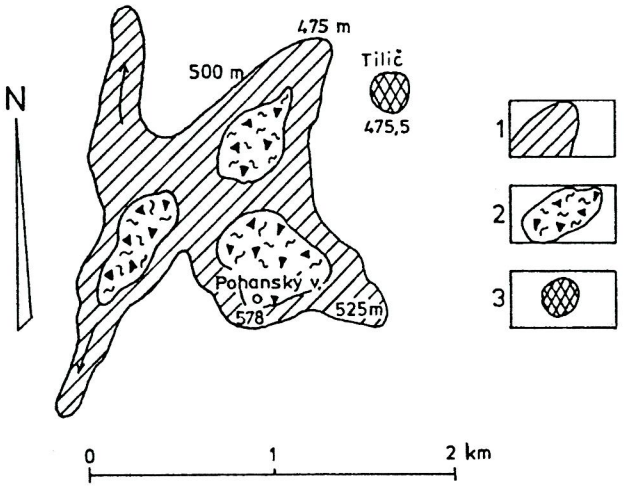
**Fig. 44.** Ratka-Babský vrch basalt lava flow. 1 – basalt flow, 2 – fluvial sandy sediments – Trebeľovce Member (Biber), 3 – basalt neck.




**Obr. 43.** Troskový kužeľ Monica s lávovým prúdom Belinskej hory. 1 – troskový kužeľ, 2 – lávový prúd, 3 – belinské vrstvy (štrk, pestrý íl, ruman), 4 – lávový nek.

**Fig. 43.** Monica cinder cone with the Belinská hora hill lava flow. 1 – cinder cone, 2 – lava flow, 3 – Belina Member (gravels, variegated clays, Rumanian), 4 – lava neck.

**Lávové prúdy a pokrovy** sú najčastejším typom reliktov bazaltového vulkanizmu. Lávové prúdy sledujúce priebeh paleodolín sú smerovo orientované telesá priemerne široké 100–200, ojedinele až 1000 m, priemerne hrubé 10–50 m




**Obr. 45.** Bazaltový komplex Pohanský vrch. 1 – bazaltový pokrov, 2 – aglomeráty, 3 – lávový nek.

**Fig. 45.** Pohanský vrch hill basalt complex. 1 – basalt cover, 2 – agglomerates, 3 – lava neck.

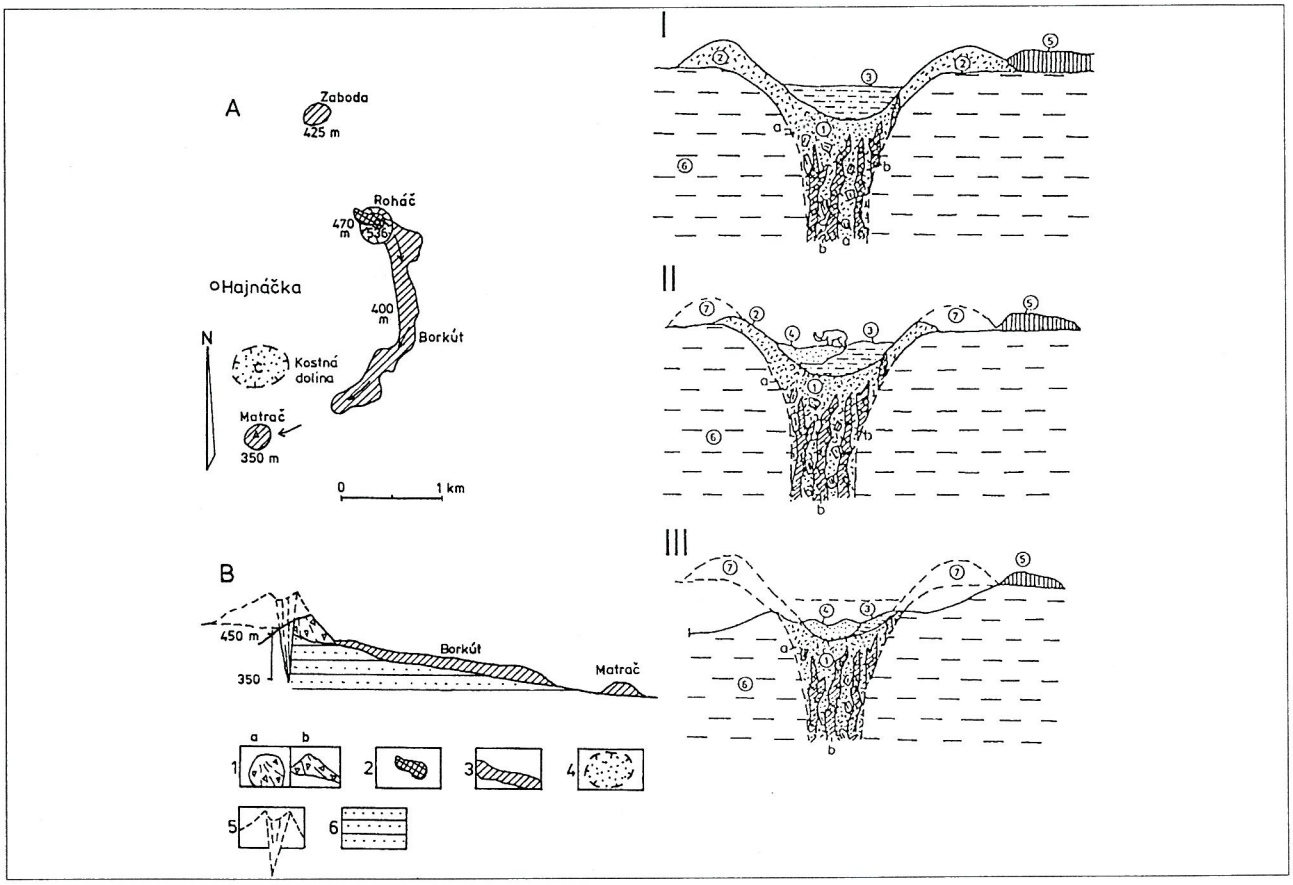
a dlhé až niekoľko km. Na báze niektorých lávových prúdov sa sporadicky zachovala pôvodná výplň riečneho koryta zo štrku a piesku (obr. 39A). Na svahoch niektorých kužeľov (Plešivec, Medvedia výšina, Dunivá hora) sú lávové prúdy pomerne málo hrubé, často silne vezikulované a zbrekciovatené.

Lávové pokrovy akumulované pri úpätí kužeľov a v plytkých depresiách sa vyznačujú väčšou hrúbkou (50–80 m) s plošným rozsahom 3–4 km$^2$ (Pohanský vrch, obr. 45; Dunivá hora, obr. 40). Často sa skladajú z niekoľkých lávových prúdov nad sebou (Mačacia – Voznica) oddeľovaných polohami lapilového tufu alebo lávovej brekcie (obr. 39B).

V typickom profile lávového prúdu (obr. 39A) je na báze zóna vezikulácie až intenzívnej brekciácie a oxidácie (bazálna lávová brekcia) a smerom hore postupný prechod do nevezikulovaného masívneho bazaltu. Vnútornú časť lávových prúdov tvorí bazalt, ktorý sa v spodnej, nadbazálnej časti často vyznačuje doskovitou odlučnosťou paralelnou s morfológiou podložia, po ktorom sa lávový prúd pohyboval. Vyššie v strednej časti prúdu sa vyvinula nepravidelne bloková (pri prúdoch malej hrúbky) alebo zvislá stĺpcovitá odlučnosť. Vo vrchných a okrajových častiach prúdov vznikajú troskovité brekcie aa lávy *(aa lava)* a blokovej lávy *(block lava)* hrúbky do 1–3 m.

Lávové prúdy a pokrovy často priestorovo úzko asociujú s troskovými a freatopyroklastickými kužeľmi, ktoré pravdepodobne predstavujú eruptívne centrá a spolu s nimi vytvárajú nasledujúce bazaltové komplexy.

1. Bazaltový komplex Medvedia výšina a Dunivá hora na južnom okraji slovenského územia pri hranici s Maďarskom




**Obr. 46.** Troskový kužeľ Roháč s lávovým prúdom Borkút a maar Kostná dolina. A – plošná schéma, B – geologický rez. 1 – troskový kužeľ: a – na schéme, b – v reze; 2 – lávový nek, 3 – lávový prúd, 4 – maar Kostná dolina, 5 – rekonštrukcia, 6 – sedimenty spodného miocénu (tachtianske pieskovce – egenburg). C – Vývojové štádiá maaru Kostná dolina pri Hajnáčke: I. štádium – vznik maaru s tufovým valom (ringom) a sedimentárnou výplňou centrálnej depresie; II. štádium – čiastočná erózia tufového ringu a maarovej výplne nahradenej sedimentmi prietočného jazera (s úlomkami kostier cicavčej fauny); III. štádium – súčasný stav denudácie maaru: 1 – výplň diatrémy: a – palagonitizovaná tufobrekcia, b – intruzívne prieniky mladšej bazaltovej brekcie cez tufobrekciu vo výplni diatrémy; 2 – tufový val (ring); 3 – pôvodná sedimentárna výplň maaru (tufitický pieskovec a siltovec); 4 – sekundárna výplň maaru (resedimentovaný piesok s úlomkami kostier cicavčej fauny); 5 – bazaltový prúd; 6 – tachtianske pieskovce (fiľakovské súvrstvie); 7 – rekonštrukcia pôvodného tufového ringu odstráneného eróziou.

**Fig. 46.** Cinder cone Roháč with lava flow Borkút and Bone Gorge maar. A – Scheme, B – geological cross-section. 1 – cinder cone: a – on scheme, b – in section; 2 – lava neck, 3 – lava flow, 4 – maar, 5 – reconstruction, 6 – Lower Miocene sediments (Tachty sandstones – Eggenburgian). C – Kostná dolina (the Bone valley), evolution of the "Bone Gorge" maar at Hajnáčka. 1st phase – formation of the maar with tuff ring and sedimentary fill in central depression, 2nd phase – partial erosion of tuff ring and maar replaced by fluvio-lacustrine deposits with fragments of mammal skeletons, 3rd phase – present state after maar denudation, 1 – diatreme fill: a – palagonitized tuff – breccia, b – younger basaltic breccia intruding through tuff-breccia, 2 – tuff ring, 3 – original sedimentary fill of the maar (tuffitic sandstone and siltstone), 4 – secondary maar fill (resedimented sand of fluvio-lacustrine origin with fragments of mammal skeletons), 5 – basaltic lava flow, 6 – friable sandstone of Fiľakovo Fm. (Eggenburgian), 7 – reconstruction of tuff ring removed by erosion.

zahŕňa troskový kužeľ Medvedej výšiny (kóta 659), zložený freatický a troskový kužeľ Dunivej hory (kóta 607,4) a lávové plató pri sz. úpätí kužeľov s pokračujúcimi prúdmi na S a SZ (obr. 40). Smerom na J bazaltové plató pokračuje na územie Maďarska.

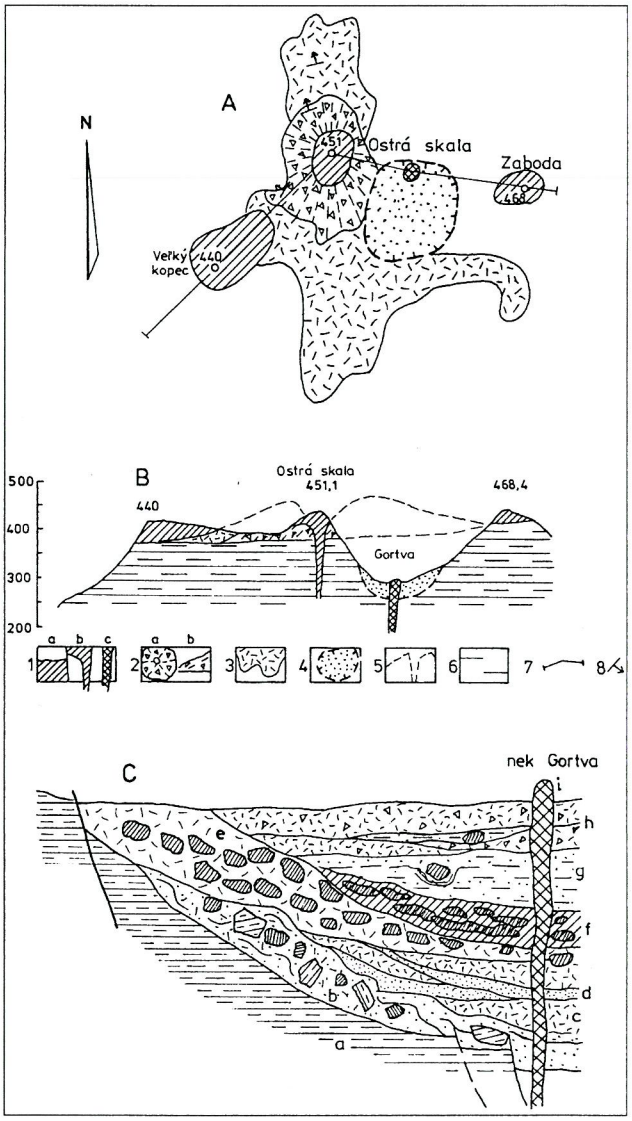
Vnútornú stavbu kužeľa Medvedia výšina, prístupnú v odkryvoch na východnom svahu, v nižších úrovniach tvorí prevaha aglutinátov a polôh aglutinovaných bômb (obr. 41CD), vyššie vo svahu prevažujú aglomeratické pyroklastiká striedajúce sa s polohami lapilového a troskovo-lapilového tufu s hrubým gradačným zvrstvením so sklonom 15–20° na V (obr. 41B). Časté sú impaktné textúry po dopade vulkanických bômb (obr. 41A).

Zložený kužeľ Dunivá hora v spodnej časti tvoria uloženiny freatických explózií s hojnými úlomkami podložných sedimentov egenburgu a otnangu, s menším množstvom úlomkov sklovitých bazaltov, piesčitý svetlý matrix z materiálu podložných sedimentov (obr. 42/1) a vo vyššej úrovni pribúdajú polohy lapilového tufu s často plasticky deformovanými bombami (obr. 42/2, 3). Na spodnú, staršiu časť freatopyroklastického kužeľa, diskordantne nasadá vrchná časť kužeľa (obr. 42/4), ktorú tvoria aglutinované bomby až aglutináty so znakmi sekundárneho tečenia. Vrchnú časť kužeľa preráža bazaltová dajka široká 3,5–4,0 m. V stavbe kužeľa sa odzrkadľuje postupnosť prechodu od freatických explózií k erupciám strombolského typu a erupciám typu lávových fontán (havajský typ erupcií).

Pri sz. úpätí kužeľa sa kumulujú prúdy v podobe plochého pokrovu (plató) so sklonom na SZ (úroveň bázy pri jv. okraji je 557 m). Vrt EHJ-1 (Vass ed., 1981) v podloží lávového pokrovu overil polohu pestrého plastického ílu hrubú 1 m, ktorá predstavuje riečnu alebo jazernú fáciu vyvíjajúcu sa v miernej depresii reliéfu pred rozšírením lávového pokrovu.

Z lávového plató vybieha na S lávový prúd zakončený v nadmorskej výške 475 m a podobne od SZ okraja plató pokračujú lávové prúdy v rámci paleodoliny na SZ (Mačacia) so stáčaním na Z a s postupným klesaním bázy na úroveň 450 m n. m. (Duhár). Lávové prúdy sa končia rozšírením v oblasti Troch chotárov (kóta 445 a 413) v n. v. 400–380 m. Opísaný priebeh dokumentuje obtekanie klenby lakolitového telesa Šiator (kóta 659,6), ktoré bolo v paleoreliéfe výrazným morfologickým elementom (obtočníkom).

Profily v oblasti Mačacej (opustené kameňolomy) dokumentujú niekoľko lávových prúdov nad sebou (obr. 39B), ktoré oddeľujú polohy lapilového tufu alebo zóny lávových brekcií na báze a vo vrchnej časti (obr. 39B, C). Vnútornú časť prúdov tvorí bazalt s blokovou alebo stĺpcovitou odlučnosťou so subvertikálnym priebehom. Koniec lávových prúdov (lávových jazykov) sa vyznačuje intenzívnou vezikuláciou a brekciáciou (obr. 39D). Brekciovité lávové prúdy malej hrúbky, ktoré tvoria vrchnú časť profilu




**Obr. 47.** Bazaltový komplex Ostrá skala. A – plošná schéma komplexu, B – geologický rez. 1 – bazaltové telesá: a – lávový prúd, b – prienik, c – nek; 2 – aglomeratické pyroklastiká kužeľa: a – na mape, b – v reze; 3 – lapilový tuf; 4 – maar; 5 – paleorekonštrukcia kužeľa; 6 – spodnomiocénne sedimenty (egenburg); 7 – línia rezu; 8 – smer sklonu vrstiev. C – Schéma stavby maaru Gortva s bazaltovým nekom. a – spodnomiocénne sedimenty (tachtianske pieskovce – egenburg), b – chaotická brekcia s úlomkami palagonitizovaných bazaltov a spodnomiocénnych sedimentov s tufovopiesčitým matrixom tvoreným prevažne materiálom spodnomiocénnych sedimentov, c – lapilový palagonitizovaný tuf, d – svetlý jemnozrnný palagonitizovaný tuf, e – brekcia a lapilový tuf s bazaltovými bombami, f – aglutináty, aglutinované bomby a troska, g – jemnozrnné svetlé sedimenty s materiálom zo spodnomiocénnych sedimentov, impaktové štruktúry po dopade bazaltových bômb, h – lapilový tuf a brekcia s úlomkami bazaltu, i – bazaltový nek.

**Fig. 47.** Basaltic complex Ostrá skala hill. A – Scheme of the complex, B – geological cross-section. 1 – basalt bodies: a – lava flow, b – protrusion, c – neck; 2 – agglomeratic pyroclastics of the cone: a – on scheme, b – in section; 3 – lapilli tuffs; 4 – maar; 5 – paleoreconstruction of the cone; 6 – Lower Miocene sediments (Eggenburgian); 7 – section line; 8 – dip of beds. C – Schematic structure of the maar Gortva with basalt neck. a – Lower Miocene sediments (Tachty Sandstones – Eggenburgian), b – chaotic breccia with fragments of palagonitized basalts and Lower Miocene sediments with tuffaceous-sandy matrix composed predominantly of the Lower Miocene sedimentary material, c – lapilli palagonitized tuff, d – pale fine-grained palagonitized tuff, e – breccia and lapilli tuff with basalt bombs, f – agglutinate, agglutinated bombs and cinder, g – fine-grained pale sediments with Lower Miocene sedimentary material, basalt bombs impact structures, h – lapilli tuff and breccia with basalt fragments, i – basalt neck.

sekvencie lávových prúdov Mačacej, môžu predstavovať okrajové časti stavby kužeľa.

2. Severnejšie je relikt troskového kužeľa Monica (kóta 584) s lávovým prúdom, ktorý sa pohyboval na SZ v rámci paleodoliny a skončil sa v oblasti kóty 466,3 Belinský vrch – kóty 466 na J od Beliny (obr. 43). Úroveň bázy prúdu pri severnom okraji kužeľa je 525 a na jeho konci 425 m n. m. Rozšírenie prúdu v strednej časti (kóta 500 Belian a kóta 497 Rakvica) pravdepodobne podmienila morfológia paleodoliny alebo napojenie bočných dolín na hlavnú. V podloží prúdu v severnej časti sa zachovala výplň paleodoliny v podobe štrku a pestrého ílu, ktoré reprezentujú riečnu fáciu, belinské vrstvy.

3. Najdlhší lávový prúd (obr. 44) je v západnej časti Cerovej vrchoviny na Z od Fiľakova (Chrasť, kóta 350 – Babský vrch, kóta 330 – Štafy, kóta 302). Lávový prúd sa začína na SZ od Radzoviec (kóta 355 Maza) 350 m n. m. a pokračuje na SZ s postupným stáčaním sa na Z v celkovej dĺžke 10,5 km. Pred zakončením sa vo výške 260 m n. m. pri Trebeľovciach rozširuje a má najväčšiu hrúbku 40 m. Jeho eruptívne centrum nie je známe, ale predpokladáme, že bol spätý s malým troskovým kužeľom (ktorý podľahol denudácii). Kužeľ bol asi v oblasti kóty 355 Maza. V podloží prúdu sú sporadické relikty riečneho štrku a piesku (foto 26, obr 39A), ktoré vypĺňali dno paleodoliny pred vznikom prúdu. Založenie paleodoliny bolo pravdepodobne podmienené tektonicky.

4. Bazaltový komplex Pohanský hrad (kóta 587), na S od Starej Bašty, zahŕňa relikty takmer úplne deštruovaných kužeľov (bloky a úlomky aglomerátov a bomby v sutine) a zvyšok lávového pokrovu (obr. 45) skláňajúceho sa na S až SZ (báza pokrovu pri južnom okraji je 525 m n. m., pri severnom 500 až 475 m n. m.). Bloky a úlomky pyroklastík sú v oblasti kóty 590, kóty 578 a na S od kóty 562 (foto 22, 23). Na báze pokrovu je nepravidelné pásmo brekciácie a strednú časť tvorí masívny bazalt so stĺpcovitou odlučnosťou. Lokálne sa vyskytujú známky prítomnosti viacerých lávových prúdov budujúcich lávový pokrov (lávové prúdy oddeľujú zóny lávových brekcií).

5. Troskový kužeľ Roháč (kóta 536) s lávovým prúdom je asi 1,5 km na V od Hajnáčky (obr. 46A, B). Úroveň bázy má vo výške 460–470 m n. m. a budujú ho aglomeratické pyroklastiká s bombami a sporadicky aglutináty striedajúce sa s polohami lapilovotroskového tufu. Pyroklastiká sú hrubo zvrstvené so sklonom na J. Kužeľom preniká bazaltový nek a dajky. Pri južnom úpätí kužeľa vo výške 450 m n. m. sa začína lávový prúd, ktorý sa pohyboval na J, postupne sa stáčal na JZ (Borkút) a skončil sa vo výške 400 m n. m. Úroveň bázy kužeľa, ktorý je zhruba o 100 m vyššie ako okolité relikty, poukazuje na existenciu zvýšeného paleoreliéfu v podobe morfologickej klenby so sklonom na J (čiže v smere toku prúdu Borkút). Sklon klenby na S indikuje pozícia reliktu lávového prúdu Zaboda vo výške 435 m n. m.

6. Bazaltový komplex Ostrá skala (kóta 451) na S od Hajnáčky je vulkanická štruktúra, ktorú v spodnej časti tvorí maar prekrytý troskovým kužeľom s centrálnym prienikom a s reliktmi lávových prúdov na svahoch kužeľa (obr. 47).

Na báze kužeľa je poloha lapilového a lapilovopemzového tufu tvoriaca pokryv plochého hrebeňa medzi kótami 390–333 a kótou 375. Kužeľ v spodnej časti budujú prevažne aglomeráty s bombami, aglutináty a aglutinované bomby (vrchná úroveň rokliny pod kótou 390) a vo vrchnej časti je troskovolapilový tuf. Lávové teleso vo vrcholovej časti kóty 451 (Ostrá skala) pravdepodobne predstavuje prienik vo vrchnej časti kužeľa rozšírený v podobe kráterovej výplne (obr. 47B).

7. Komplex Steblovej skaly tvorí lávový nek (na J od kóty 468; foto 19, 20) a lávový prúd, ktorý sledoval paleodolinu smerujúcu na S s postupným stáčaním na Z (obr. 48A, C; foto 19, 20). Zvyšky prúdu budujú vrcholky s kótou 468 Steblová skala, Plešivec, 442 a Črep kóta 414. Báza lávového



**Foto 27.** Lavicovitá odlučnosť a náznaky stĺpcovitej odlučnosti bazaltov, cerová bazaltová formácia, pliocén – pleistocén. Lom Bulhary, Cerová vrchovina. Foto D. Vass.

**Photo 27.** Bench jointing and indication of columnar jointing of the basalt, Cerová basalt Formation, Pliocene--Pleistocene. Bulhary quarry, Cerová vrchovina Upland. Photo D. Vass.

prúdu od 460 m n. m. (pri kóte 486) klesá až po úroveň 350 m n. m. (západný okraj kóty 417).

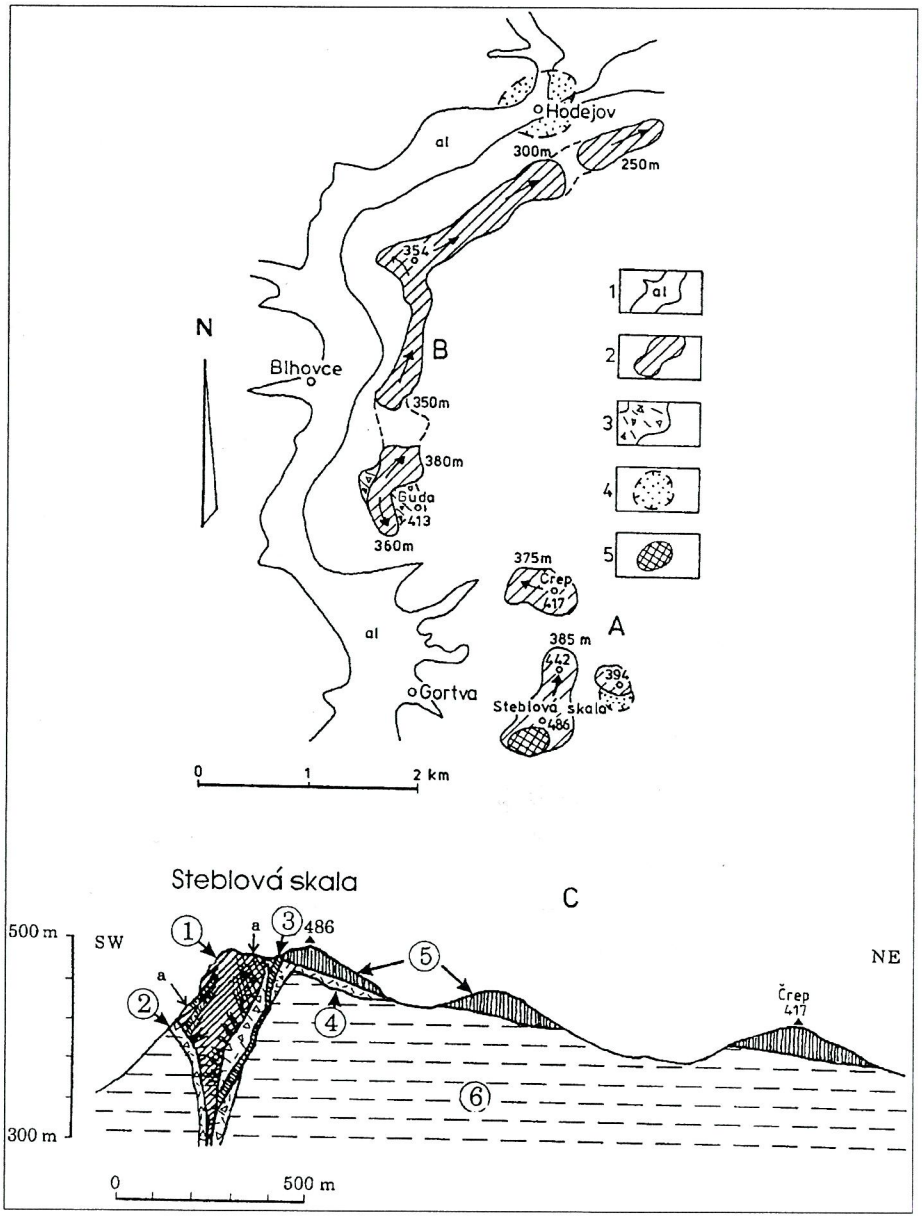
8. V smere na V je relikt bazaltového telesa (kóta 394), pravdepodobne lávového prúdu, a zvyšky kráterovej výplne preniknutej bazaltovým nekom.

9. Komplex Guda (obr. 48B), na JV od Blhoviec, je reliktom troskového kužeľa (kóta 413 Guda) s lávovým prúdom (hrebeň s kótou 354 Dobogov na V a Dolné Bukové, kóta 348 na J od Hodejova). Kužeľom z troskovolapilového tufu a aglomerátov s bombami (s úrovňou bázy vo výške 375 m n. m.) v oblasti krátera preniká lávové teleso a z neho smerom na J vybieha krátky lávový prúd končiaci sa v n. v. 360 m. Hlavný lávový prúd dlhý 4,5 km, ktorý smeroval na S a sledoval paleodolinu postupne sa stáčajúcu na SV, sa končí na J od Hodejova v n. v. 280 m (približne 80 m nad recentným dnom doliny potoka Gortva, v ktorej je maar pri Hodejove).

10. Komplex Veľký Bučeň (na SV od Fiľakova) je najrozsiahlejším reliktom bazaltového vulkanizmu Cerovej vrchoviny (obr. 49). Zahŕňa troskový kužeľ Veľký Bučeň (kóta 514), Malý Bučeň (kóta 475) a vrch s kótou 471, ktoré sú v súčasnom reliéfe výraznými dominantami. K týmto kužeľom sa smerom na JZ pripájajú zvyšky deštruovaných kužeľov s vrcholmi Okrúhlica (kóta 417) a Bukovina (456).

Kužele sú z aglomerátov, troskovolapilového tufu a z bômb. Vo vrcholovej časti Veľkého Bučňa sa v oblasti predpokladaného krátera zachovala plytká depresia misovitého tvaru podobne aj v oblasti vrcholu Okrúhlice. S troskovými kužeľmi sú späté lávové prúdy uložené pri ich úpätí v podobe súvislejších pokrovov v n. v. 370–350 m. Na báze prúdu pri jv. okraji leží poloha troskovolapilového až lapilovopemzového tufu s vložkami trosky a malých bômb.

Lávové prúdy späté s vývojom troskového kužeľa Okrúhlica a Bukovina smerovali na JZ a tam sa v n. v. 325 m končia. Od Veľkého Bučňa sa smerom na Z rozvetvovalo niekoľko prúdov (sledujúcich paleodoliny) končiacich sa v n. v. 310–325 m (obr. 49).




**Obr. 48.** Schéma komplexu Steblovej skaly (A) a komplexu Guda (B). 1 – aluviálne sedimenty (štrk, piesok), 2 – lávový prúd, 3 – troskový kužeľ, 4 – maar, 5 – lávový nek. C – Schematický rez komplexom Steblovej skaly. 1 – lávový nek, 2 – brekcia vo výplni diatrémy, 3 – bazaltová dajka, 4 – lapilový tuf, 5 – lávový prúd, 6 – sedimenty fiľakovského súvrstvia.

**Fig. 48.** Steblová skala complex (A) effusive complex Buda (B). 1 – alluvial sediments (gravels, sands), 2 – lava flow, 3 – cinder cone, 4 – maar, 5 – lava neck. C – Schematic section through the Steblová skala complex: 1 – lava neck, 2 – breccia in diatreme filling, 3 – basalt dyke, 4 – lapilli tuff, 5 – lava flow, 6 – sediments of Fiľakovo Formation.

Do väčšej vzdialenosti prenikli lávové prúdy v paleodoline začínajúcej sa na severnom svahu kužeľa Veľký Bučeň v n. v. 375 m a pokračujúcej na S so stáčaním sa na Z a s postupným klesaním dna (báza prúdu je v n. v. 300–275 m). V severnej časti sa prúd rozvetvil. Lávový prúd sledujúci paleodolinu v smere na JZ sa skončil v n. v. 250 m a lávový prúd, ktorý pokračoval ďalej na S, zostúpil nižšie a skončil sa v n. v. 220 m (na V od Veľkých Draviec; obr. 49).

11. V lome na JV od Bulhár je na sz. svahu pod zvyškami troskového kužeľa Okrúhlica a Bukovina v podloží lávových prúdov odkrytá časť vnútornej výplne maaru. Maarové sedimenty intrudovalo bazaltové teleso lakolitového typu orientované v smere SV–JZ (obr. 49). Teleso je odkryté a ťaží sa v kameňolome s prístupovou cestou od Bulhár. V jeho vnútornej časti sa vyvinula koncentrická odlučnosť (obr. 50A). Pri styku so sedimentmi je zóna vezikulácie a brekciácie. Maarové sedimenty (polohy epiklastického pieskovca a siltovca) sú vztýčené, zdeformované, rozlámané a bezprostredne na kontakte sčervenené (prepálené). Vo vrchnej strednej časti je intrúzia v dôsledku kontaktu s vodou nasýtenými maarovými sedimentmi intenzívne brekciovitá a autometamorfovaná (výrazná je najmä chloritizácia a limonitizácia). Po perforácii maarových sedimentov vznikol v strednej časti maaru menší troskový kužeľ *(spatter cone)*. Pri pokračujúcich freatomagmatických erupciách sa uložili polohy lapilového a troskovolapilového tufu striedajúce sa s efúziami krátkych tenkých lávových prúdov. Vo vrchnej časti komplex prekrývajú mladšie kužele skupiny Okrúhlica.

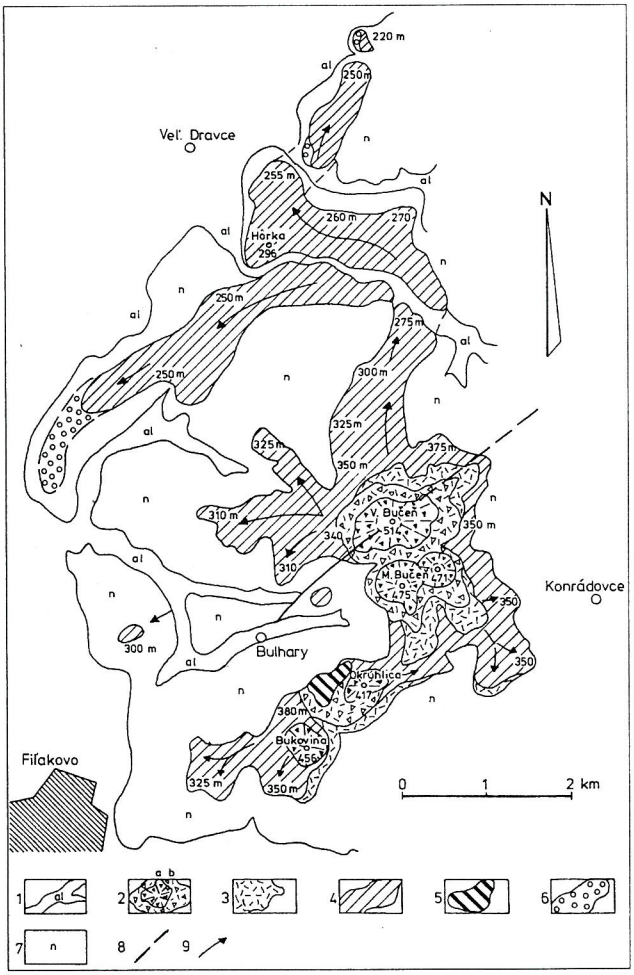
12. V oblasti kóty 383 Ostrá (4 km na SZ od Hodejova) tvoria relikt kužeľa aglomeráty a lapilovotroskový tuf. Pyroklastickým kužeľom preniká lávové teleso orientované približne v smere SSZ–JJV.

**Maary** sú ďalším typom povrchových vulkanických foriem. Vyvíjali sa v depresných štruktúrach spravidla misovitého tvaru formovaných v úvodných etapách explozívnych erupcií s úrovňou dna 100 až 130 m pod okolitým paleoreliéfom.

Maary sú z palagonitizovaného lapilového a troskovolapilového tufu s polohami bômb a aglutinátov formujúcich približne kruhové (prstencovité) valy okolo centrálnej depresie, často okupovanej vodným prostredím – maarovým jazerom. Na existenciu vodného prostredia poukazuje palagonitizácia pyroklastického materiálu, ako aj erupcie freatického typu (explózie vodnej pary a plynov) s výnosom väčšieho množstva úlomkov podložných sedimentov. Okrem freatických explózií prebiehali aj freatickomagmatické erupcie (ako výsledok priameho kontaktu vystupujúcej magmy s vodným prostredím maarového jazera) s produkciou pyroklastického materiálu v podobe palagonitizovaného lapilového a lapilovopemzového až lapilovotroskového tufu uložených pyroklastickými prívalmi *(pyroclastic surges)* typu bazálnych *(base surges)* a mokrých prívalov *(wet surges)*. Pri vývoji niektorých maarov nastali po zániku maarového jazera erupcie strombolského až havajského typu s vyvrhovaním trosky, bazaltových bômb a aglutinátov, ktoré vytvorili troskové kužele a prekryli maarové štruktúry (maar Hodejov).

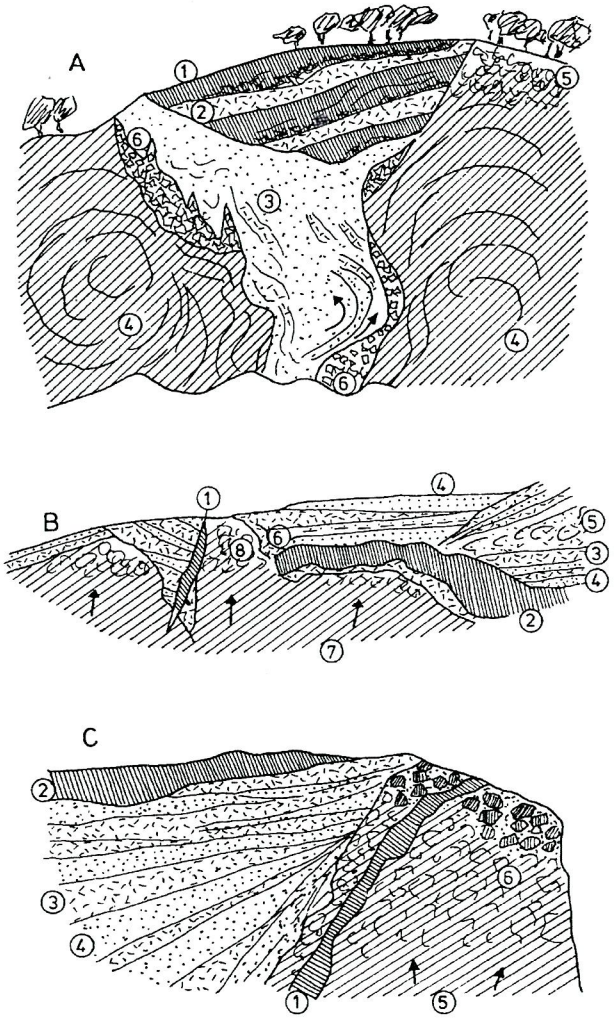
Po nasledujúcej erózii sa uloženiny pyroklastických valov podobne ako uloženiny vonkajších svahov – okrem ojedinelých reliktov – nezachovali a v podobe zvyškov sa pred denudáciou uchránili len časti vnútorných svahov (maary pri Fiľakove), často spevnené uloženinami aglutinátov a aglutinovaných bômb (Hodejov). Maarové štruktúry boli pri pokračujúcej vulkanickej aktivite často prekryté uloženinami mladších troskových kužeľov s lávovými prúdmi a pokrovmi pri ich úpätí (komplex Ostrá skala). V niektorých prípadoch nimi prenikali lávové neky alebo ich deštruoval výstup plytkých intrúzií (Bulhary; obr. 50).

13. Zvyškom maaru je aj vrch pod Fiľakovským hradom (obr. 51, foto 28). Sklon súvrství jemnozrnného a hrubozrnného lapilového palagonitizovaného tufu 15–20° smerom na JZ, Z a SZ indikuje vnútorný svah maarového valu




**Obr. 49.** Bazaltový komplex Veľký Bučeň. 1 – aluviálne sedimenty; 2 – troskový kužeľ: a – aglomeráty, b – aglomeráty, lapilový tuf, redeponované pyroklastiká; 3 – lapilový tuf a piesčitý tuf; 4 – lávový prúd; 5 – bazaltová extrúzia Bulhary; 6 – pliocénne fluviálne sedimenty v podloží lávových prúdov (štrk, piesok); 7 – nečlenené neogénne sedimenty; 8 – zlom; 9 – smer tečenia lávových prúdov (smer paleodolín).

**Fig. 49.** Veľký Bučeň basalt complex. 1 – alluvial sediments; 2 – cinder cone: a – agglomerate, b – agglomerate, lapilli tuff, redeposited pyroclastics; 3 – lapilli tuff and sandy tuff; 4 – lava flow; 5 – Bulhary basalt extrusion; 6 – Pliocene fluvial sediments in the underlier of lava flows (gravel, sand); 7 – Neogene sediments unspecified; 8 – fault; 9 – direction of lava flows (paleovalleys).




**Obr. 50.** Bulhary – bazaltová intrúzia. A – Sv. časť lomovej steny. 1–2 – nadložný explozívnoefuzívny komplex, 1 – lávový prúd, 2 – hrubozrnný lapilový tuf, 3 – deformované maarové sedimenty, 4 – bazaltová intrúzia (bazalt s koncentrickou odlučnosťou), 5 – zóna vezikulácie (napenenia) a brekciácie bazaltu, 6 – brekcia z úlomkov troskovitého bazaltu a maarových sedimentov (peperity). B – Východný okraj lomu – vrchná etáž (vrchná časť intrúzie). 1–6 – nadložný explozívnoefuzívny komplex, 1 – dajka, 2 – lávový prúd, 3 – lapilový tuf, 4 – drobnozrnný tuf, 5 – drobnozrnný tuf so sklzovými štruktúrami, 6 – jemnozrnný tuf, 7 – bazaltová intrúzia – masívny bazalt, 8 – pásmo vezikulácie (napenenia) a brekciácie bazaltu. C – Východná časť lomovej steny. 1–4 – nadložný explozívnoefuzívny komplex, 1 – dajka, 2 – lávový prúd, 3 – hrubozrnný lapilový tuf, 4 – drobnozrnný tuf, 5 – intrúzia – masívny bazalt, 6 – pásmo vezikulácie (napenenia) a brekciácie bazaltu, 7 – hyaloklastitová brekcia so zrnitým palagonitizovaným matrixom.

**Fig. 50.** Bulhary – basalt intrusion. A – Northeastern part of the quarry wall. 1–2 – overlying explosive-effusive complex, 1 – lava flow, 2 – coarse-grained lapilli tuff, 3 – deformed maar sediments, 4 – basalt intrusion (basalt with concentric jointing), 5 – zone of vesiculation and brecciation in basalt, 6 – breccia composed of fragments of scoria basalt and fragments of maar sediments (peperites). B – Eastern margin of the quarry – upper level (upper part of the extrusion). 1–6 – overlying explosive – effusive complex, 1 – dyke, 2 – lava flow, 3 – lapilli tuff, 4 – fine-grained tuff, 5 – fine-grained tuff with slide structures, 6 – fine-grained tuff, 7 – basaltic extrusion – massive basalt, 8 – zone of vesiculation and brecciation in basalt. C – Eastern part of the quarry wall. 1–4 – overlying explosive-effusive complex, 1 – dyke, 2 – lava flow, 3 – coarse-grained lapilli tuff, 4 – fine-grained tuff, 5 – intrusion – massive basalt, 6 – zone of vesiculation and brecciation in basalt, 7 – hyaloclastite breccia with granular palagonitized matrix.

s centrom na Z od hradného vrchu. Pri východnom okraji hradného vrchu polohy palagonitizovaného tufu ležia na sedimentoch egenburgu (obr. 51B). Vo vrchných úrovniach vnútorného svahu možno pozorovať deformačné sklzové textúry vzniknuvšie pri porušení stability uložením a pri ich nasledujúcom pohybe do nižších úrovní svahu (obr. 51A). Sklzové telesá z chaoticky uloženého materiálu s deformačnou textúrou tvoria výplň kanálov orientovaných dostredu maaru (obr. 51C, D, E). Uloženiny na vnútornom svahu maaru sú porušené zlomami s posunom čiastkových segmentov. Tieto skutočnosti, ako aj sklzové textúry poukazujú na seizmické otrasy v priebehu vývoja maarových štruktúr.

14. Reliktom samostatného maaru je aj Červený vrch (kóta 248,2) pri severnom okraji Fiľakova (obr. 52). Sklon súvrství lapilového a lapilovopemzového tufu 15–25° na J indikujú, že ide o severný segment maaru (o vnútornú časť svahu), ktorého centrum bolo situované južnejšie. Pri východnom okraji maaru sú na sedimentoch egenburgu polohy zvrstveného jemnozrnného tufu, vyššie nasledujú polohy limonitizovaného hnedočerveného a pemzového tufu, rozlámané a skĺznuté pod strmým uhlom do prívodového kanála resp. diatrémy (obr. 52B). Na polohe skĺznutých sedimentov ležia polohy lapilového tufu s pemzou s postupným vyrovnávaním sklonu a vo vrchnej časti odkryvu sú zdeformované bazaltové bomby.

Maary pri Fiľakove sú približne o 130 m nižšie ako najbližšie lávové prúdy komplexu Veľký Bučeň (na SV od Fiľakova).

15. Pyroklastiká v oblasti vrcholu Vyhliadka (kóta 244) pri západnom okraji Fiľakova sú pravdepodobne zvyškom deštruovaného maaru.

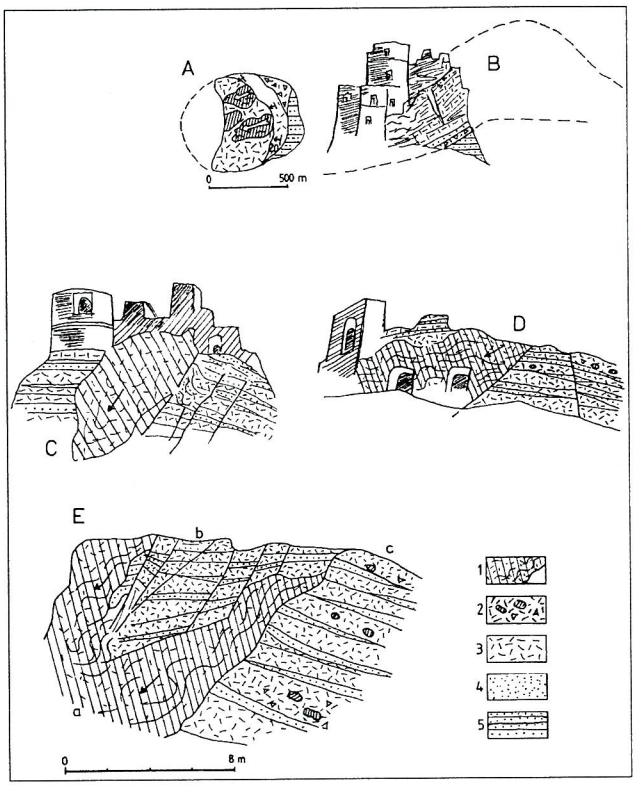
16. Maar Kostná dolina je asi 1 km na JV od Hajnáčky (na severnom svahu pod kótou 410 Matrač). Na povrchu sa vyznačuje plochým reliéfom (zhruba s izometrickým prierezom 500 x 370 m), ktorý je narezaný niekoľkými recentnými roklinami. Východy zvrstvených polôh lapilového tufu pri severozápadnom okraji maaru so znakmi sklzovej textúry predstavujú pôvodnú výplň maarovej depresie. Pôvodnú výplň maaru, overenú aj vrtom HJ-1 do hĺbky 31,5 m, tvoria tufitické piesčité sedimenty so siltovcovými vložkami. V spodnej časti vrt prenikol bazaltovou brekciou (25,6–31,5 m) a nižšie pokračoval v sedimentoch egenburgu. V centrálnej a západnej časti maar vypĺňajú piesčité sedimenty redeponované v prostredí prietočného jazera (druhotná výplň maaru; Vass et al., 2000). V týchto sedimentoch sú hojné kostrové zvyšky cicavčej fauny (identifikovali sa kosti pandy, opice, hyeny, drobných hlodavcov, mastodontov, nosorožcov a tapírov). Kosti sú v hlbokom erozívnom zárezе rozvetvených dolín pri severnom okraji maaru. Kostná dolina je typovou lokalitou biostratigrafickej škály európskeho kontinentálneho neogénu, a to zóny MN 16a s *Mimomis hassiacus* (v staršej literatúre *Mimomis hajnackensis,* Fejfar, 1964; Fejfar a Heinrich, 1987), čo je raný villaň (Villanyian, Sabol, ed., 2004). Lokalita Kostná dolina je chránená ako prírodná pamiatka.

17. Maar pri Hodejove, s plochou približne 600 x 800 m, je v strednej časti narezaný dolinou potoka Gortva (obr. 48, 53A). Jeho vnútorná stavba je obnažená v lomovej stene

vrchu s kótou 263,1 na sz. okraji Hodejova (obr. 53B). Spodnú časť výplne tvoria polohy strednozrnného až hrubozrnného hrdzavohnedého až hnedozeleného palagonitizovaného tufu so sklonom na SZ (5–17°) a okrem zriedkavých bômb sú prítomné aj zaoblené úlomky egerského šlíru s limonitovou, často vypálenou kôrou (obr. 53B/I). Po vyvetraní šlírových sedimentov zostávajú charakteristické „prázdne schránky".

Na deštruovanom povrchu spodnej časti maaru (pravdepodobne po mohutnej explózii) diskordantne leží vrchná časť maaru (obr. 53B/II), ktorá vypĺňa lievikovitú depresiu v podobe polôh palagonitizovaného svetlého tufu a tufovej brekcie s bombami sklonenými do centra maaru (t. j. do oblasti dnešných minerálnych prameňov). Na báze vrchnej časti maaru je poloha pemzového tufu a vyššie aglutinátov so znakmi sekundárneho tečenia so sklonom 45°. Vyššie nasledujú uloženiny freatomagmatických explózií v podobe svetlého lapilového tufu s ojedinelými bombami, ktoré sa po dopade zdeformovali v smere svahu. Vo vrchnej časti odkryvu je poloha aglutinovaných bômb a aglutinátov so sklonom okolo 10° indikujúca zánik vodného prostredia a vystriedanie freatických a freatomagmatických explózií erupciami strombolského typu alebo typu lávových fontán. Báza maaru pri Hodejove je približne o 120 m pod úrovňou paleoreliéfu, na ktorom leží prúd na J od Hodejova (hrebeň s kótou 352,1 Dolné Bukové; obr. 53A).

18. Maar pod Ostrou skalou (kóta 451,1) na S od Hajnáčky (obr. 47A, B) je súčasťou bazaltového komplexu vrátane troskového kužeľa s reliktmi lávových prúdov.




**Obr. 51.** Hradný vrch Fiľakovo – maar. A, B – Plošná schéma a rez maarom (vnútorný svah). C – Sklzové teleso vo vyššej úrovni vnútorného svahu. D – vrchná časť svahu – sklzové teleso a nadložné zvrstvené tufové polohy. 1 – deformované maarové sedimenty v sklzovej pozícii, 2 – lapilový tuf s bombami a úlomkami bazaltu, 3 – lapilový tuf, 4 – zvrstvený jemnozrnný tuf, 5 – podložné spodnomiocénne sedimenty. E – Detail sklzového telesa: a – chaotický lapilový tuf s deformačnými štruktúrami, b – blok tektonicky porušených polôh lapilového tufu vo vyššej časti sklzového telesa, c – zvrstvené polohy lapilového tufu s bombami mimo sklzového telesa.

**Fig. 51.** Fiľakovo castle hill – maar. A, B – Areal scheme and section through maar (internal slope). C – Slumping body at the higher level of internal slope. D – Upper part of the slope – slumping body and overlying bedded tuffs. 1 – deformed maar sediments in slumping position, 2 – lapilli tuffs with bombs and basalt fragments, 3 – lapilli tuffs, 4 – bedded fine-grained tuffs, 5 – underlying Lower Miocene sediments. E – A detail of slumping body: a – chaotic lapilli tuf with deformational structures, b – block of tectonically disrupted lapilli tuff in the higher part of the slumping body, c – bedded lapilli tuff with bombs out of the slumping body.

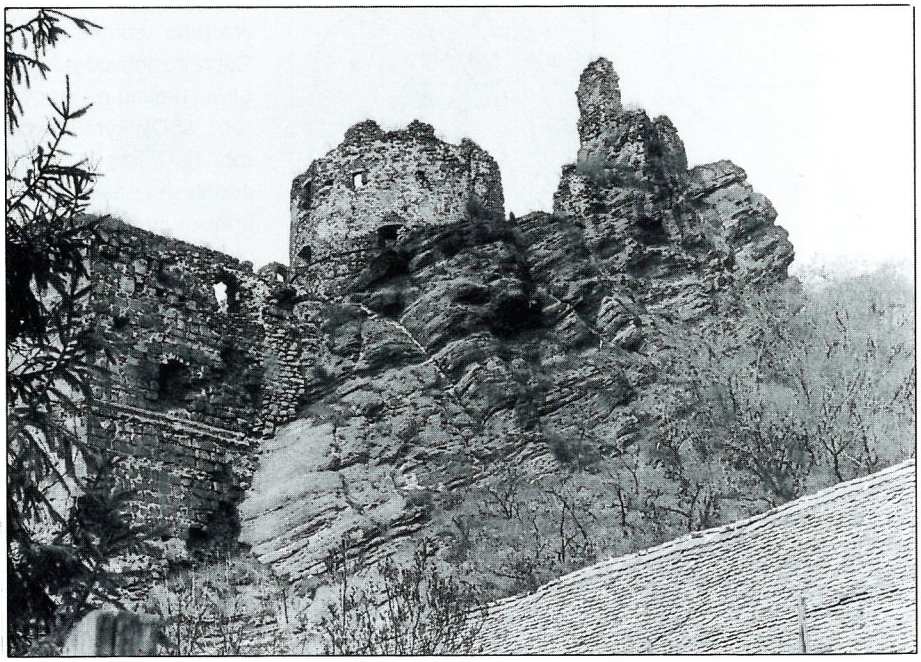


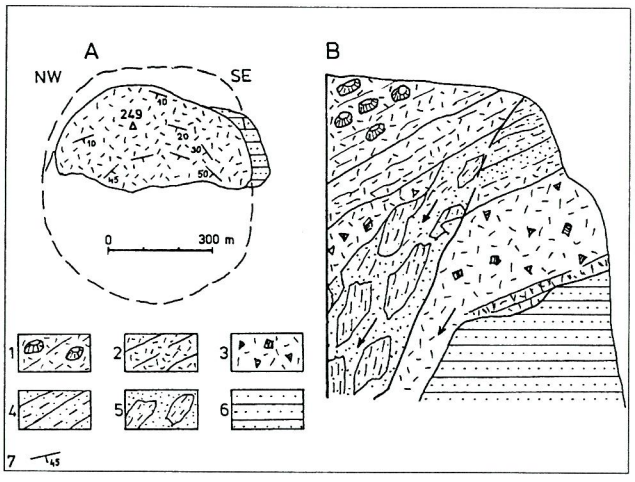
**Foto 28.** Ruiny fiľakovského hradu na tufovom vale (ringu) jedného z fiľakovských maarov. Cerová bazaltová formácia. Cerová vrchovina. Foto Ľ. Gaál.

**Photo 28.** Fiľakovo castle hill. Castle was built up on a relic of maar ring Cerová basalt Formation, Cerová vrchovina Upland. Photo Ľ. Gaál.

Vnútorná výplň maaru je odkrytá v zárezoch dolín v podloží troskového kužeľa medzi kótou 468,4 Zaboda a 451,1 Ostrá skala. Na báze misovitej depresie je pri jej severnom okraji uložený tuf s vysokým obsahom materiálu podložných sedimentov v podobe matrixu, ako aj úlomkov. Sklzové textúry dokumentujú nestabilitu uloženín na svahu pri okraji maaru (obr. 47C). Vyššie vo výplni nasledujú vrstvy jemnozrnného a hrubozrnného palagonitizovaného tufu, polohy bômb a aglutinátov. V centrálnej časti maarovej výplne je poloha nesúdržného svetlého piesku s ojedinelými vulkanickými bombami, ktoré tvoria po dopade impaktové textúry (obr. 47C). Piesok pochádza z podložných sedimentov a do centrálnej časti maarovej depresie sa dostal z podložia pri freatických explóziách alebo pri explóziách plynu *(gas explosion)*. Vyššie nasledujú súvrstvia lapilovotroskového tufu a aglomerátov. Pri severnom okraji výplňou maaru preniká bazaltový nek. Maar je sčasti prekrytý mladším troskovým kužeľom.

19. Relikt maarovej výplne v podobe palagonitizovaných tufov je aj severnejšie na svahu doliny na J od osady Gortva.

20. Maar na SZ od kóty 361,4 Slivník (približne 2,8 km na SZ od Blhoviec) s rozlohou 250 x 350 m je odkrytý v zárezoch dolín. Vo výplni depresie misovitého tvaru v spodnej časti prevláda palagonitizovaný tuf s vezikulovanými bombami a aglomerátmi so sklonom 20–30° do centra depresie. Vyššie vo výplni nasledujú polohy aglutinovaných bômb a aglutináty so znakmi sekundárneho tečenia a v ich nadloží hyaloklastitová brekcia skladajúca sa prevažne z angulárnych úlomkov až blokov so sklovitými okrajmi. Výplň maaru je vo výške 250–320 m n. m.




**Obr. 52.** Červený vrch pri Fiľakove – maar. A – Plošná schéma maaru, B – Detail východného okraja maaru. 1 – zvrstvené polohy lapilového tufu s bazaltovými bombami, 2 – zvrstvené polohy lapilového tufu, 3 – nezvrstvené polohy lapilového tufu s úlomkami bazaltu a bombami, 4 – zvrstvené polohy drobnozrnného tufu, 5 – skĺznuté bloky drobnozrnného tufu, 6 – spodnomiocénne sedimenty, 7 – sklony vrstiev do centra maaru.

**Fig. 52.** Červený vrch hill maar near Fiľakovo. A – Areal scheme of the maar. B – Detail of eastern margin of the maar. 1 – bedded lapilli tuff with basalt bombs, 2 – bedded lapilli tuff, 3 – nonbedded lapilli tuff with basalt fragments and bombs, 4 – bedded fine-grained tuff, 5 – slided blocks of fine-grained tuff, 6 – Lower Miocene sediments, 7 – dip of beds into the central part of the maar.

Medzi Hodejovom a Konrádovcami je viac reliktov pyroklastických uloženín v n. v. 200–300 m, ktoré sú pravdepodobne zvyškom maarových uloženín alebo pôvodne súvislejších pyroklastických polôh a pokrovov. Súvislejšie odkryvy reprezentované lapilovopemzovým a lapilovým tufom sú na svahoch doliny Gortva medzi Hodejovom a samotou Durenda a v okolí Blhoviec. Tufové súvrstvia sú lokálne dobre zvrstvené. Niektoré lokality sa skúmali geofyzikálnymi metódami (geomagnetickým a geoelektrickým profilovaním) a na základe pozitívnych výsledkov sa krátkymi vrtmi overila maarová výplň na SZ od osady Čokovo (asi 3,5 km na SZ od Hodejova).

Ďalšia pravdepodobne maarová štruktúra sa overila geomagnetickým meraním na V od samoty Durenda na južnom svahu pod kótou 263,7 až po úroveň dna doliny Gortvy. Podobnými reliktmi maarovej výplne sú výskyty palagonitizovaného tufu na svahu doliny riečky Gortva na S a J od Blhoviec (Konečný a Kubeš, 2000).

**Lávové neky a prieniky** sú telesá s eliptickým až izometrickým prierezom s priemerom od niekoľkých metrov do 250 m alebo smerovo orientované telesá. Pri okraji sa v niektorých prípadoch zachovali brekciové pásma. Lávové neky vystupujú ako izolované sčasti vypreparované telesá uprostred spodnomiocénnych sedimentov (Veľké Hradište, Šomoška, Tilič, teleso pod kótou 497 Rakvica, Steblová skala) alebo v centre troskových kužeľov (Ostrá skala, Ostrá), prípadne v prostredí maarových sedimentov (nek pri severnom okraji maaru pod Ostrou skalou).

21. Lávový nek Veľké Hradište (kóta 386) približne 5 km na Z od Fiľakova s izometrickým prierezom s priemerom okolo 250 m je vypreparované bazaltové teleso prevyšujúce okolie zhruba o 40 m (obr. 54). Stĺpcovitá odlučnosť orientovaná kolmo na steny pôvodného kanála indikuje jeho rozšírenie vo vrchnej časti. Pri východnom okraji zónou brekcií preniká apofýza z vnútornej časti lávového telesa (obr. 54 B/3).

22. Lávový nek Šomoška je vypreparované bazaltové teleso s eliptickým prierezom 160 x 130 m (obr. 55A, B). Na jeho vrchole je sčasti rekonštruovaný hrad Šomoška. Subhorizontálny priebeh stĺpcovitej odlučnosti pri západnom okraji (kolmo na steny kanála) indikuje okraj lávového neku (obr. 55D), kým vztyčovanie stĺpcov pri východnom okraji (obr. 55C, foto 21) dokumentuje rozšírenie priestoru s pravdepodobným priechodom do plochého lávového telesa (výplň krátera alebo prechod do lávového prúdu). Pri severnom okraji telesa na svahu sú odkryvy brekcie s usmernenými lávovými fragmentmi a bližšie k telesu brekcia a tuf s vezikulovanými subsférickými fragmentmi bazaltu (obr. 55B). Brekcia a tuf predstavujú výplň pôvodnej diatrémy.

Vrchnú vulkanickú stavbu (pravdepodobne troskový kužeľ) neku Veľké Hradište, ako aj Šomoška úplne odstránila denudácia.

23. Na J od Pohanského vrchu (Malý Karad) sú v prostredí spodnomiocénnych sedimentov vypreparované dva menšie neky so stĺpcovou odlučnosťou (obr. 38).

24. Na J od kóty 486 Steblová skala je sčasti izolovaný vypreparovaný nek s dobre vyvinutou stĺpcovou odlučnosťou a s orientáciou v podobe obráteného vejára indikujúcou

rozšírenie priestoru vo vrchnej časti. S nekom asociuje bazaltový komplex v podobe dajky a zvyšku lávového prúdu smerujúceho na S (obr. 48).

25. Lávové teleso V od Belinskej hory na východnom svahu Rakvice (kóta 497,0) vystupuje ako výrazný morfologický útvar v prostredí spodnomiocénnych sedimentov (pravdepodobne ide o lávový nek). Vo vrcholovej časti sa rozpadlo na bloky (obr. 43).

26. Morfologicky nápadným útvarom vystupujúcim v reliéfe je teleso Tilič (kóta 476), pravdepodobne lávový nek, na V od bazaltového komplexu Pohanský hrad. V oblasti vrcholu sa rozpadáva na bloky sčasti vezikulovaného bazaltu (obr. 45).

27. Lávové teleso v oblasti vrcholu Ostrej skaly (kóta 451) je pravdepodobne výplňou centrálneho prívodu troskového kužeľa. Vo vrchnej časti sa rozširuje do lávového telesa v podobe výplne kráteru (obr. 47B).

28. V rámci výplne maaru na východnom svahu pod kótou 451,1 Ostrá skala vystupuje sčasti vypreparované teleso bazaltu s eliptickým prierezom 10 x 20 m (obr. 47B). Vertikálne orientované litofýzy po unikajúcom plyne potvrdzujú vertikálny výstup telesa (lávový nek).

29. Troskovým kužeľom Ostrá (4 km na SZ od Hodejova) vo vrcholovej časti preniká lávové teleso orientované približne v smere SSZ–JJV. Je pravdepodobne výplňou fraktúry uvedeného smeru.

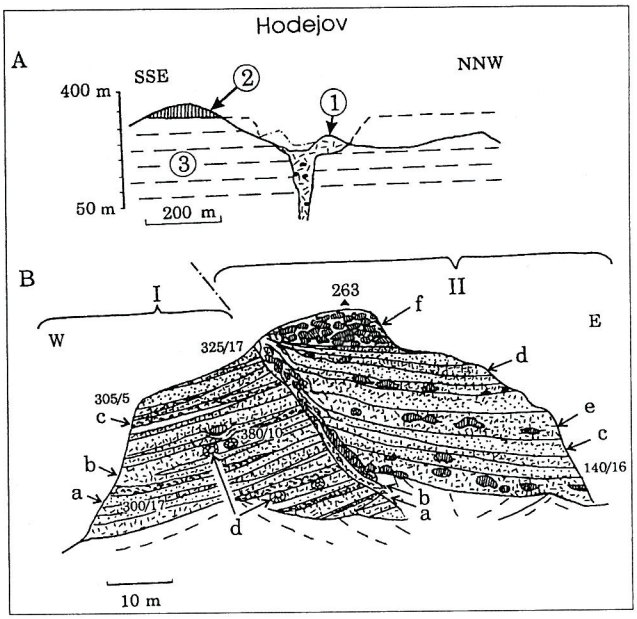
**Dajky** vystupujú ojedinele v prostredí spodnomiocénnych sedimentov, ale častejšie v súvislosti s troskovými kužeľmi, maarmi a diatrémami.

30. Na V od kóty Monica na svahu v prostredí spodnomiocénnych sedimentov vystupuje dajka orientovaná v smere S–J dlhá 200 m a široká 10 m (obr. 38).

31. Troskovým kužeľom Roháč preniká nek prechádzajúci do dajky orientovanej v smere SZ–JV (obr. 46).

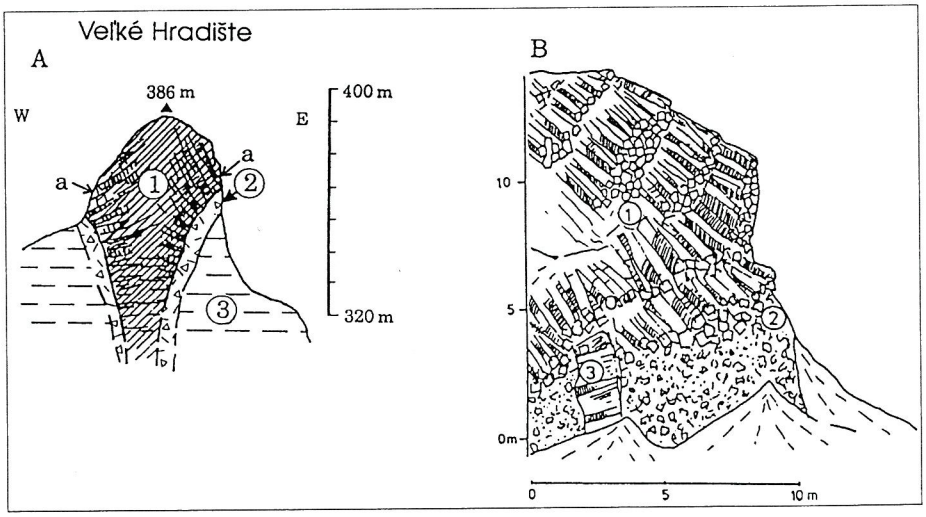
32. Vo vrchnej časti kužeľa Dunivá hora (kóta 607,4) aglutinátmi a aglutinovanými bombami preniká dajka široká 3–4 m (obr. 42D).

33. Dajky vo výplni diatrém na lokalite Hajnáčka a Šurice (obr. 56A, B; foto 24, 25) sa vyznačujú nepravidelným, prevažne strmým priebehom s variabilnou šírkou a dĺžkou. Pri okraji sú dajky často silne vezikulované a brekciovité. Časté sú litofýzy so strmým až vertikálnym priebehom. Niektoré dajky vo výplni diatrémy Šurice prechádzajú do krátkych apofýz ložného typu sledujúcich plochy vrstvovitosti. Dajky sú často tektonicky rozčlenené na jednotlivé časti a tieto sú posunuté.




**Obr. 53.** Hodejovský maar – zvyšky tufového kužeľa s dvomi vývojovými štádiami. A – Geologický rez. 1 – tufový ring s prechodom do diatrémy, 2 – starší lávový prúd, 3 – spodnomiocénne sedimenty. B – Lom pri obci Hodejov. I – Staršia časť tufového kužeľa: a – jemnozrnný tuf, b – hrubozrnný lapilový tuf, c – bazaltová troska, d – úlomky spodnomiocénnych sedimentov s limonitovou kôrou; II – mladšia časť kužeľa: a – pemzový freatický tuf, b – aglutináty (sekundárny lávový prúd), c – jemnozrnný palagonitový tuf, d – hrubozrnný palagonitový tuf, e – hrubozrnný palagonitový tuf s bazaltovými bombami, f – aglutináty.

**Fig. 53.** Hodejov maar – remnant of tuff cone with two evolutionary phases. A – cross-section: 1 – tuff ring with diatreme, 2 – older lava flow, 3 – Lower Miocene sediments. B – quarry at Hodejov village. I – older part of tuff cone structure: a – fine tuff, b – coarse lapilli tuff, c – scoria, d – Lower Miocene sediments with limonitic rim; II – younger part: a – pumiceous phreatic tuff, b – agglutinate (secondary lava flow), c – fine palagonite tuff, d – coarse palagonite tuff, e – coarse palagonite tuff with basalt bombs, f – agglutinates.




**Obr. 54.** Veľké Hradište – bazaltový nek. A – Geologický rez. 1 – bazaltový nek: a – bazalt so stĺpcovitou odlučnosťou, 2 – brekcia vo výplni diatrémy, 3 – spodnomiocénne sedimenty. B – Východný okraj neku (detail). 1 – bazalt so stĺpcovitou odlučnosťou, 2 – brekcia vo výplni diatrémy, neková brekcia, 3 – bazaltová dajka.

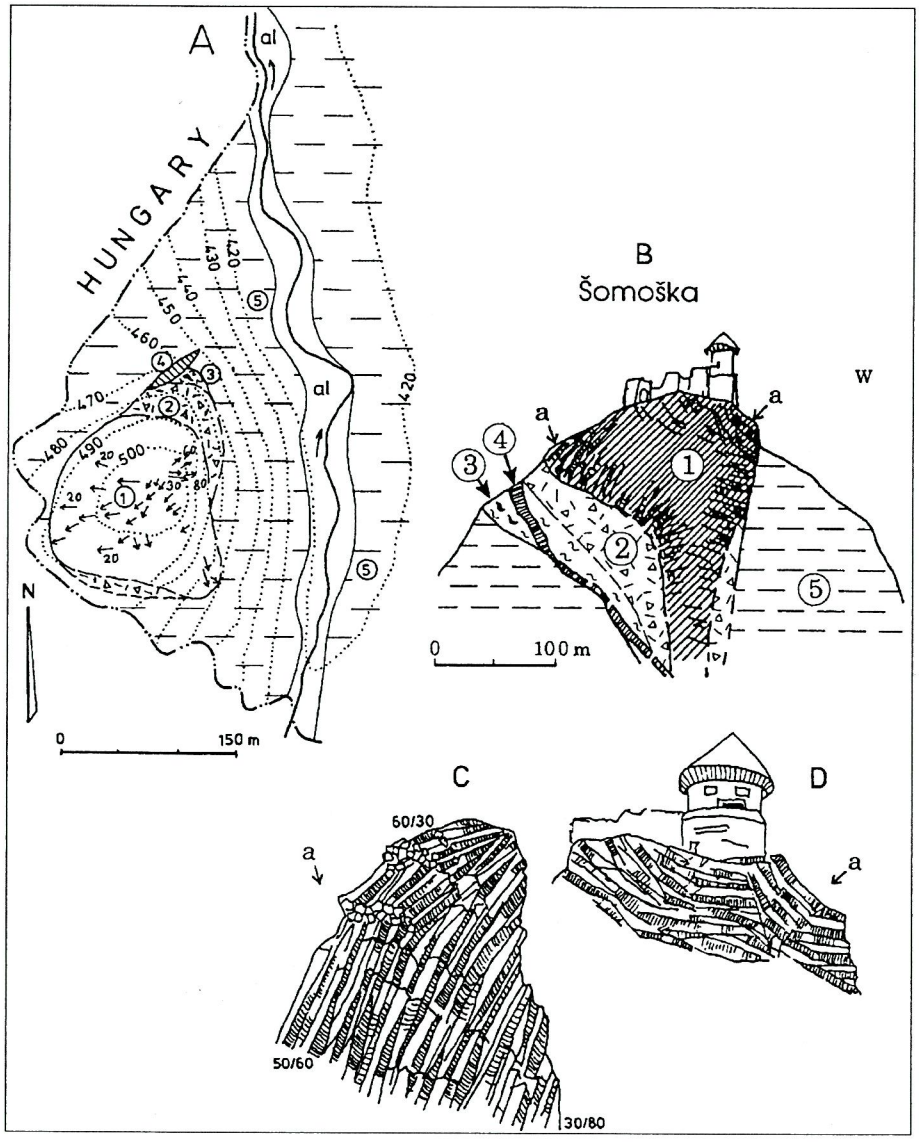
**Fig. 54.** Veľké Hradište – basalt neck. A – Geological cross-section. 1 – basalt neck: a – basalt with columnar jointing, 2 – breccia in the diatreme filling, 3 – Lower Miocene sediments. B – Eastern edge of the neck (detail). 1 – basalt with columnar jointing, 2 – breccia in the diatreme filling, 3 – basalt dyke.

**Diatrémy** predstavujú vypreparovanú výplň prívodových kanálov, ktorými sa transportoval pyroklastický materiál k povrchovým maarovým štruktúram odstráneným denudačným zrezom. Výplň diatrém sa vyznačuje značnou variabilitou litologického zloženia.

34. Vypreparované teleso diatrémy pri Šuriciach (obr. 56A, foto 25) je výrazný morfologický útvar prevyšujúci okolie asi o 90 m (kóta 316,3 Soví hrad). Spodnú časť výplne tvoria polohy nezvrstvenej palagonitizovanej tufobrekcie s hojnými xenolitmi podložných sedimentov. Pri západnom okraji diatrémy sú odkryté sedimenty egenburgu, cez ktoré diatréma preniká. Vo vrchnej časti diatrémy sú v poklesnutej pozícii bloky pochádzajúce z povrchového maaru. V spodnej úrovni sú zvrstvené polohy jemnozrnného až hrubozrnného lapilového tufu striedajúce sa s polohami brekcií, vo vrchnej úrovni sú časté polohy aglutinovaných bômb a aglutinátov. Výplňou diatrémy vo vrchnej časti preniká roj bazaltových dajok sledujúcich najmä okraje poklesnutých blokov. Pozorovateľný je prechod z dajok do krátkych apofýz ložného typu, ktoré sledujú litologické rozhrania zvrstvených tufových súvrství. V rámci súvrství sú aj polohy brekcií s paralelne deformovanými fragmentmi, ktoré predstavujú dezintegrovanú bazaltovú lávu intrudovanú pozdĺž litologických rozhraní.

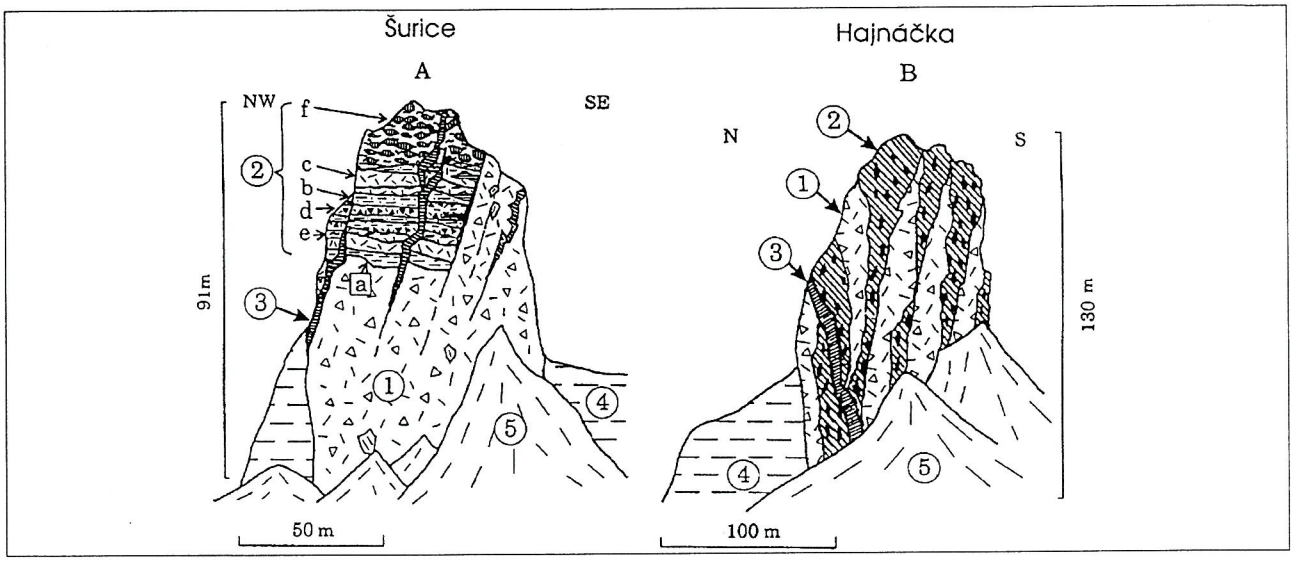
35. Vypreparovaná diatréma pri Hajnáčke (kóta 355,2) je v reliéfe výraznou morfologickou dominantou (obr. 56B, foto 24). Jej výplňou je sivozelená tufobrekcia (sčasti palagonitizovaná) s hojnými úlomkami podložných sedimentov. Cez výplň prenikajú telesá intruzívnych brekcií s paralelne deformovanými fragmentmi bazaltu so strmým až vertikálnym priebehom. Pri západnom okraji intruduje bazaltová dajka so strmým až subvertikálnym priebehom široká okolo 0,8–1,5 m ako najmladší člen výplne. Sú v nej uzavreté úlomky až bloky maarových jemnozrnných sedimentov poklesnuté z vyšších úrovní do fraktúry, po ktorej vystupovala láva.

36. V podpovrchovej úrovni maaru na J od Hajnáčky je obnažená časť výplne diatrémy, ktorú tvoria bloky spodnomiocénnych sedimentov (sčasti rotované a zaobľované). Brekcia predstavuje iniciálne štádium vývoja diatrémy, keď ako výsledok erupcie plynnej fázy vzniká perforácia sedimentov a otvára sa prívodová cesta.




**Obr. 55.** Bazaltový nek Šomoška. A – Plošná schéma neku. 1 – vnútorná časť neku s orientáciou stĺpcovitej odlučnosti, 2 – brekcia vo výplni diatrémy, 3 – troskovo-lapilový tuf s deformovanými fragmentmi bazaltu, 4 – bazaltová dajka, 5 – spodnomiocénne sedimenty. B – Geologický rez – Schéma stavby bazaltového neku a diatrémy. 1 – bazaltový nek, a1 – stĺpcová odlučnosť pri západnom okraji neku, a2 – stĺpcová odlučnosť pri východnom okraji neku, 2 – tuf a brekcia vo výplni diatrémy, 3 – bazaltová troska pri okraji diatrémy, 4 – bazaltová dajka, 5 – spodnomiocénne sedimenty. C – Stĺpcovitá odlučnosť pri východnom okraji neku. D – Stĺpcovitá odlučnosť pri západnom okraji neku.

**Fig. 55.** Basalt neck Šomoška. A – Areal scheme of the neck. 1 – internal part of the neck with orientation of columnar jointing, 2 – breccia in the diatreme filling, 3 – cinder-lapilli tuff with deformed basalt fragments, 4 – basalt dyke, 5 – Lower Miocene sediments. B – Geological cross-section: 1 – basalt neck, a1 – columnar jointing at the western edge of the neck, a2 – columnar jointing at the eastern edge of the neck, 2 – tuff and breccia of diatreme, 3 – basalt scoria at the edge of diatreme, 4 – basalt dyke, 5 – Lower Miocene sediments. C – columnar jointing near eastern margin of the neck. D – columnar jointing near western margin of the neck.

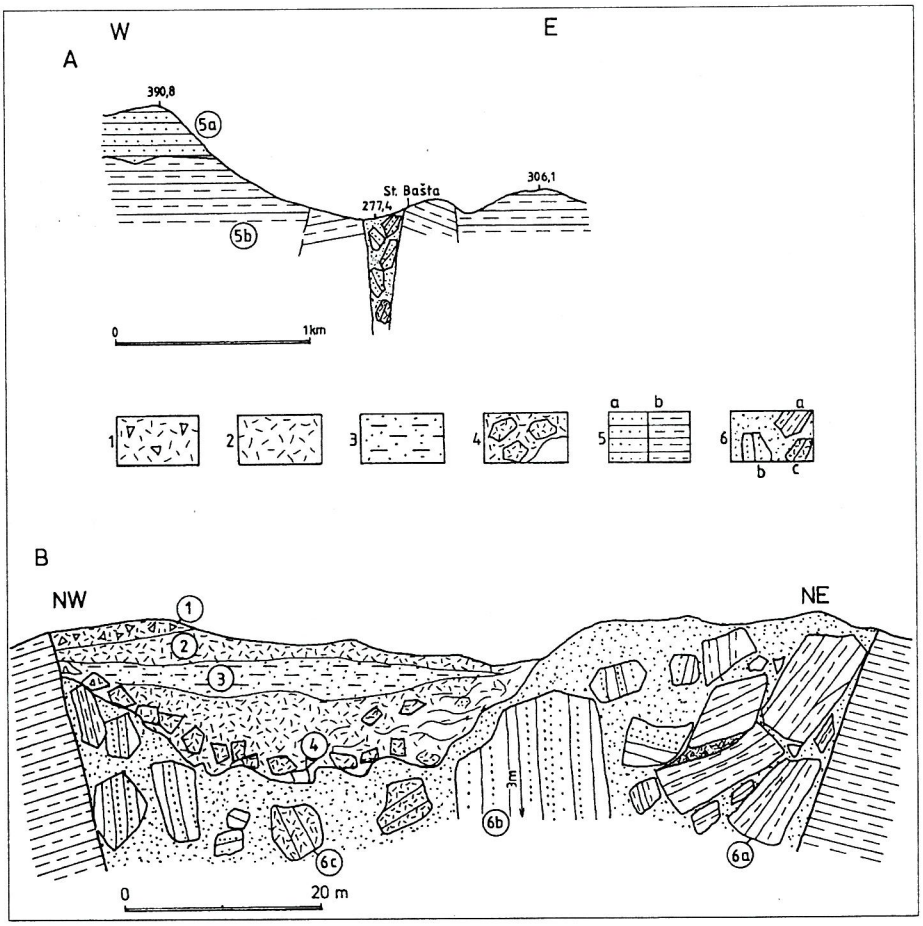



**Obr. 56.** Diatréma Šurice (Soví hrad). 1 – palagonitizovaná tufobrekcia s úlomkami a blokmi spodnomiocénnych sedimentov, 2 – poklesnutý blok povrchového maaru: a – tufosiltovce, b – jemnozrnný tuf, c – lapilový tuf, d – palagonitizovaná tufobrekcia, e – lapilový tuf s troskou, f – aglutinované bazaltové bomby s troskovitým matrixom, 3 – bazaltové dajky a krátke ložné prieniky (silly), 4 – spodnomiocénne sedimenty, 5 – sutina. B – Diatréma Hajnáčka. 1 – palagonitizovaná tufobrekcia s úlomkami spodnomiocénnych sedimentov, 2 – brekcia s troskovými fragmentmi, 3 – bazaltová dajka, 4 – spodnomiocénne sedimenty, 5 – sutina.

**Fig. 56.** Diatremes. A – Šurice diatreme: 1 – palagonitized tuff breccia with blocks of Lower Miocene sediments, 2 – subsided block of maar fill, a – tuff-siltstone, b – fine tuff, c – coarse-lapilli tuff, d – palagonitized tuff breccia, e – lapilli tuff with scoria fragments, f – agglutinated bombs with scoria matrix, 3 – dykes and short sills, 4 – Lower Miocene sediments, 5 – scree. B – Hajnáčka diatreme: 1 – palagonitized tuff breccia, 2 – breccia with scoria fragments, 3 – dyke, 4 – Lower Miocene sediments, 5 – scree.

**Obr. 57.** Diatréma pri Starej Bašte. A – Geologický rez, B – Odkryv pri západnom okraji obce. 1 – lapilový tuf a tufobrekcia s drobnými úlomkami bazaltu, 2 – lapilový tuf, 3 – jemnozrnný tuf a siltovec, 4 – nezvrstvené polohy hrubozrnného tufu so sklzovými textúrami a s úlomkami až blokmi lapilového tufu, 5 – spodnomiocénne sedimenty (egenburg): a – tachtianske pieskovce (sivý rozpadavý pieskovec a piesok), b – jalovské vrstvy (pieskovcové vrstvy so šikmým zvrstvením a s glaukonitom), 6 – bloky spodnomiocénnych sedimentov vo výplni diatrémy: a – tachtianske pieskovce, b – jalovské vrstvy, c – bukovinské súvrstvie (ryodacitový tuf a tufit).

**Fig. 57.** Diatreme near Stará Bašta village. A – Geological cross-section, B – Outcrop near the western end of the village. 1 – lapilli tuffs and tuffobreccias with small basalt fragments, 2 – lapilli tuff, 3 – fine-grained tuff and siltstone, 4 – non-bedded coarse-grained tuff with slip structures and with fragments to blocks of lapilli tuffs, 5 – Lower Miocene sediments (Eggenburgian): a – Tachty Sandstone (grey friable sandstones and sand), b – Jalová Sandstone (cross-bedded sandstones with glauconite), 6 – blocks of Lower Miocene sediments in the diatreme filling: a – Tachty Sandstone, b – Jalová Sandstone, c – Bukovinka Formation (rhyodacite tuff and tuffite).



Tab. 49
Prehľad vybraných vrtov v severnej časti Lučenskej kotliny
A review of selected drill holes in the northern part of the Lučenská kotlina Depression

| Označenie vrtu Boreholes No | Nadmorská výška Altitude | Kvartér Quaternary | Terciérna výplň Lučenskej kotliny Tertiary filling of Lučenská kotlina Depression | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Pont Pontian | | Báden Badenian | Eger Egerian | | | Kiscell Kiscellian | | | | |
| | | | | | | Lučenské súvrstvie Lučenec Fm. | | | Čížske súvrstvie Čiž Fm. | | | | |
| | | | ps. | pfm. | | sš. | bv. | pv. | rv. | lv. | hv. | blv. | sv. |
| 647 | 200 | 9,0 | 20,2 | | | 153,4 | | | | | 166,0 | | 231,9 |
| 648 | 220 | | 24,0 | | | 124,9 | | 130,0 | 157,8 | | 163,0 | | 174,0 |
| 649 | 210 | 6,0 | | | | 150,0 | | 154,5 | | | | | 164,0 |
| 650 | 225 | 11,3 | | | | 231,9 | | 248,7 | | | | | 377,8 |
| 651 | 190 | 9,8 | | | | 325,0* | | | | | 327,6 | | |
| 652 | 292 | 1,0 | | | | 228,0 | | 235,0 | | | | | |
| 998 | 258 | 6,1 | 22,5 | | | 255,5* | | | | | | | |
| 999 | 221 | 4,0 | 38,2 | | | | | | | | | | |
| 1001 | 225 | 4,0 | 27,5 | | | 36,0 | | 38,0 | | | | | |
| 1014 | 199 | 10,4 | | | | 358,4* | | | | | | | |
| 1152 | 199 | 5,0 | 8,0 | | | 162,0* | | | | | 172,0 | | |
| 1162 | 195 | 5,5 | | | | 328,2 | | 334,0 | | | | | |
| 1163 | 230 | 8,0 | 24,2 | | | 277,2* | | | | | 320,0 ? | | 325,1 |
| 1169 | 214 | 8,5 | | | | 287,3* | | | | | | | |
| 1170 | 213 | 5,5 | | | | 295,0* | | | | | | | |
| 1171 | 214 | 6,0 | 26,8 | | | | | | | | | | |
| LR-1 | 214 | 3,6 | 6,8 | | | 137,8 | | 138,0 | | | | | |
| LR-4 | 265 | 1,4 | | | | 245,0 | 251,0 | | | | 266,8 | | |
| LR-5 | 244 | 5,7 | | | | 471,2 | | 499,3 | | | | 515,7 | 537,0 |
| PO-2 | 227 | 1,5 | 85,0 | 3,0 | 113,5 | | | | | | | | |
| PO-3 | 211 | 0,8 | 74,0 | 3,4 | | | | | | | | | |
| PO-4 | 210 | 3,0 | 83,0 | 15,0 | 85,0 | | | | | | | | |
| PO-9 | 213 | 1,8 | | | | 112,4 | | | | | 117,0 | 124,0 | |
| PO-10 | 271 | 4,0 | | | | 91,5 | | 99,9 | | | 115,6 | 123,6 | |
| PO-12 | 235 | 8,7 | | | 11,5 | | | | | | | | |
| PO-14 | 213 | 9,5 | 33,0 | | | | | | | | | | |
| PO-16 | 223 | 5,0 | 25,3 | | | 44,3 | | 57,8 | 64,0 | | | 66,8 | |
| PO-17 | 217 | 6,0 | 20,0 | | | 54,0 | | 55,8 | | | 64,2 | 71,5 | |
| PO-18 | 233 | 2,5 | 54,0 | | | 56,3 | | 58,4 | | | | | |
| PO-22 | 242 | 4,3 | 81,0 | 24,0 | | | | | | | | | |
| PO-23 | 237 | 5,4 | | | | | | | | | | | |
| PR-1 | 220 | 6,0 | 21,0 | | | 101,0 | | 194,0 | | | | | |
| PR-2 | 208 | 3,1 | 8,1 | | | 54,0 | | 90,7 | | | | | |
| PR-3 | 202 | 5,8 | 8,3 | | | 112,7 | | 217,5 | | | | | |
| PR-4 | 295 | 3,4 | 34,5 | | 44,0 | | | | | | | | |
| PR-5 | 270 | 3,5 | 28,5 | | | 32,5* | | | | | | | |
| PR-7 | 311 | 5,8 | | | 9,0 | 106,0* | | | | | | | |
| PR-8 | 295 | 4,8 | | | 34,5 | 135,0 | | 139,0 | | | | | |
| PR-9 | 230 | 16,8 | | | | | | | | | | | |
| PR-10 | 196 | 4,0 | | | | 55,0 | | 76,0 | | | | | 110,0 |
| PR-12 | 240 | 7,0 | | | | | | | | | | | |
| PR-13 | 229 | 5,0 | 7,0 | | | 25,0 | | 30,0 | | | | | |
| PR-14 | 260 | 4,0 | 61,0 | | | | | | | | | | |
| PR-15 | 267 | 4,3 | 83,0 | | | 95,0 | | 102,0 | | | | | |
| PR-16 | 227 | | 46,0 | | | | | | | | | | |
| PR-17 | 220 | 6,0 | 13,0 | | | | | | | | | | |
| PR-18 | 289 | 3,0 | 63,0 | | | | | | | | | | |
| PR-21 | 238 | 6,5 | 37,0 | | | 50,0* | | | | | | | |
| PR-22 | 238 | 3,3 | 44,3 | | | 81,5* | | | | | 115,5 | 124,0 | |
| PR-23 | 214 | 5,4 | 8,4 | | | 80,0 | | | | 125,8 | 147,0 | 164,5 | |
| PR-24 | 222 | 3,0 | | | | 90,0* | | | | | | | |
| PR-25 | 321 | 0,5 | 9,2 | | | 30,0* | | | | | | | |
| PR-26 | 322 | 1,3 | | | 8,1 | 66,0* | | | | | | | |
| PR-27 | 305 | 4,0 | | | 10,4 | | | | | | | | |
| PR-31 | 291 | 0,7 | 38,0 | | | | | | | | | | |
| EHČ-1 | 211 | 5,0 | 26,0 | 50,0 | | 110,0 | | 115,0 | 132,0 | | | 133,1 | 141,6 |
| JH-1 | 238 | 10,8 | | | | 144,0 | 153,2 | 154,0 | | | 171,0 | 174,7 | 207,3 |
| HGL-1 | 185 | | | | | 374,0* | | | 381,0 | | | 384,0 | |
| H-1 | | 19,0 ? | | | | 350,0* | | | | 350,0** | | | |
| ED-1 | | 7,2 | | | | 151,0 | | | | | | | |
| LV-5 | 256 | 1,1 | 18,0 | | | 50,0 | | | | | | | |
| LV-15 | 223 | 0,5 | 16,0 | | | 50,0 | | | | | | | |

Tab. 49 – pokračovanie/continuation

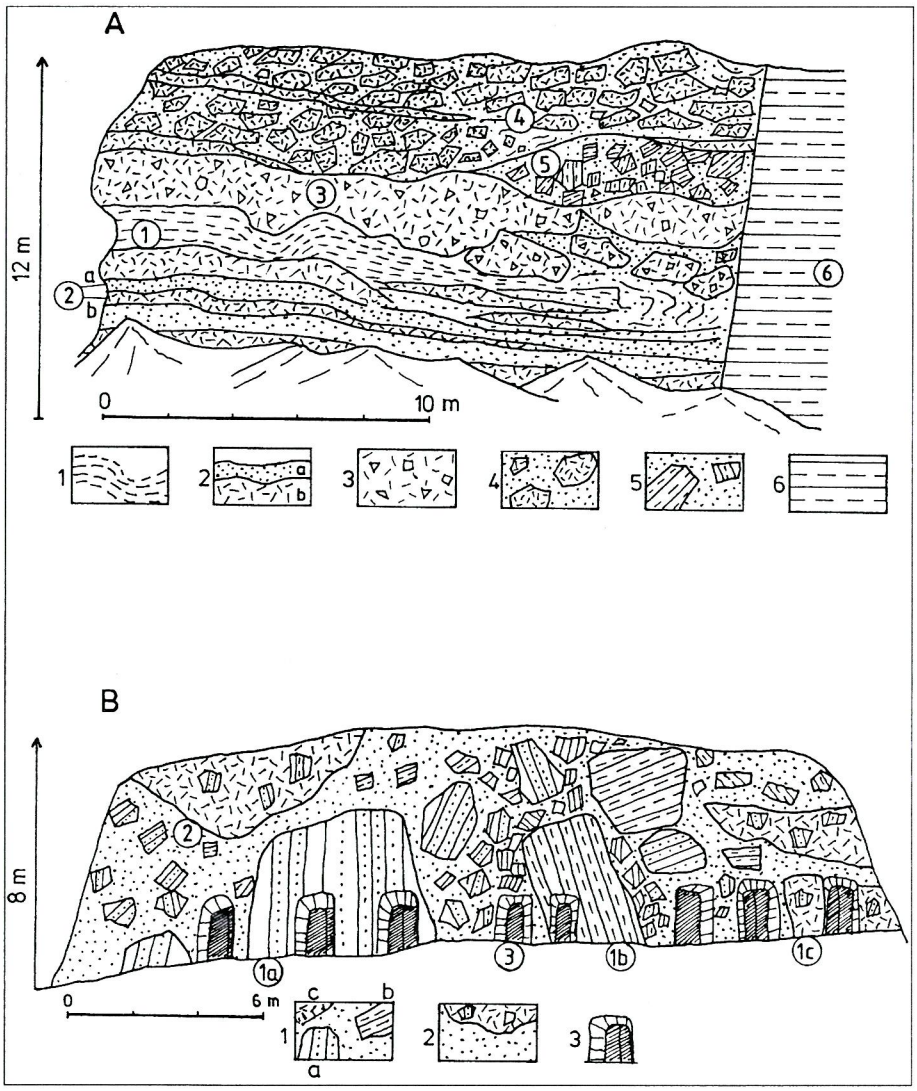
| Gemerikum | Veporikum | | Poznámka Notice | Zdroj informácií Information source | Vysvetlivky Explanations |
|---|---|---|---|---|---|
| Karbón Carboniferous | Trias Triassic | Mladšie paleozoikum Upper Paleozoic | | | |
| Ochtinská skupina Ochtiná Group | | | | | |
| 272,0 | | | | Archív Uran pres | ps. – poltárske súvrstvie Poltár Fm. |
| 266,8 | | | | Archív Uran pres | pfm. – podrečianska Form. Podrečany Fm. |
| 240,0 | | | | Archív Uran pres | sš. – szécsénsky šlír Szécsény Schlier |
| 358,8 | | | | Archív Uran pres | bv. – budikovianske vrstvy Budikovany Mb. |
| 442,3 | | | | Archív Uran pres | pv. – panické vrstvy Panica Mb. |
| | | | 243 m (trias silicika) | Archív Uran pres | rv. – rapovské vrstvy Rapovce Mb. |
| | 262,0 | | | Archív Uran pres | lv. – lenartovské vrstvy Lenartovce Mb. |
| 203,0 | | | | Archív Uran pres | hv. – hostišovské vrstvy Hostišovce Mb. |
| 264,0 | | | | Archív Uran pres | blv. – blžské vrstvy Blh Mb. |
| 426,0 | | | | Archív Uran pres | sv. – skálnické vrstvy Skálnik Mb. |
| | 295,0 | | | Archív Uran pres | x – lučenské súvrstvie, nečlenené Lučenec Fm. undivided |
| | 410,0 | | | Archív Uran pres | xx – čížske súvrstvie, nečlenené Číž Fm. undivided |
| 325,1 | | | | Archív Uran pres | |
| 347,0 | | | | Archív Uran pres | |
| | | 340,7 | | Archív Uran pres | |
| 116,3 | | | | Archív Uran pres | |
| 154,0 | | | | J. Klubert et al., 1986 | |
| | | | 270 m (trias silicika) | J. Klubert et al., 1986 | |
| | | | 621 m (vrch. krieda) | J. Klubert et al., 1986 | |
| 198,0 | | | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| 116,0 | | | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| 180,0 | | | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| 143,0 | | | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| 156,0 | | | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| | 46,0 | | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| | | 87,0 | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| 128,0 | | | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| | | 109,0 | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| 188,0 | | | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| 91,0 | | | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| 425,0 | | | | A. Abonyi et al., 1973 | |
| 697,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 150,5 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 250,5 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| | | 60,3 | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| | | | 73 m (trias turnaika) | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 126,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 183,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| | | | 88 m (trias silicika) | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 462,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| | | | 111 m (trias silicika) | A. Abonyi et al., 1972 | |
| | | | 74 m (trias silicika) | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 95,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 119,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 95,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 86,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| | | 136,0 | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 78,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 144,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| | 178,0 | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| | | 141,5 | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 231,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 400,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 221,0 | | | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| | | 305,0 | | A. Abonyi et al., 1972 | |
| 150,0 | | | | D. Vass et al., 1987 | |
| | | | 275 m (trias turnaika) | D. Vass et al., 1982 | |
| 422,0 | | | | | |
| 408,0 | | | | A. Biela 1978 | |
| | | | 7,2-18,0 m (pestrý íl) | J. Pristaš et al., 1983 | |
| | | | | | |
| | | | | J. Klubert et al., 1986 | |

37. Výplň diatrémy pri západnom okraji Starej Bašty (kóta 277,4) tvoria zväčša bloky egenburských sedimentov veľké do 3–4 m (obr. 57A, B). Matrix je zmiešaného typu s prevahou materiálu spodnomiocénnych sedimentov a s nepatrnou tufovou zložkou. V nižšej úrovni západnej časti diatrémy je poklesnutý blok, ktorý tvoria zvrstvené a nezvrstvené polohy jemnozrnného až hrubozrnného lapilového tufu s polohami brekcií. Pieskovcové vrstvy s glaukonitmi a ryodacitovými tufmi – jalovský piesok sú v okolí v primárnych odkryvoch vo výške 350 m n. m. – a ich prítomnosť v podobe blokov vo výplni diatrémy dokumentuje pokles približne o 80 m. Skupina diatrém je na Z od Starej Bašty (v oblasti Pastviska s kótou 391).

38. Výplň diatrémy pri severnom okraji Tácht tvoria bloky spodnomiocénnych sedimentov veľkých do 4–6 m (obr. 58A) a zmiešaný tufovopiesčitý matrix. V diatréme sú poklesnuté bloky do 10–15 m zvrstvených lapilových tufov a tufobrekcií.

39. Diatréma pri východnom okraji Tácht má hrubé zvrstvenie polôh lapilového tufu a tufobrekcií so sklonom do stredu diatrémy. Styk výplne diatrémy s okolitými sedimentmi egenburgu je ostrý so znakmi termického kontaktu (obr. 58A). Sedimenty egenburgu, ktoré tvorili steny kanála diatrémy, sú kausticky premenené (vypálené a spevnené) a sčasti vyhladené.

Ďalšie relikty výplne diatrém v širšom okolí Blhoviec a Hodejova sú z tufobrekcií s vyšším obsahom úlomkov spodnomiocénnych sedimentov.




**Obr. 58.** Diatrémy pri Tachtoch. A – Lom pri južnom okraji Tácht. 1 – zvrstvený svetlý jemnozrnný tuf s deformačnými štruktúrami, 2 – a – drobnozrnný tuf, b – hrubozrnný lapilový tuf, 3 – brekcia s úlomkami bazaltu s tufovým matrixom, sporadicky zastúpené úlomky spodnomiocénnych sedimentov, 4 – brekcia z úlomkov až blokov lapilového tufu v piesčitom matrixe s materiálom rozrušených spodnomiocénnych sedimentov, 5 – brekcia prevažne z úlomkov spodnomiocénnych sedimentov v piesčitom matrixe toho istého zloženia, 6 – spodnomiocénne sedimenty (tachtianske pieskovce – egenburg). B – Odkryvy pri severnom okraji Tácht. 1 – brekcia z blokov: a – tachtianskych pieskovcov, b – jalovských vrstiev, c – lapilového tufu. Matrix je piesčitý, svetlý, pochádza z rozrušených sedimentov spodného miocénu, 2 – poklesnutý blok lapilového tufu s úlomkami bazaltu a s úlomkami až blokmi spodnomiocénnych sedimentov, 3 – vchody do pivníc.

**Fig. 58.** Diatremes near the Tachty village: A – Quarry near southern end of village. 1 – bedded pale fine-grained tuffs with deformation structures, 2 – fine-grained tuff, b – coarse-grained lapilli tuff, 3 – breccia with basalt fragments and tuffaceous matrix, sporadic fragments of Lower Miocene sediments, 4 – breccia composed of fragments to blocks of lapilli tuff in sandy matrix coming from explosively disintegrated Lower Miocene sedimentary rocks, 5 – breccia composed predominantly of fragments of Lower Miocene sediments in sandy matrix of the same composition, 6 – Lower Miocene sediments (Tachty sandstone – Eggenburgian). B – Outcrops near the northern end of the village: 1 – breccia composed of blocks of: a – Tachty sandstone, b – Jalová sandstone, c – lapilli tuff. Matrix is sandy, pale, derived from disintegrated Lower Miocene sediments, 2 – subsided block of lapilli tuff with fragments to blocks of Lower Miocene sediments, 3 – entrances into a cellars.

Tab. 50

Prehľad vybraných vrtov v juhozápadnej časti Lučenskej kotliny a na okraji Krupinskej planiny

A review of selected drill holes in the southwestern part of Lučenská kotlina Depression and in the periphery of the Krupinská planina plateau

Terciérne sedimenty a vulkanity

| Označenie vrtu Borehole No | Nadmorská výška a Altitude | Kvartér Quaternary | Báden Badenian | Karpat Karpatian | | | Otnang Ottnangian | | Egenburg Eggenburgian | | Eger Egerian | | | Kiscell Kiscellian | | | Silicikum | Gemerikum | Poznámka Notice | Zdroj informácií Information source |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | modrokamenské súvrstvie Modrý Kameň Fm. | | | salgótarjánske súvrstvie Salgótarján Fm. | | bukovinské súvrstvie Bukovinka Fm. | fiľakovské súvrstvie Fiľakovo Fm. | lučenské súvrstvie Lučenec Fm. | | | čížske súvrstvie Číž Fm. | | | Trias 2–3 Triassic 2–3 | Karbón Carboniferous | | |
| | | | | sev. | kv. | mv. | plv. | pov. | | lp. | sš. | bv. | pv. | rv. | lv. | blv. | | ochtin. skupina Ochtina group | | |
| BE-1 | 169 | 11,5 | | | | | | 25,7 | 180 | 180 | | | | | | | | | | Vass et al., 1985 |
| BE-2 | 170 | | 17 | 334 | 390 | | | | | | | | | | | | | | | Vass et al., 1985 |
| LKŠ-1 | 177 | 6 | 25,5 | 188,3 | 215 | 249,6 | 224 | 388,5 | 447,8 | 626,2 | | | | | | | | | | Škvarka et al., 1969 |
| EV-1 | 207 | 25 | | | | | | 38 | 200 | 300 | | | | | | | | | | Vass et al., 1986 |
| EV-2 | 288 | 2 | | | | | 40 | 110 | 300 | | | | | | | | | | | Vass et al., 1986 |
| EV-3 | 168 | 7,1 | | | | | | | 88 | 150 | | | | | | | | | | Vass et al., 1986 |
| EV-4 | 252 | 6,5 | | | | | | | | 98 | 150 | | | | | | | | | Vass et al., 1986 |
| LR-2 | 214 | 9 | | | | | | | | | 390 | | 469 | 491 | | | | | 6,5–29,0 ; | Vass et al., 1987 |
| LR-3 | 168 | 10 | | | | | | | | | 621 | | 636 | 751 | 797,5 | 813,1 | 831 | 519,8 | poltár. sv. (pont) | Klubert et al., 1986 |
| LV-59 | 184 | 3 | | | | | 92 | 128,1 | 155 | | | | | | | | | | do 542,0 m granitoidy | Klubert et al., 1986 |
| N-33 | 366 | 2 | 51 | | | | 102 | 113,8 | 140 | | | | | | | | | | granitoidy | Klubert et al., 1986 |
| N-34 | 369 | 4 | 274 | 431 | 455 | | 462 | | 480 | | | | | | | | | | | Gašparik et al., 1987 |
| N-35 | 251 | 4 | 198 | 293 | 312 | | 402 | 453 | 485 | | | | | | | | | | | Gašparik et al., 1987 |
| N-41 | 209 | 5 | | | | | | 196,3 | 255 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-42 | 319 | 72,8 | | | | 72,8 | 237,3 | 273,5 | 300 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-43 | 319 | | 72,8 | | | | | 273,8 | 300 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-45 | 269 | 5 | 20 | | | 50 | | 219 | 270 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-48 | 279 | 0,5 | 82,6 | | | 100 | | 302,5 | 330 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-49 | 214 | 12,4 | 46 | | | 66,3 | 212,7 | 251,8 | 285 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-50 | 237 | 12 | 166 | | | 170 | 326,2 | 361,7 | 433 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-52 | | 1,2 | 178 | | | 218 | 378 | 409 | 432 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-53 | 230 | 5 | 132 | | | 151,9 | 294,2 | 342,8 | 399 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-55 | | 8,3 | | | | | 60,5 | 100,6 | 122 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-56 | | 2,4 | 26 | | | | 110,5 | 116,2 | 137 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-93 | | 12,2 | 229 | | | | 375 | 415,2 | 438 | | | | | | | | | | | Laffers et al., 1990 |
| N-96 | | 1 | 222,5 | | | 276 | 407,2 | 442,3 | 490 | | | | | | | | | | N-1 až 32 pozri Vass et al., 1979 | Laffers et al., 1990 |

Vysvetlivky, Explanation :

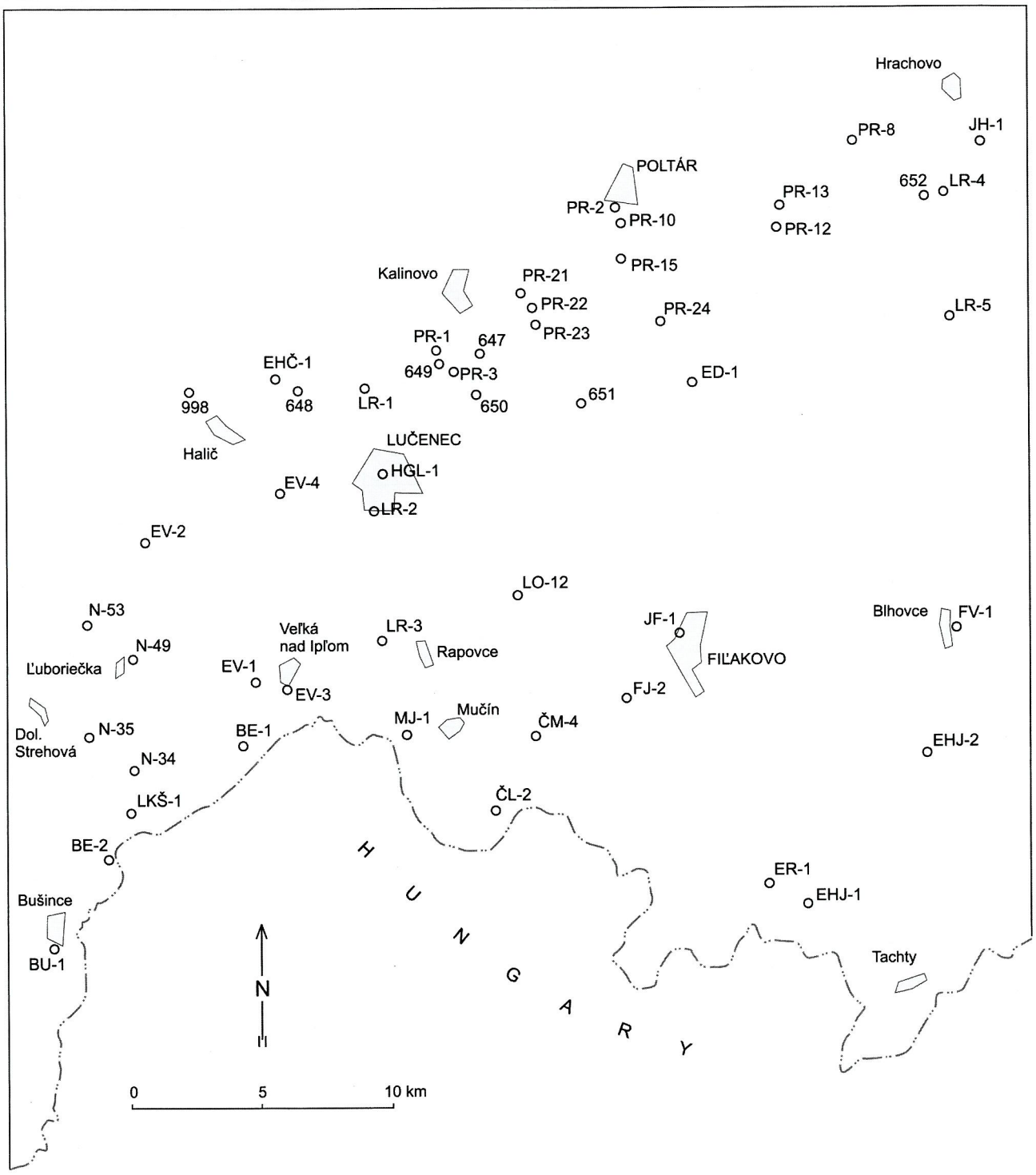
| | | |
|---|---|---|
| sev. | – sečianske vrstvy | Sečianky Mb. |
| kv. | – krtíšske vrstvy | Krtíš Mb. |
| mv. | – medokýšske vrstvy | Medokýš Mb. |
| plv. | – plachtinské vrstvy | Plachtince Mb. |
| pov. | – pôtorské vrstvy | Pôtor Mb. |
| lp. | – lipovianske pieskovce | Lipovany Sds. |
| sš. | – szécsénsky šlír | Szécsény Schlier |
| bv. | – budikovianske vrstvy | Budikovany Mb. |
| pv. | – panické vrstvy | Panica Mb. |
| rv. | – rapovské vrstvy | Rapovce Mb. |
| blv. | – blžské vrstvy | Blh. Mb. |
| lev. | – lenartovské vrstvy | Lenartovce Mb. |

Tab. 51
Prehľad vybraných vrtov v Cerovej vrchovine
A review of selected drill holes in the Cerová vrchovina Upland

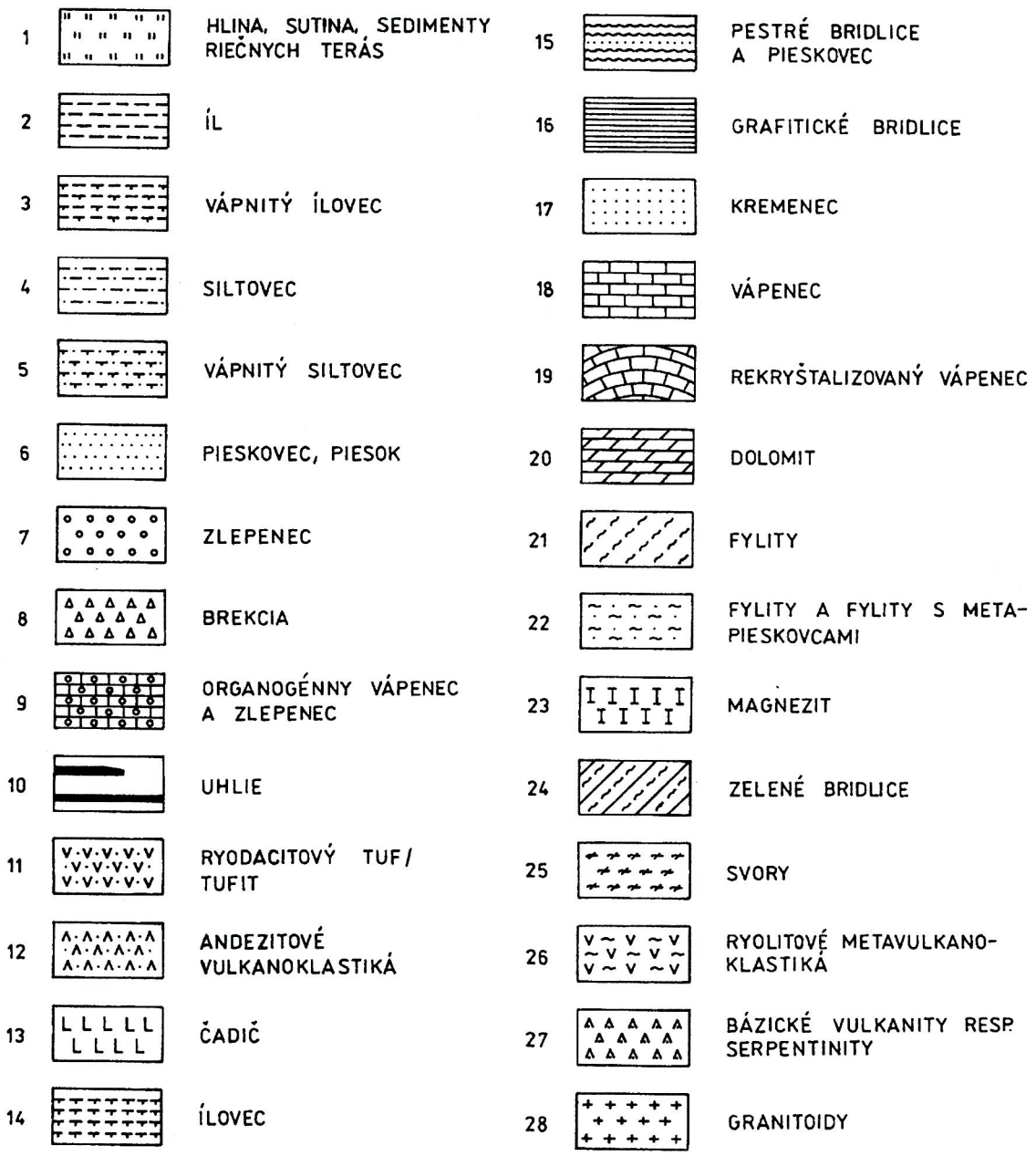
| Označenie vrtu Borehole No | Nadmorská výška Altitude | Kvartér Quaternary | Pliocén/ pleistocén | Otnang Ottnang. | Egenburg Eggenburgian | | | | Eger Egerian | Kiscell Kiscellian | | Poznámka Notice | Zdroj informácií Information source |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Cerová form. Cerová Fm. | Salgótar. súvrstvie Salgótar. Fm. | Bukovinské s. Bukovinka Fm. | Fiľakovské súvrstvie Fiľakovo Fm. | | | lučenské s. Lučenec Fm. | čížske súvrstvie Číž Fm. | | | |
| | | | | pov. | | nečlenené[x] undivided[x] | lp. | čv. | szécsénsky šlír Szécsény | lv. | blv. | | |
| FV-1 | 205 | 6,5 | | | | 106,5 | | | 810 | 1053,5 | 1058,2 | 2000,5 m devón 2-3 (Devonian 2-3) | D. Vass, Š. Bajaník |
| MJ-1 | 314 | 0,8 | | | 34,3 | | 145 | | | | | | J. Pristaš et al., 1984 |
| JF-1 | 188 | 4,5 | | | | | 90,2 | | 150 | | | | J. Pristaš et al., 1984 |
| FJ-2 | 278 | 25 | | | | | 111 | | 150 | | | | J. Pristaš et al., 1984 |
| EHJ-1 | 550 | 8 | 30 | | 68,7 | 208 | | | 302 | | | | D. Vass et al., 1981 |
| EHJ-2 | | 8,7 | | | | 236 | | | 302 | | | | D. Vass et al., 1981 |
| ER-1 | 430 | 10 | | | 16 | | 150 | | | | | | D. Vass et al., 1981 |
| ČL-2 | 285 | 6 | | | 120 | | 439 | | 522 | | | | V. Čechovič et al., |
| ČM-3 | | 6 | | | | | 122 | | | | | | V. Čechovič et al., |
| ČM-4 | | 6,8 | | | | | 151 | | | | | | V. Čechovič et al., |
| LO-1 | 327 | 0,5 | | | 92,8 | | 124 | 140 | | | | | J. Klubert et al., 1986 |
| LO-2 | 254 | 1,4 | | | 7,9 ? | | 194 | | | | | | J. Klubert et al., 1986 |
| LO-3 | 294 | 1 | | | | | 100 | | | | | | J. Klubert et al., 1986 |
| LO-4 | 289 | 1,3 | | 3,6 ? | 123 | | 174 | | 207 | | | | J. Klubert et al., 1986 |
| LO-7 | 436 | 9 | 27,5 | 81 | 188,6 | | 200,0? | | | | | | J. Klubert et al., 1986 |
| LO-8 | 537 | 4 | 43,8 | | 101,7 | 186 | | | | | | | J. Klubert et al., 1986 |
| LO-9 | 557 | 0,2 | 25,4 | | 109,8 | 186 | | | | | | | J. Klubert et al., 1986 |
| LO-11 | 507 | 7 | 63 | | 102 | 200 | | | | | | 102-130,3 m bazaltová diatréma (basalt diatreme) | J. Klubert et al., 1986 |
| LO-12 | 253 | 4,7 | | | | | 90 | | 200 | | | | J. Klubert et al., 1986 |
| LO-14 | 298 | 14,5 | | | | 72 | | | 150 | | | | J. Klubert et al., 1986 |
| LO-15 | 258 | 8 | 12 | | | | | | 250 | | | | J. Klubert et al., 1986 |

Vysvetlivky/Explanation:

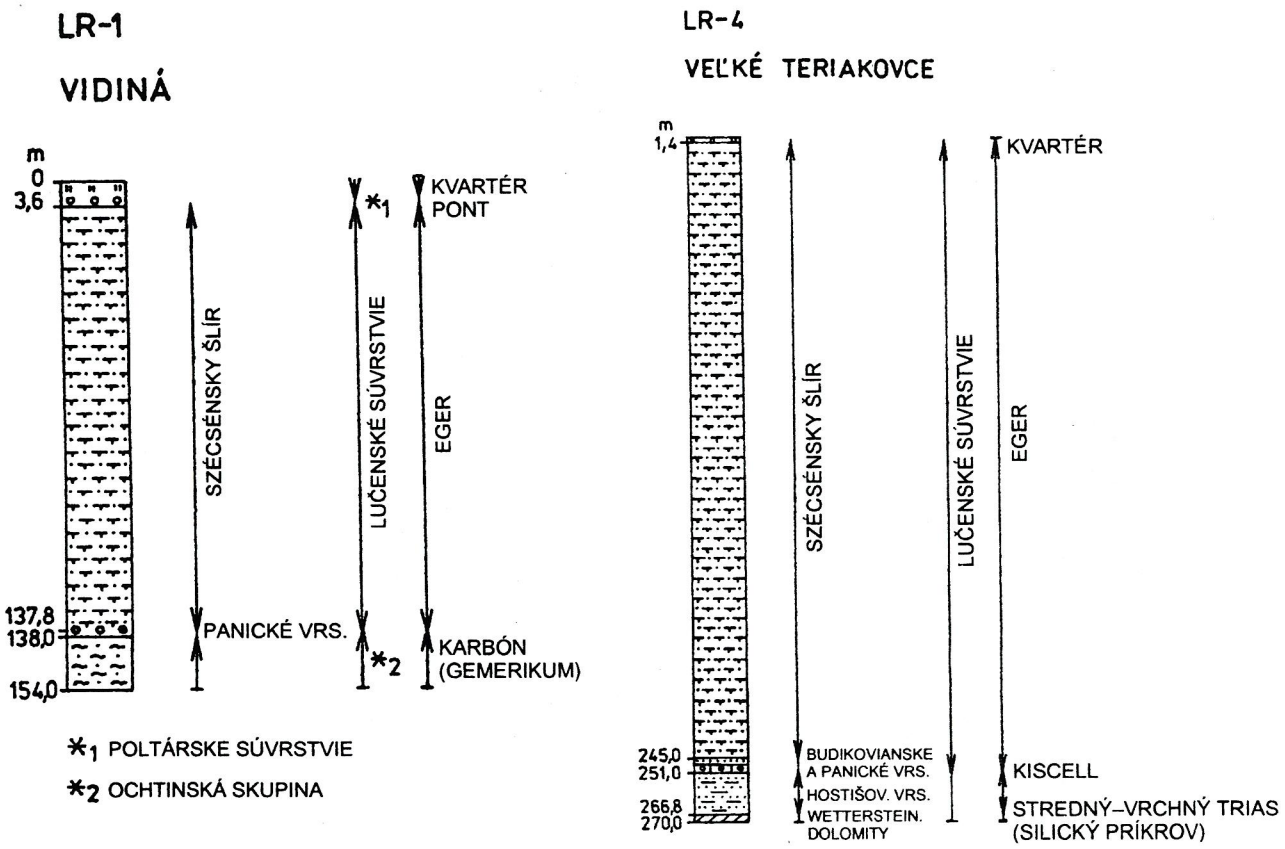
| | | |
|---|---|---|
| pov. | – pôtorské vrstvy | Pôtor Mb. |
| lp. | – lipovianske pieskovce | Lipovany Sds. |
| čv. | – čakanovské vrstvy | Čakanovce Mb. |
| lv. | – lenartovské vrstvy | Lenartovce Mb. |
| blv. | – blžské vrstvy | Blh Mb. |
| x | – tachtianske pieskovce a jalovské pieskovce, nečlenené | Tachty Sds. and Jalová Sds., undivided |




**Obr. 59a.** Situácia vrtov zobrazených na obr. 59.
**Fig. 59a.** Situation of the drills shown in Fig. 59.




**Obr./Fig. 59b.** Vysvetlivky k obr. 59/Explanation to the Fig. 59. 1 – loam, scree, sediments of river terraces, 2 – clay, 3 – calcareous claystone, 4 – siltstone, 5 – calcareous siltstone, 6 – sandstone, sand, 7 – conglomerate, 8 – breccia, 9 – organogenic limestone and conglomerate, 10 – coal, 11 – rhyodacite tuff and tuffite, and/or ignimbrite, 12 – andesite volcaniclastics, 13 – basalt, 14 – claystone, 15 – mottled shale and sandstone, 16 – graphitic shale, 17 – quartzite, 18 – limestone, 19 – recrystallized limestone, marble, 20 – dolostone, 21 – phyllite, 22 – phyllite and metasandstone, 23 – magnesite, 24 – greenschist, 25 – mica schist, 26 – rhyolite metavolcaniclastics, 27 – basic volcanics, serpentinite, 28 – granitoids



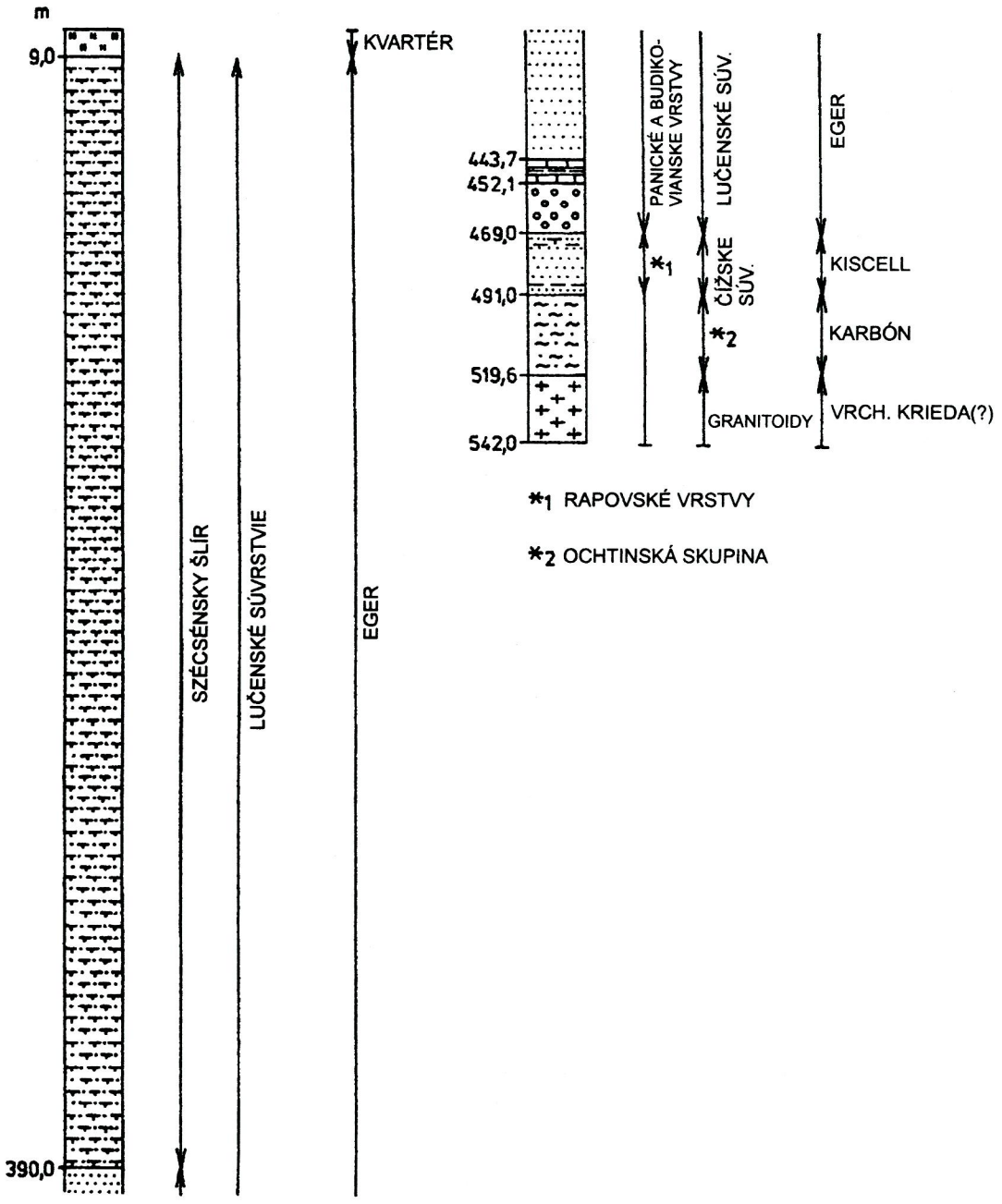

**Obr. 59. (prvá časť).** Severná časť Lučenskej kotliny.
**Fig. 59. (first part).** Northern part of Lučenská kotlina Depression.

Translation of the lithostratigraphic units, selected chronostratigraphic units and some tectonic units from Slovak designation in alphabetic order (Fig. 59).

budikovianske vrstvy – Budikovany Mb.
blžské vrstvy – Blh Mb.
bukovinské súvrstvie – Bukovinka Fm.
cerová (bazaltová) formácia – Cerová (basalt) Fm.
čakanovské vrstvy – Čakanovce Mb.
čížske súvrstvie – Číž Fm.
fiľakovské súvrstvie – Fiľakovo Fm.
formácia Fehér hegy – Fehér hegy Fm.
hostišovské vrstvy – Hostišovce Mb.
jalovské vrstvy (pieskovec) – Jalová Mb. (Sandstone)
kaolinizované acidné vulkanity – kaolinized acid volcanics
karbón – Carboniferous
komplex Ostrej – Complex of Ostrá hill
krieda – Cretaceous
krtíšske vrstvy (pieskovec) – Krtíš Mb. (Sandstone)
kvartér – Quaternary
lenartovské vrstvy – Lenartovce Mb.
lučenské súvrstvie – Lučenec Fm.
lysecká formácia – Lysec Fm.
medokýšske vrstvy – Medokýš Mb.
modrokamenské súvrstvie – Modrý Kameň Fm.
norik – Norician
ochtinská skupina – Ochtiná Group
panické vrstvy – Panica Mb.
pestrofarebné pelity – mottled pelites
plachtinské vrstvy (ílovec) – Plachtince Mb. (Claystone)
podrečianska (bazaltová) formácia – Podrečany (basalt) Fm.
poltárske vrstvy – Poltár Mb.
pôtorské vrstvy (piesok) – Pôtor Mb. (Sand)
príbelské vrstvy (piesok) – Príbelce Mb. (Sand)
rapovské vrstvy – Rapovce Mb.
rimavské súvrstvie – Rimava Fm.
salgótarjánske súvrstvie – Salgótarján Fm.
sečianske vrstvy – Sečianky Mb.
silický príkrov – Silica nappe
skálnické vrstvy – Skálnik Mb.
szécsénsky šlír – Szécsény Schlier
tachtianske pieskovce – Tachty Sandstone
vápenec – limestone
vinická formácia – Vinica Fm.
vrchný – Upper
stredný – Middle
spodný – Lower

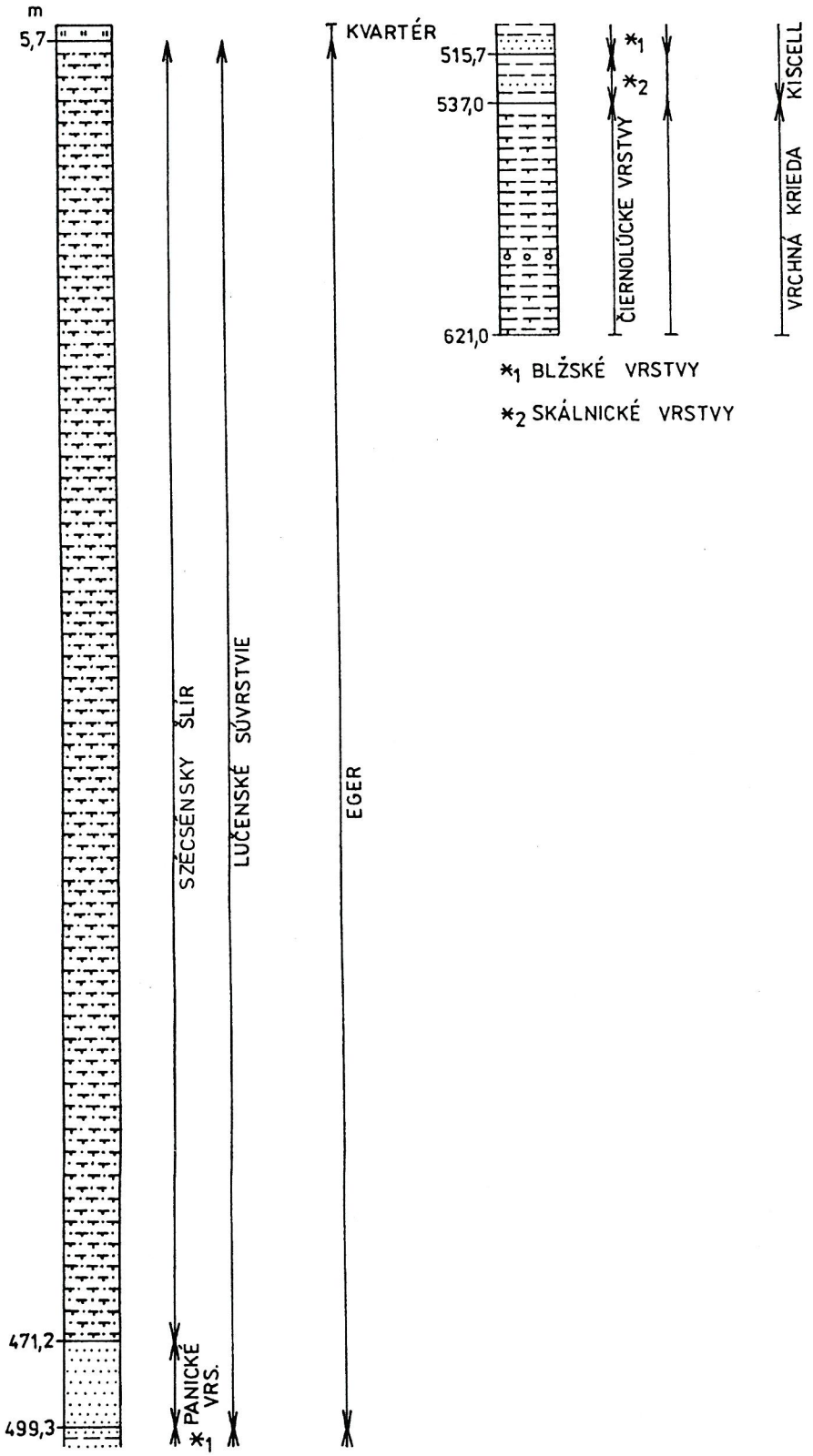
LR-2

LUČENEC


m
9,0
390,0
SZÉCSÉNSKY ŠLÍR
LUČENSKÉ SÚVRSTVIE
EGER
KVARTÉR
443,7
452,1
469,0
491,0
519,6
542,0
PANICKÉ A BUDIKOVIANSKE VRSTVY
LUČENSKÉ SÚV.
ČÍŽSKE SÚV.
GRANITOIDY
EGER
KISCELL
KARBÓN
VRCH. KRIEDA(?)
*1
*2
*1 RAPOVSKÉ VRSTVY
*2 OCHTINSKÁ SKUPINA

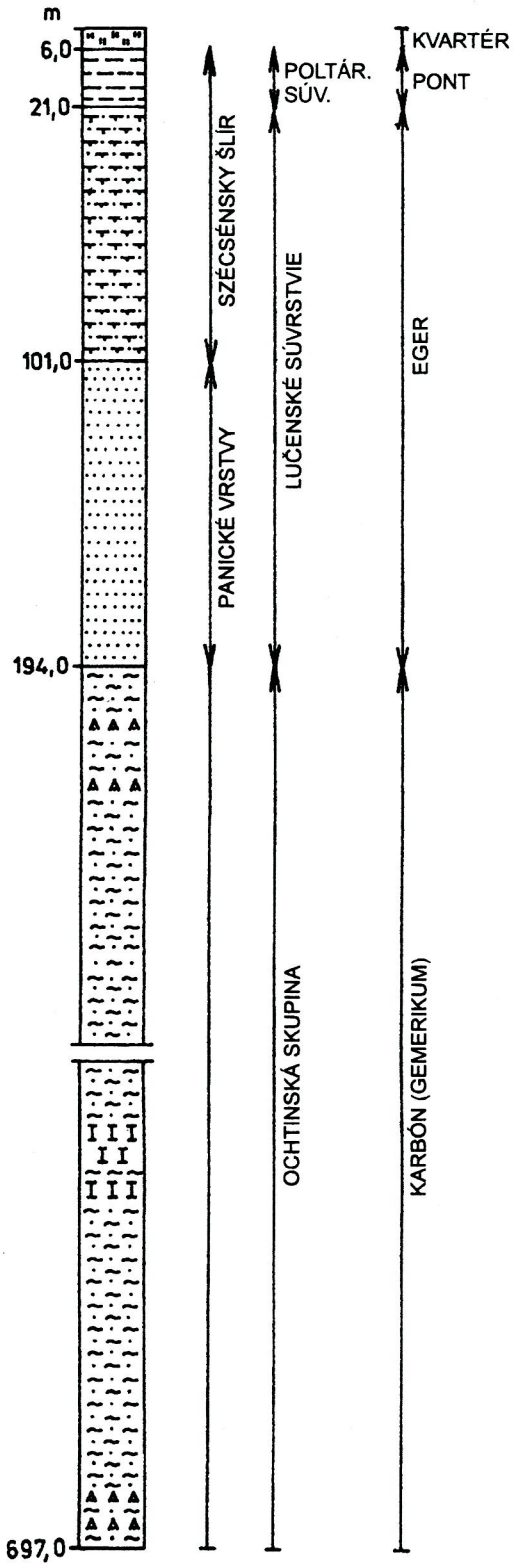
LR-5

ČIERNA LÚKA



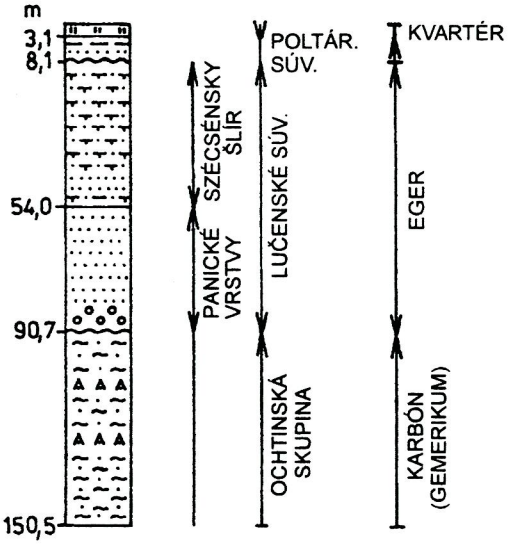
PR-1

VEĽKÁ VES



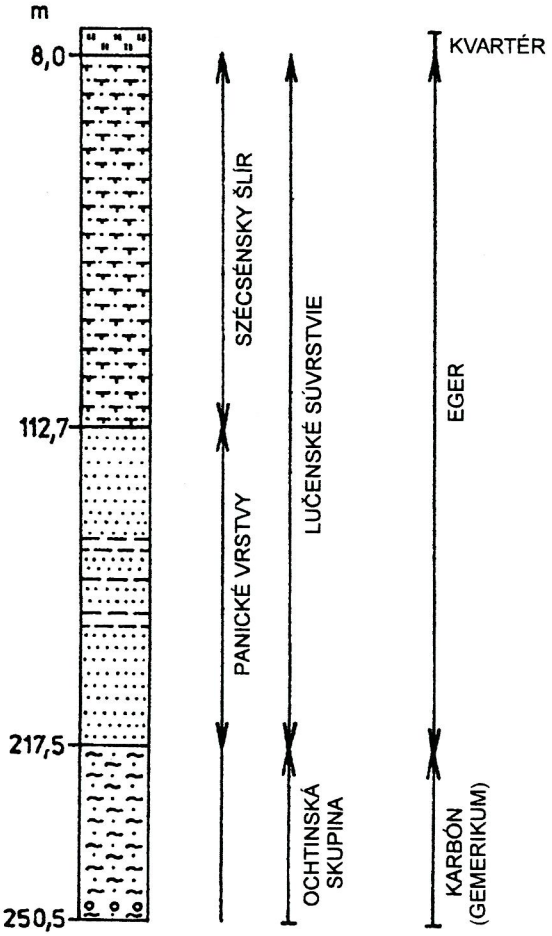

PR-2

VEĽKÁ VES



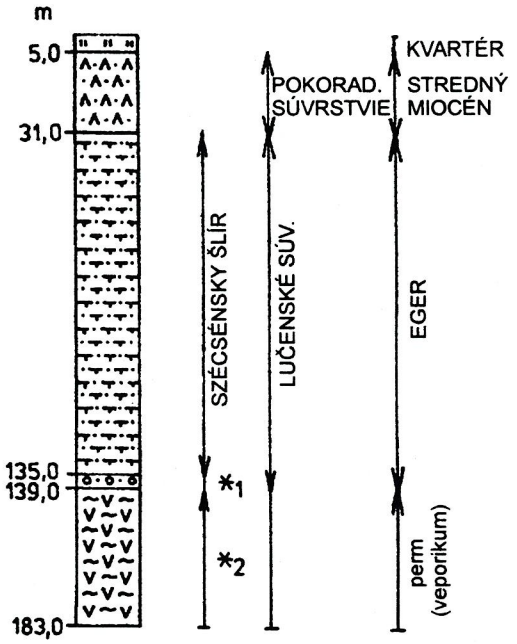

PR-3

JV OD VEĽKEJ VSI



## PR-8

## SVETLÁ

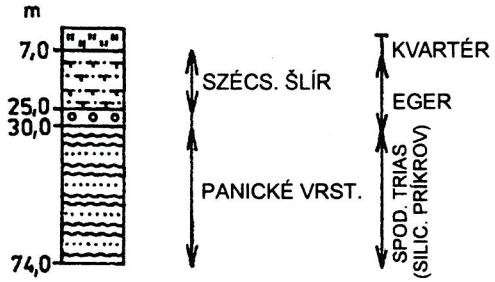



*1 PANICKÉ VRSTVY

*2 KAOLINIZOVANÉ ACIDNÉ VULKANITY

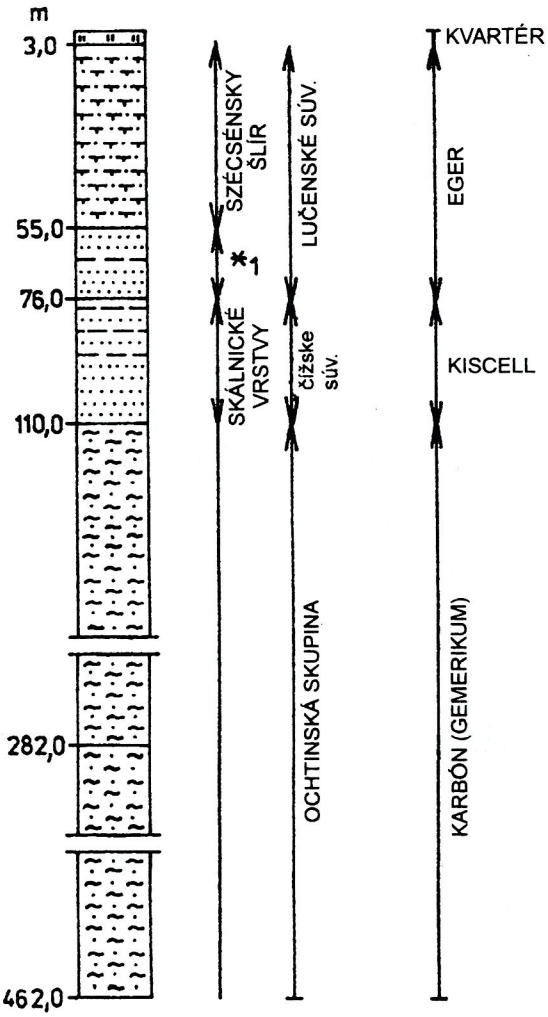
## PR-13

## HRNČIARSKA VES




## PR-10

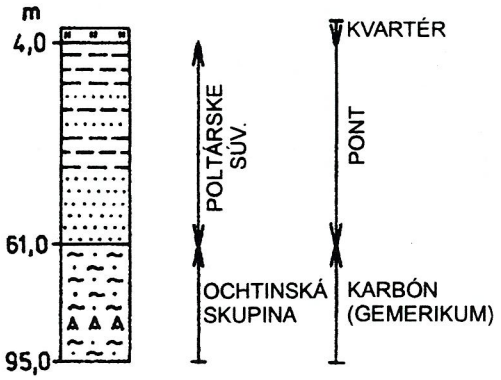
## VEĽKÁ VES



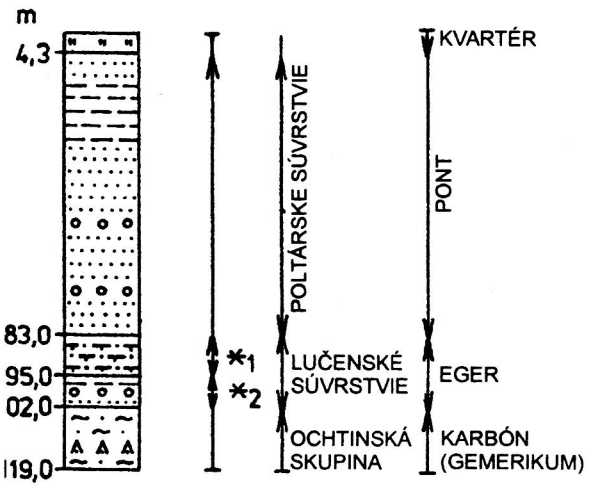

*1 PANICKÉ VRSTVY

## PR-14

## HÁJIKY (POLTÁR)



## PR-15

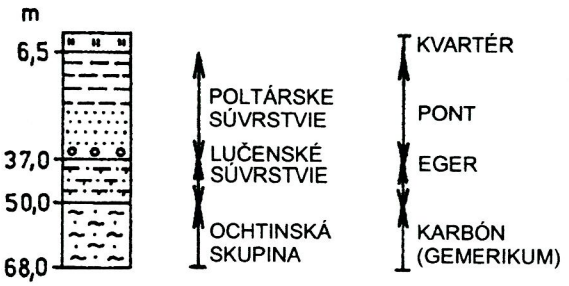



*1 SZÉCSÉNSKY ŠLÍR

*2 PANICKÉ VRSTVY

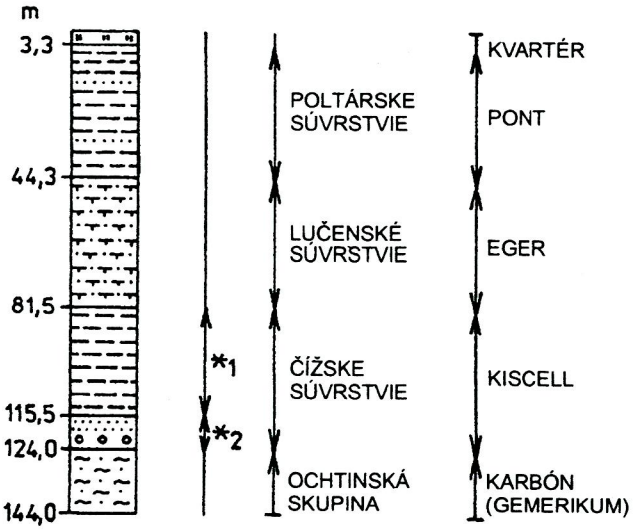
## PR-21

## HRABOVO




## PR-22

## HRABOVO

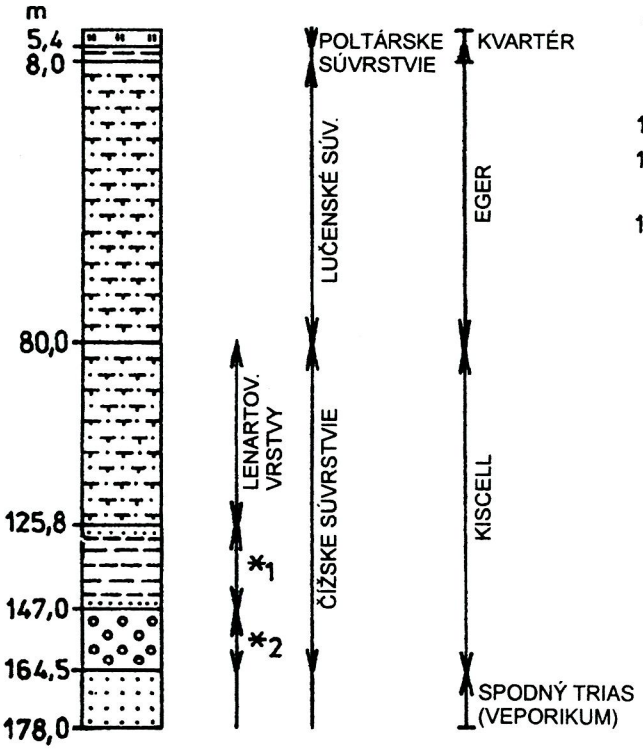



*1 HOSTIŠOVSKÉ VRSTVY

*2 BLŽSKÉ VRSTVY

## PR-23

## HRABOVO

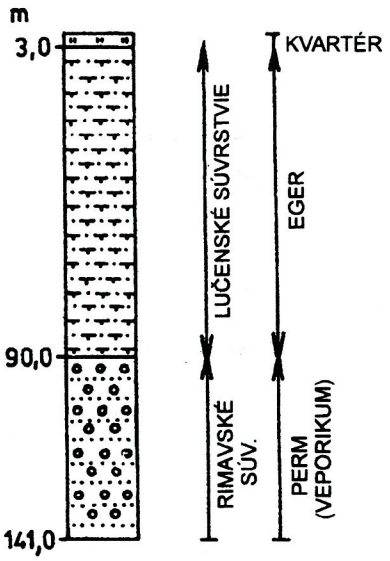



*1 HOSTIŠOVSKÉ VRSTVY

*2 BLŽSKÉ VRSTVY

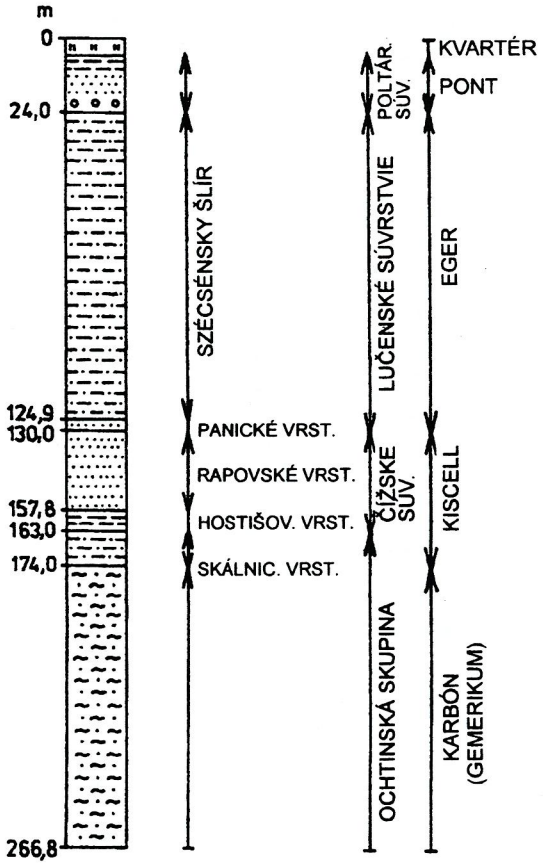
## PR-24

## NOVÉ HONY



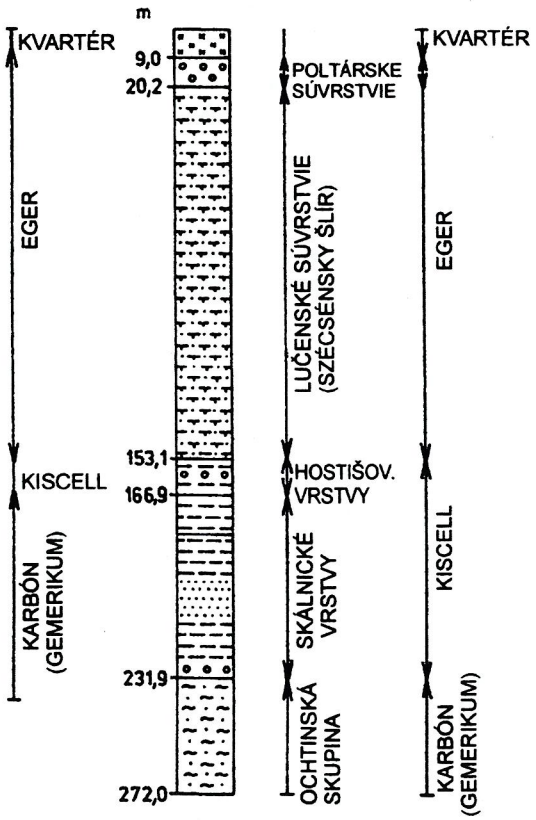

## 648/73

## TOMÁŠOVCE



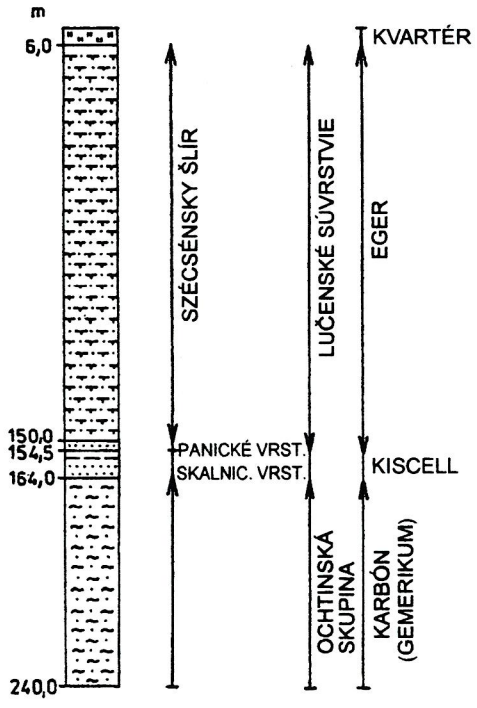

## 647/73

## KALINOVO



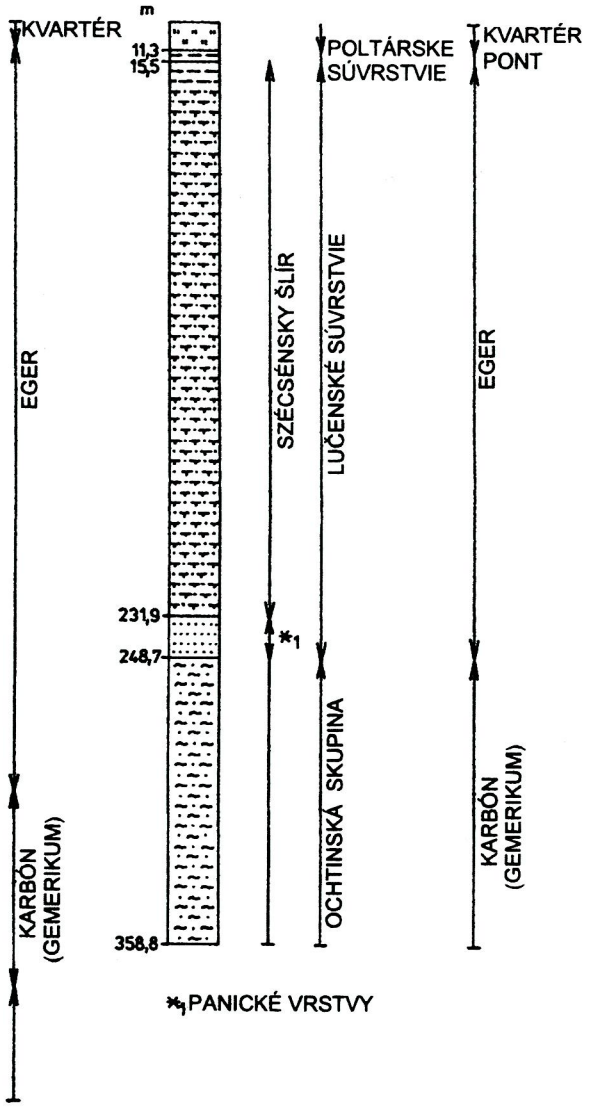

## 649/73

## KALINOVO



650/73

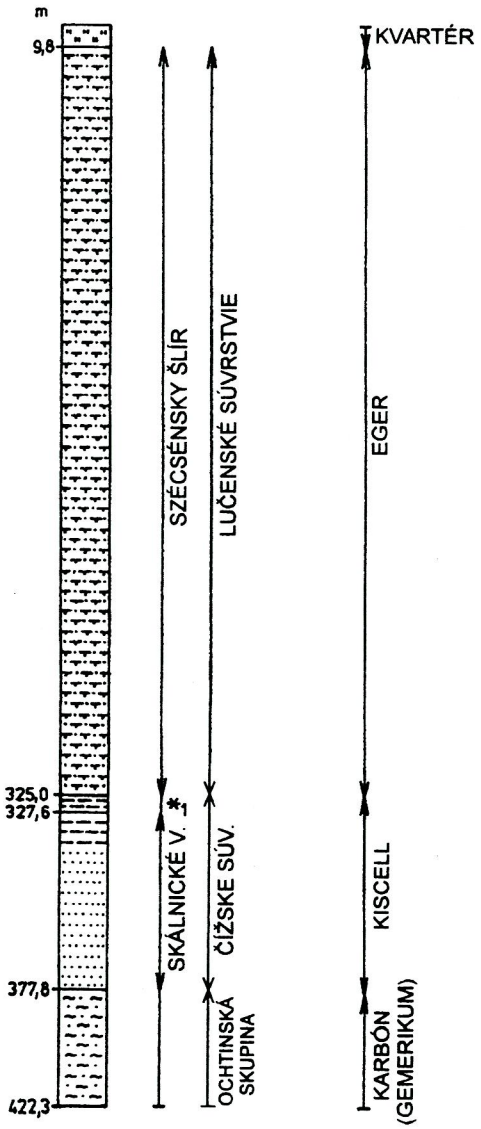
OPATOVÁ




*1 PANICKÉ VRSTVY

651/73

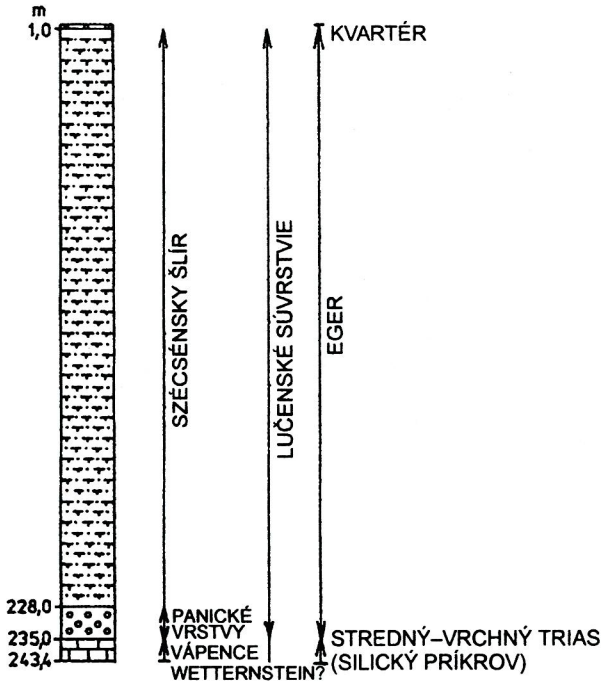
PINCINÁ




*1 HOSTIŠOVSKÉ VRSTVY? (ČÍŽSKE SÚVRSTVIE)

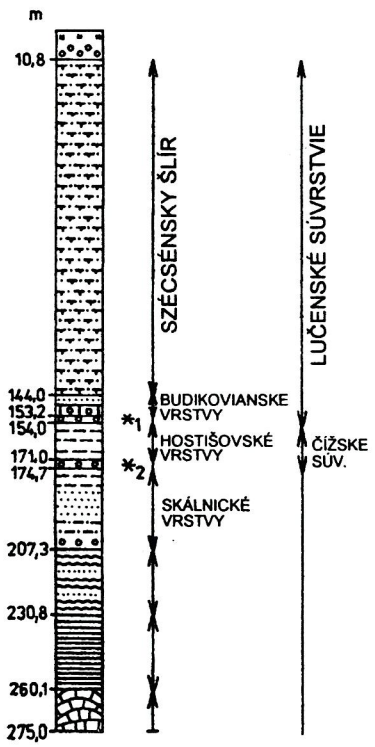
652/73

VEĽKÉ TERIAKOVCE




JH-1

NIŽNÝ SKALNIK

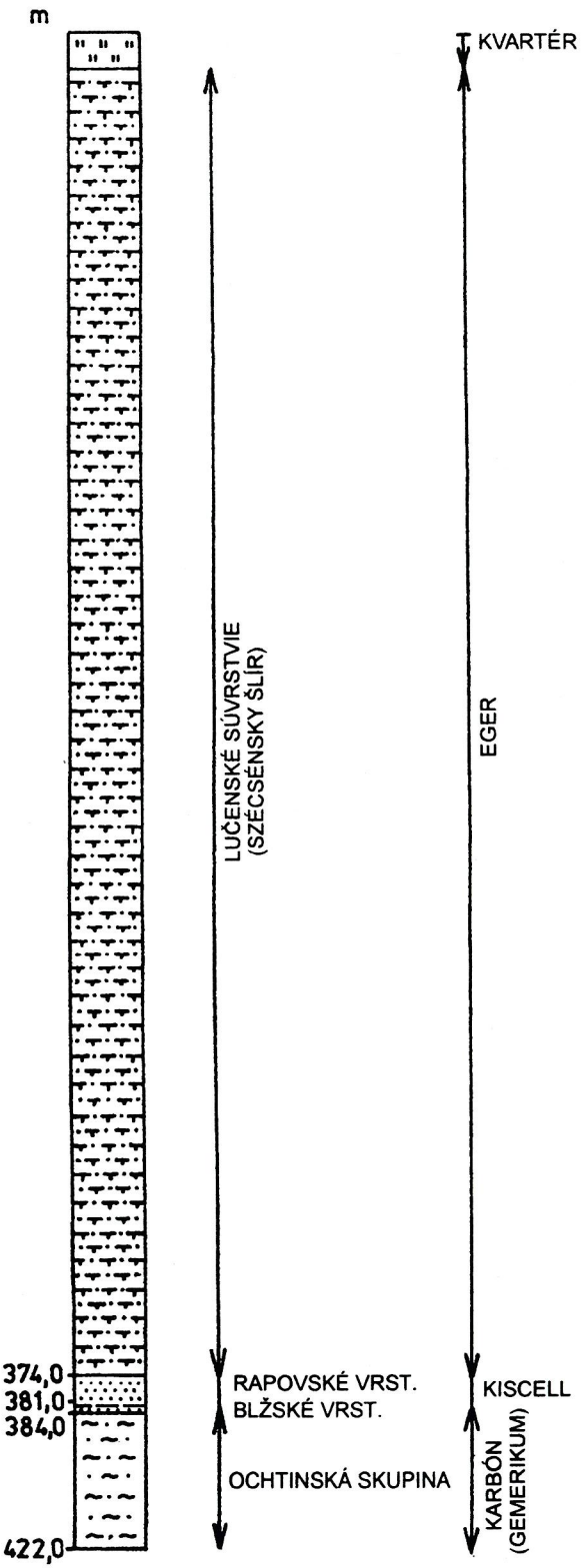



*1 PANICKÉ VRSTVY

*2 BLŽSKÉ VRSTVY

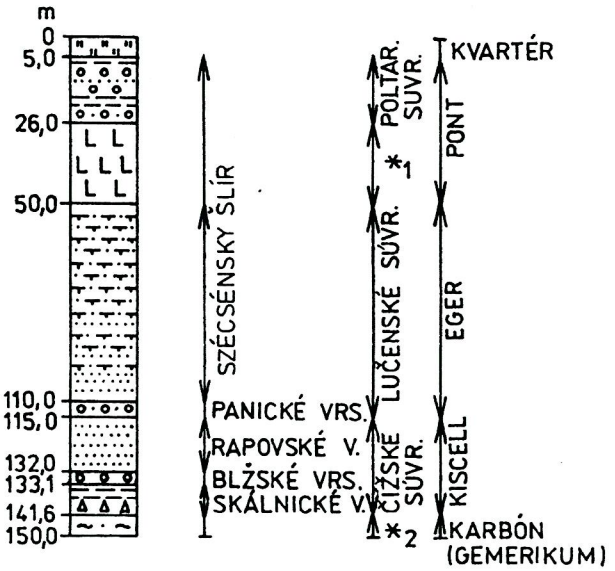
HGL-1

LUČENEC



EHČ-1

TOMÁŠOVCE

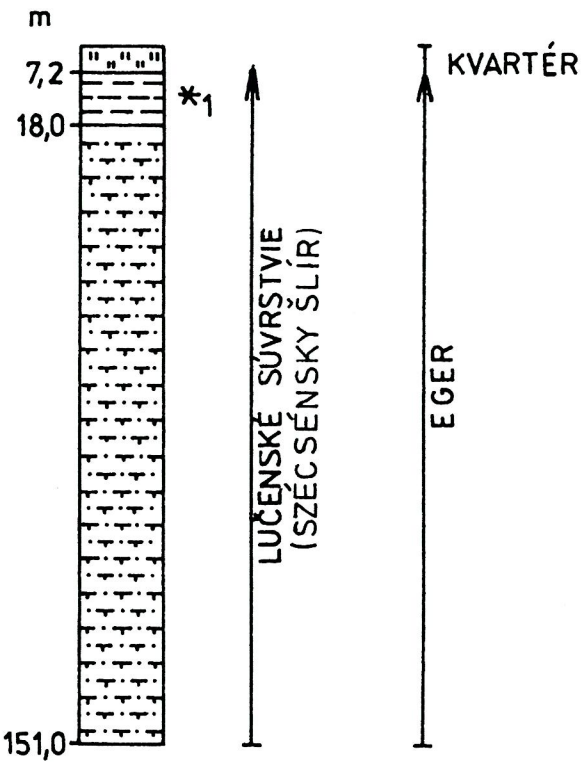



*1 PODREČIANSKA BAZALT. FM.

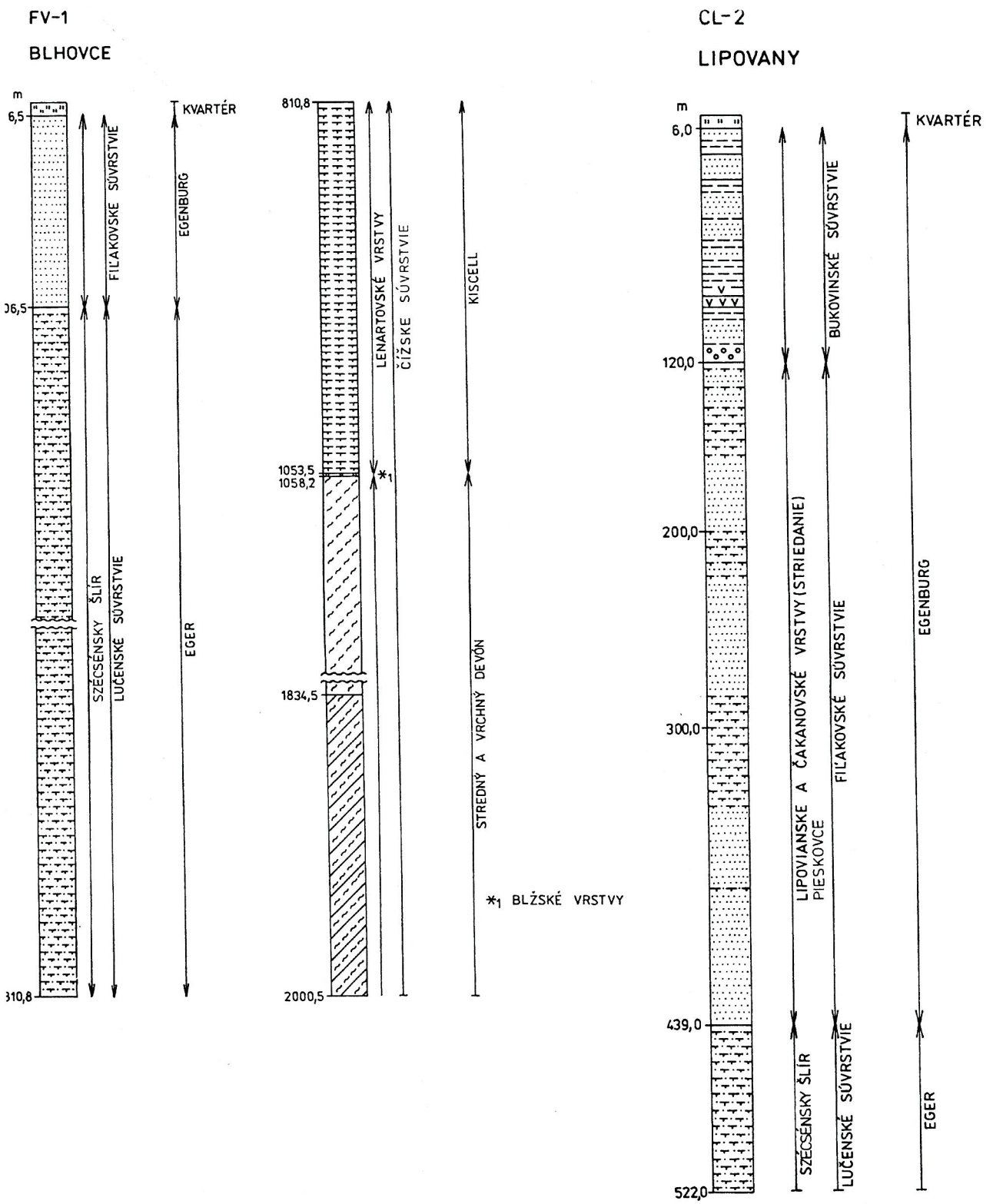
*2 OCHTINSKÉ SÚVRSTVIE

ED-1

NOVÉ HONY



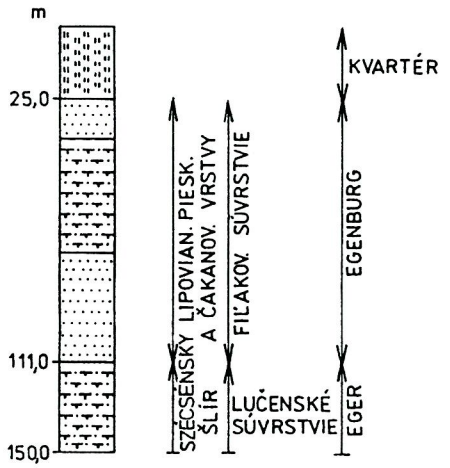

*1 PESTROFAREBNÉ PELITY




**Obr. 59. (druhá časť).** Cerová vrchovina.
**Fig. 59. (second part).** Cerová vrchovina Upland.

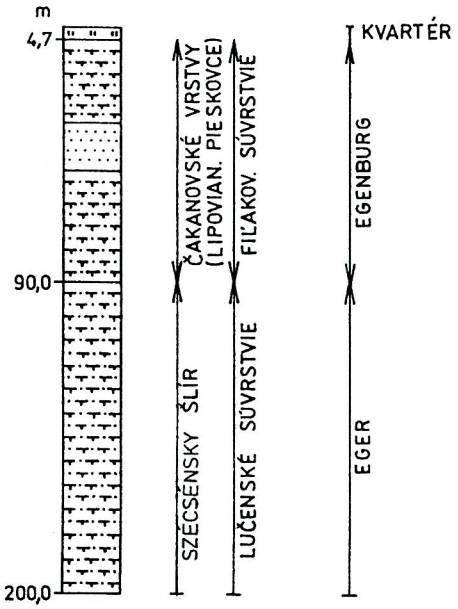
FJ - 2

RATKA



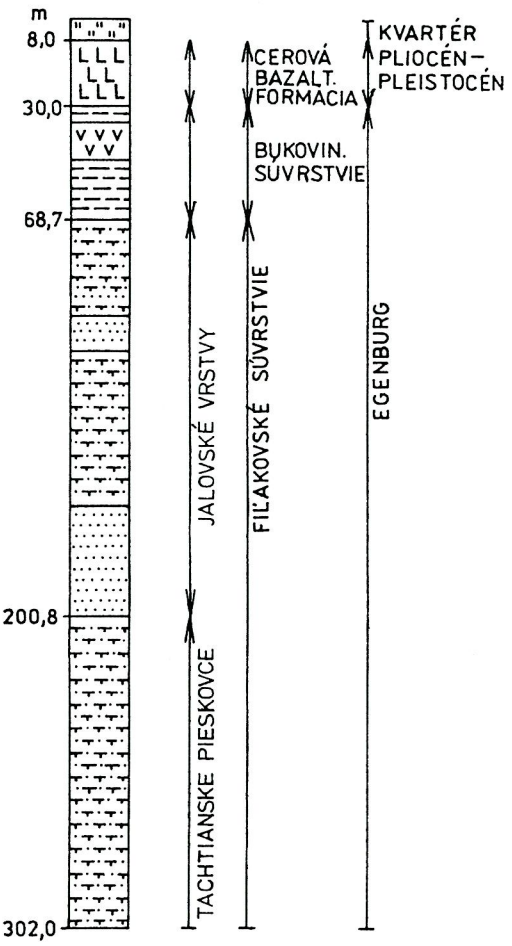

LO - 12

TREBEĽOVCE



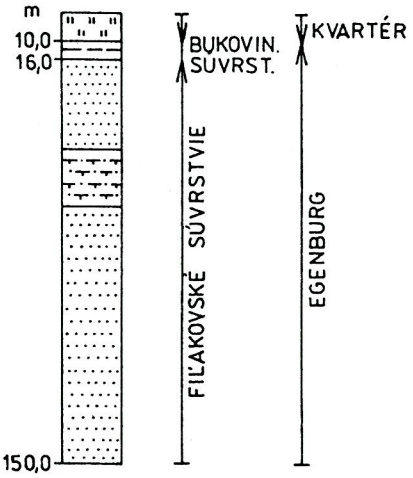

EHJ - 1

NOVÁ BAŠTA



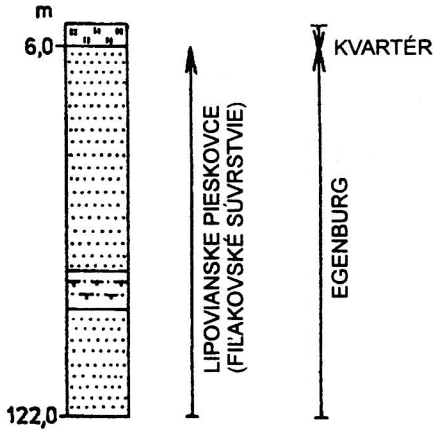

ER - 1

RADZOVCE



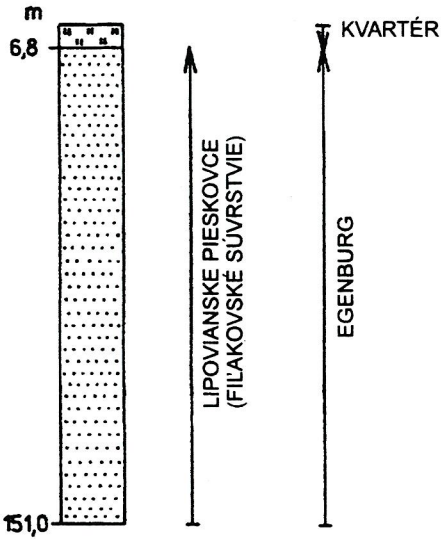
ČM-3

MUČÍN



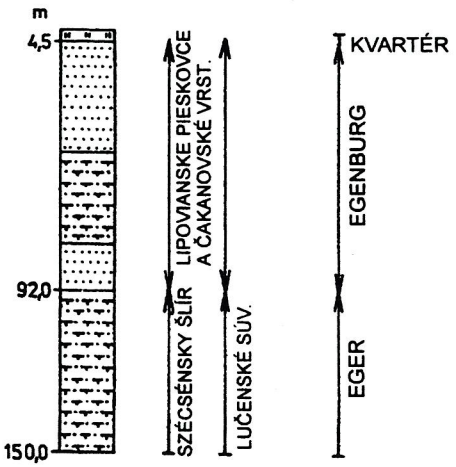

ČM-4

PLEŠ



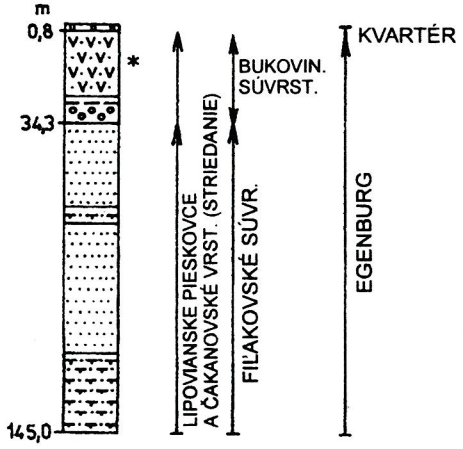

JF-1

FIĽAKOVO

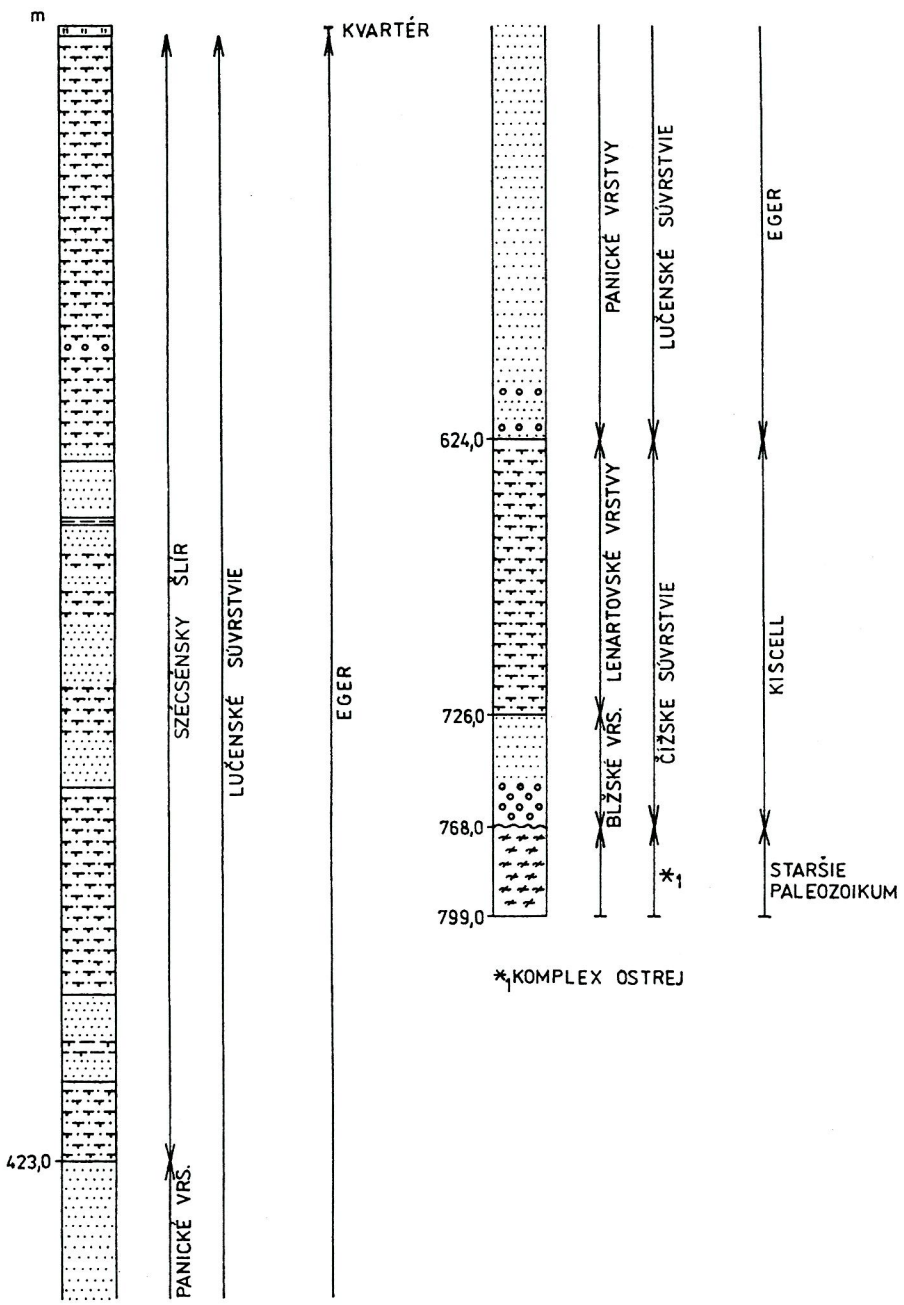



MJ-1

MUČÍN

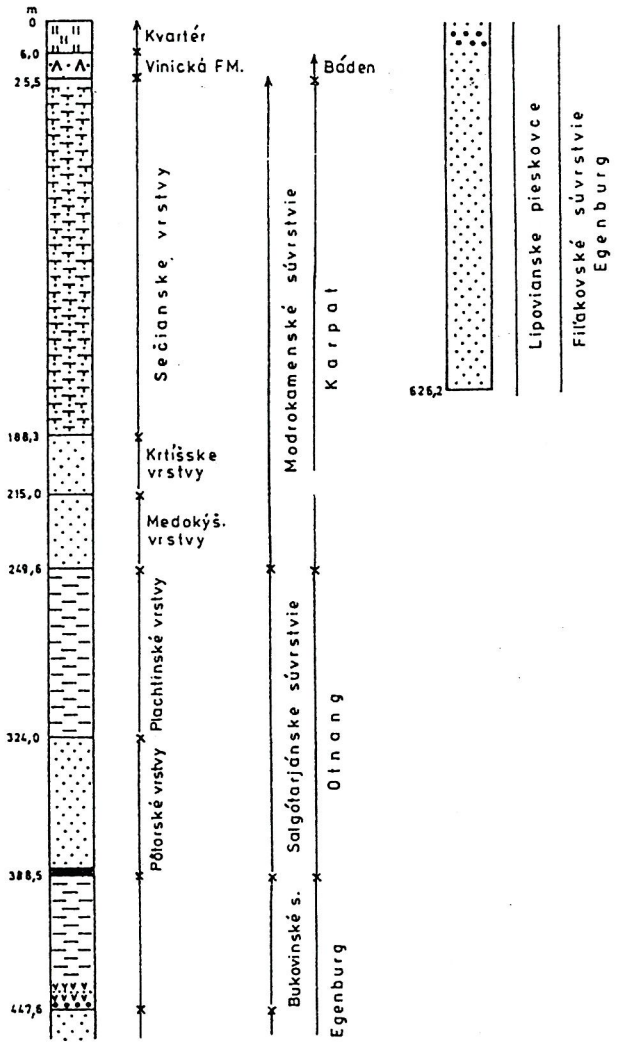



* felsitický tuf resp. ignimbrit zodpovedá formácii Fehér hegy (vrch. otnang!)

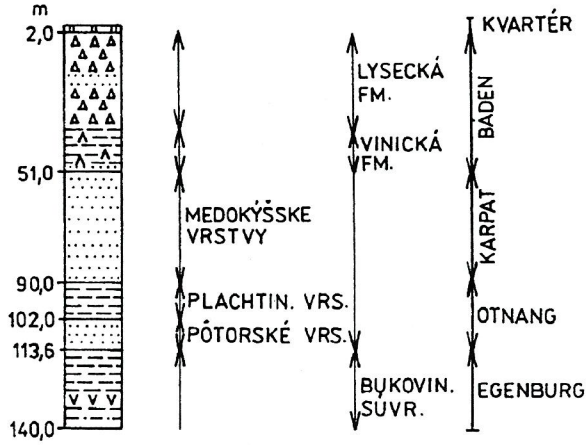



**Obr. 59. (tretia časť).** Juhozápadná časť Lučenskej kotliny a okraj Krupinskej planiny.
**Fig. 59. (third part).** Southwestern part of Lučenská kotlina Depression and the eastern margin of Krupinská planina Plateau.

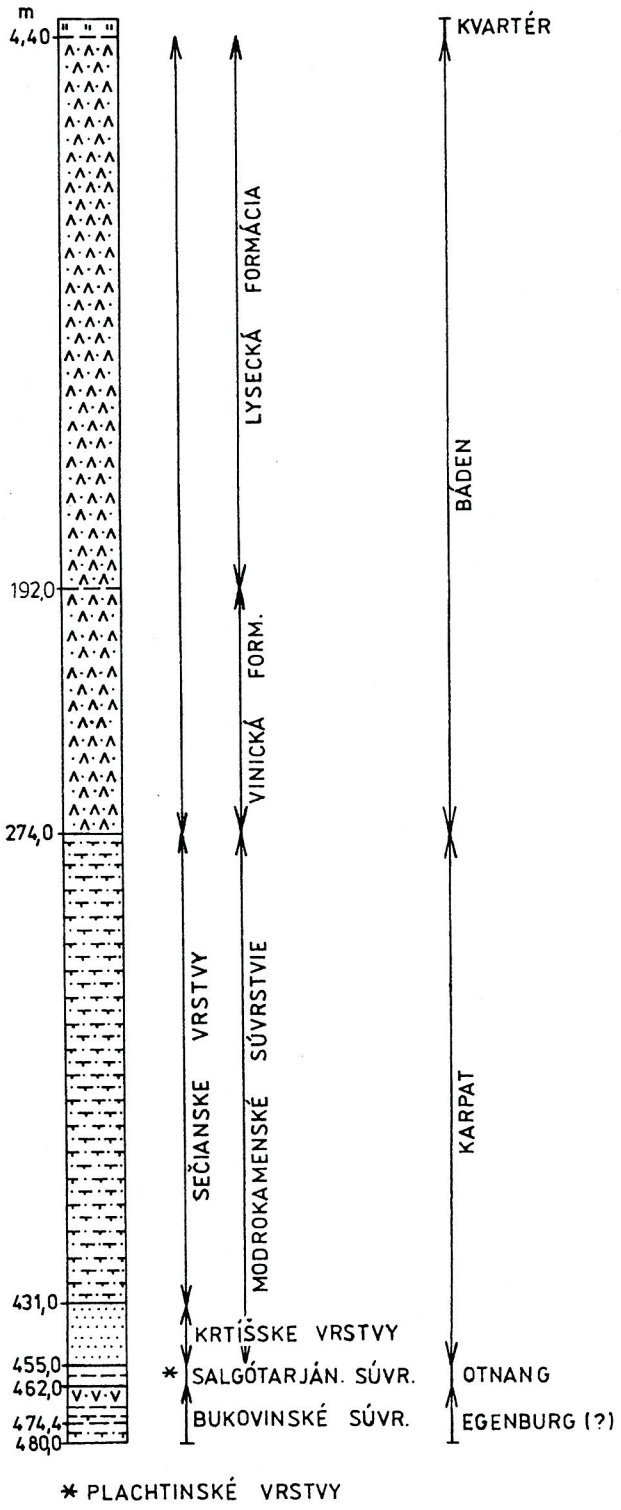
## LKŠ-1
## HÁMOR




## N-33
## ĽUBOREČ

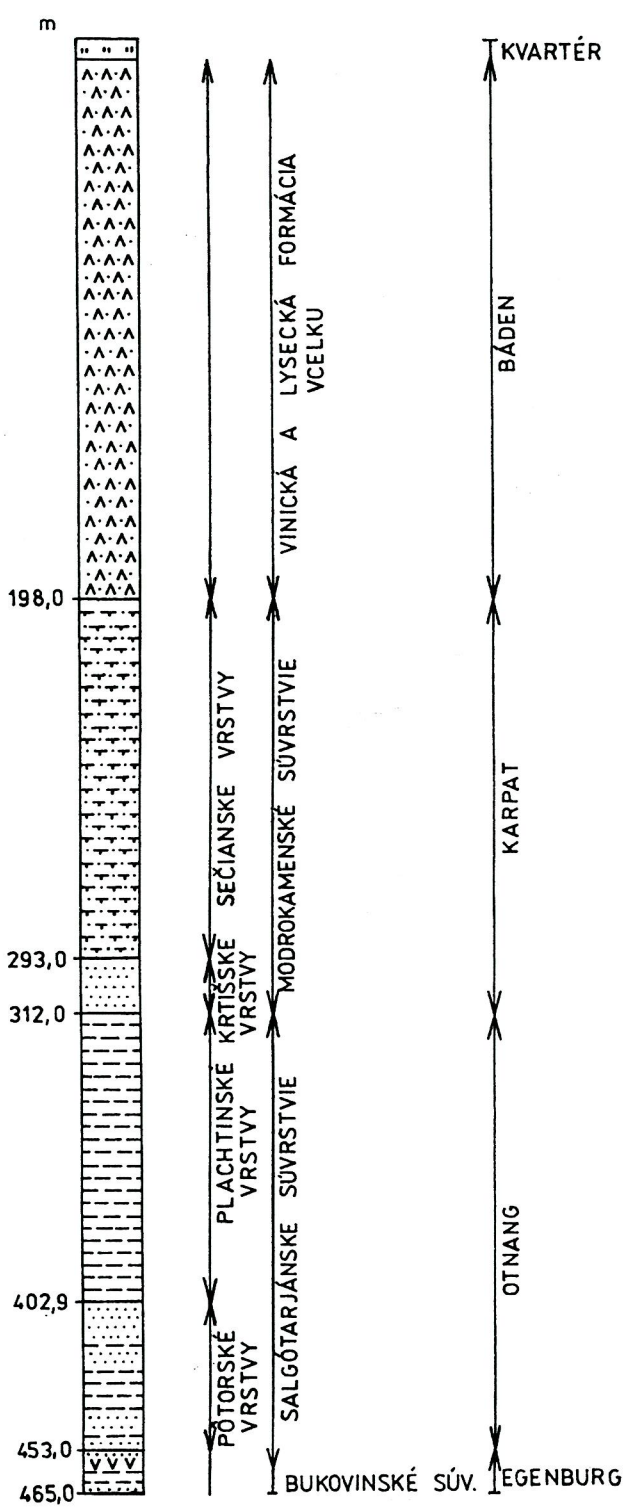



## N-34
## ĽUBORIEČKA



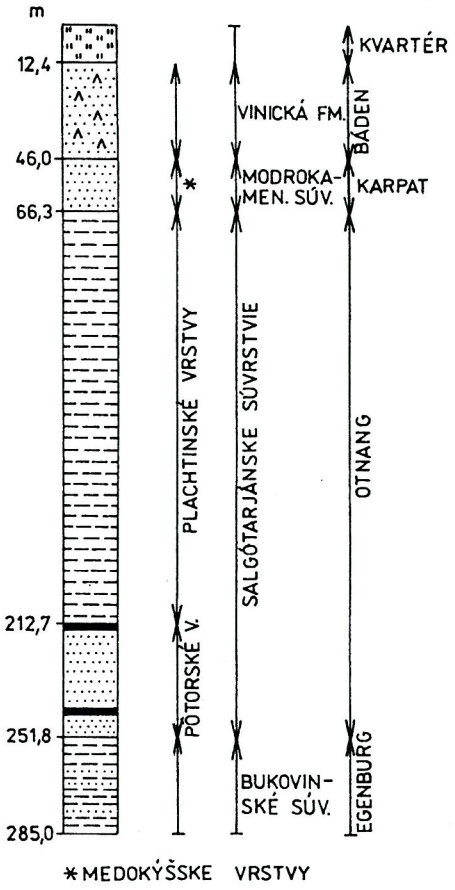
N-35

ĽUBORIEČKA



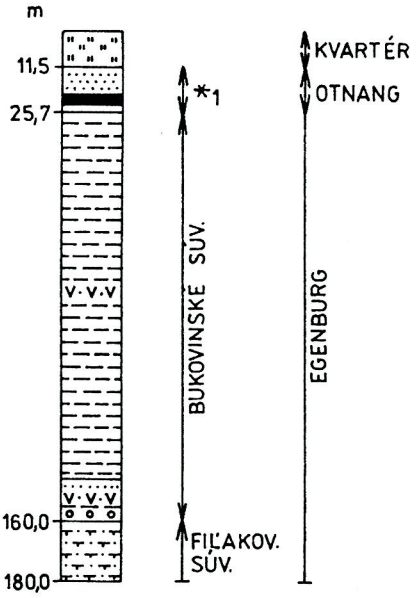

N-49

ĽUBORIEČKA



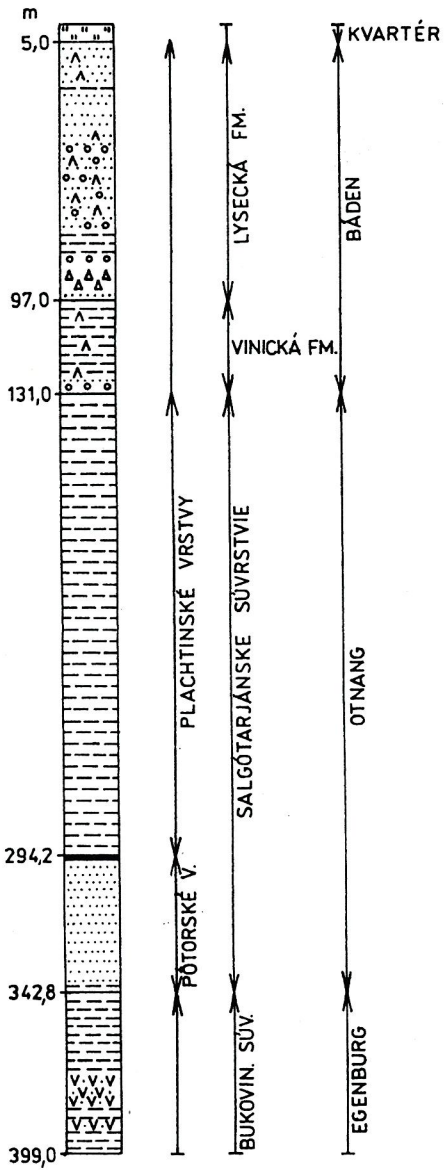

BE-1

MALÉ DÁLOVCE



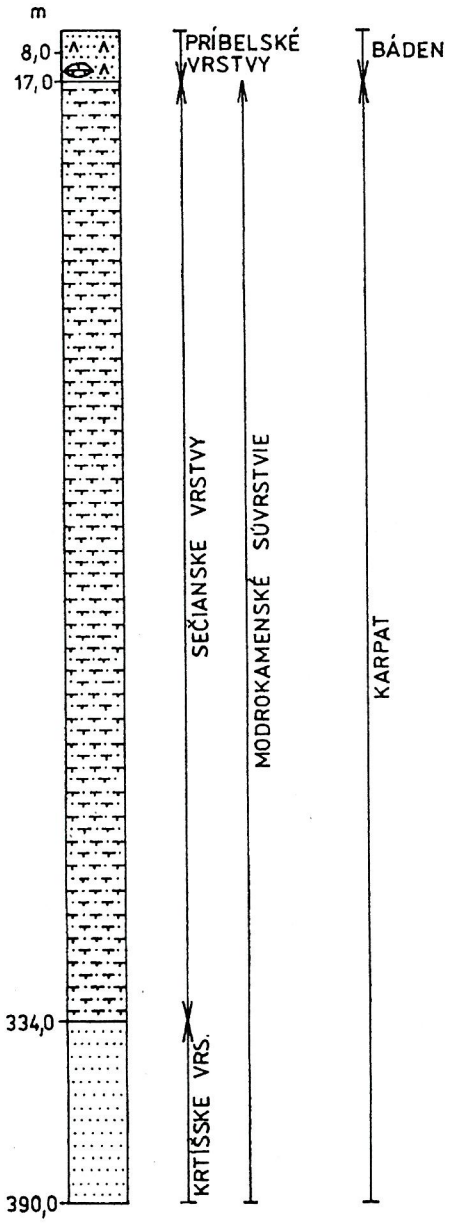
N-53

ĽUBORIEČKA



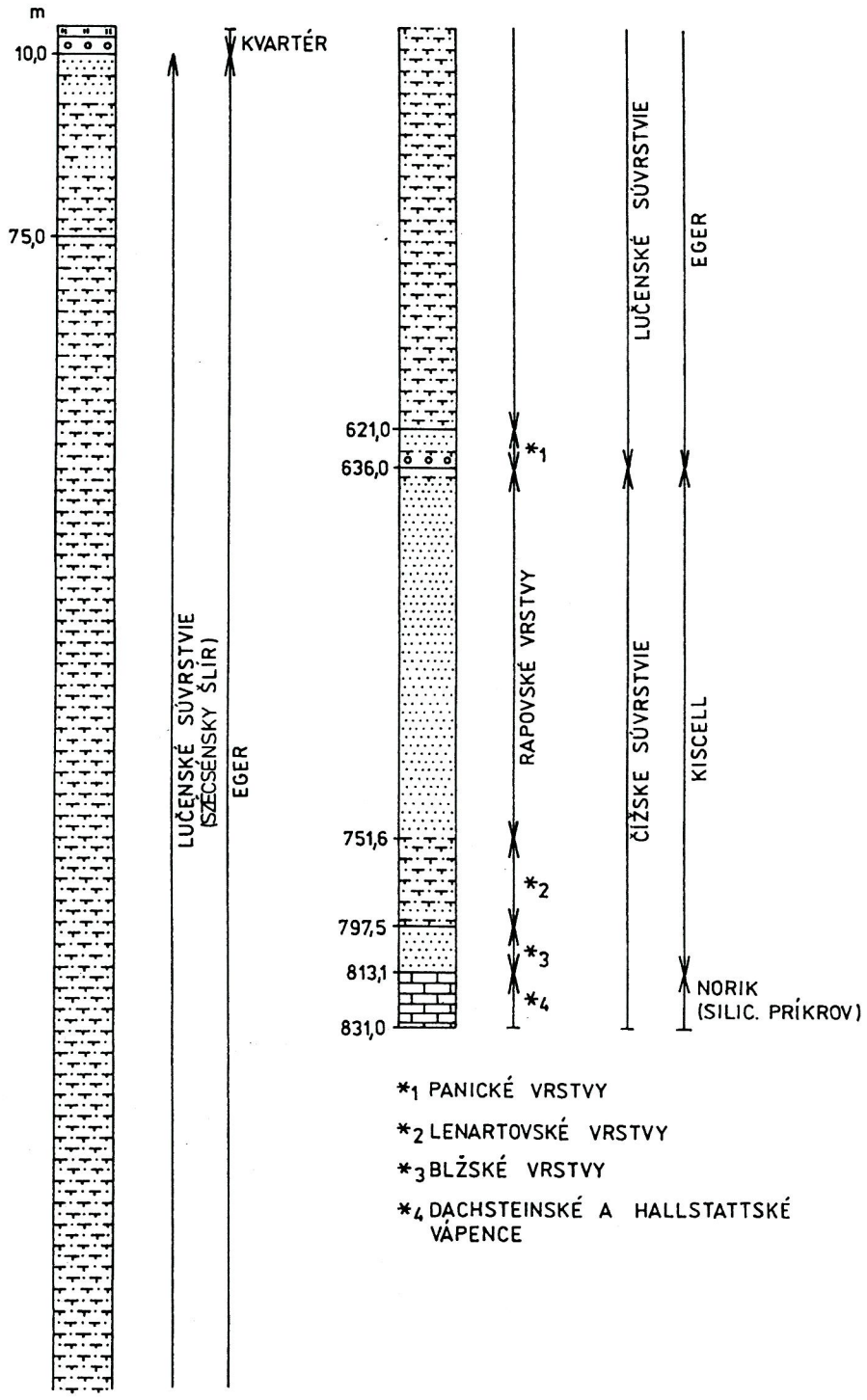

BE-2

MUĽA



## LR-3

## RAPOVCE



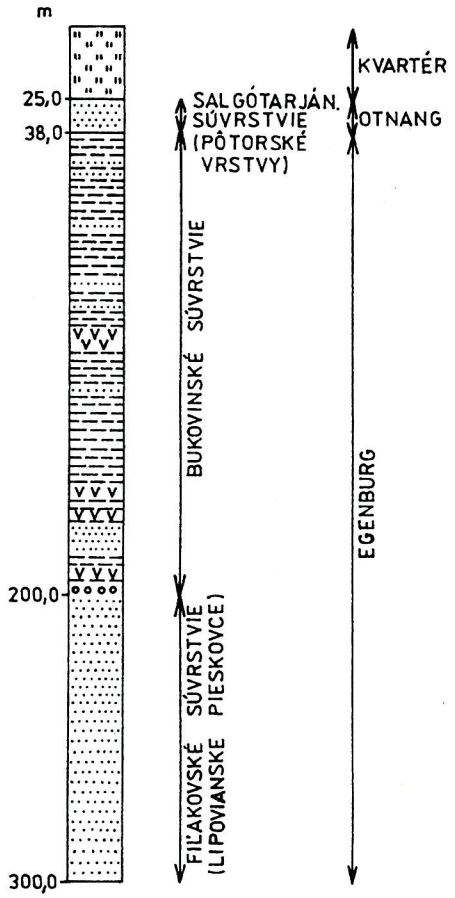

*1 PANICKÉ VRSTVY

*2 LENARTOVSKÉ VRSTVY

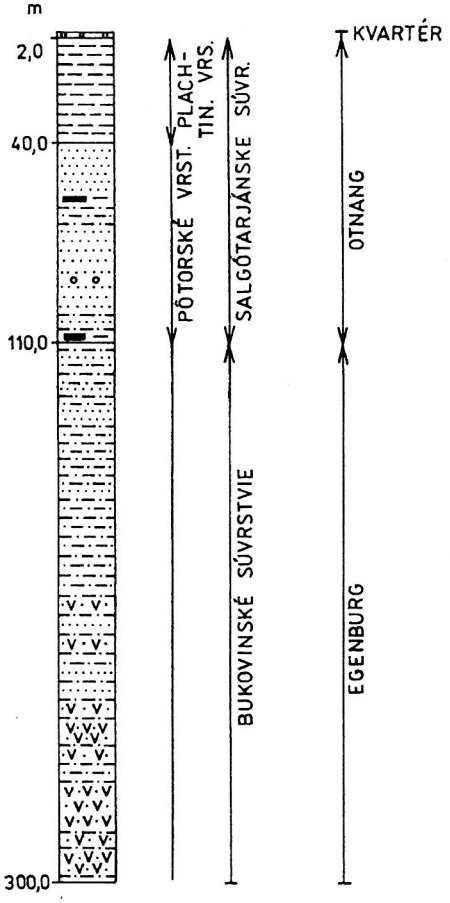
*3 BLŽSKÉ VRSTVY

*4 DACHSTEINSKÉ A HALLSTATTSKÉ VÁPENCE

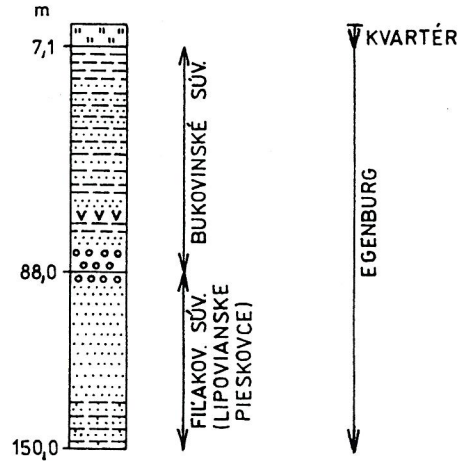
EV-1
VEĽKÁ n/IPĽOM



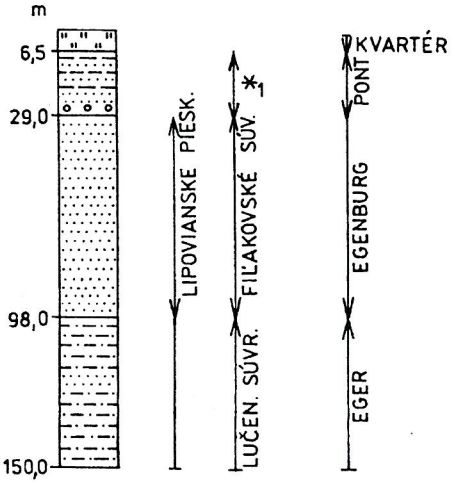

EV-2
ĽUBOREČ




EV-3
VEĽKÁ n/IPĽOM




EV-4
SAMOTA TELKA




*1 POLTÁRSKE SÚVRSTVIE

# Kvartér

Kvartérne sedimenty Lučenskej kotliny, Cerovej vrchoviny a priľahlých častí Rimavskej a Ipeľskej kotliny, Slovenského rudohoria a Krupinskej planiny tvoria nerovnomerný pokryv a súvisle vystupujú najmä v dolinách Ipľa, Rimavy a ich prítokov, ako aj na kotlinových pahorkatinách.

Prevládajúcim genetickým typom sú fluviálne sedimenty najvyšších, vysokých, stredných a nízkych terás a nív riek a potokov. Litologicky výrazne sú odlišné sprašové sedimenty Cerovej vrchoviny, ktoré tvorí piesčitá hlina, a kotlinových pahorkatín, ktorými sú ílovité, ílovitopiesčité a štrkovité polygenetické sedimenty.

V predhorí Slovenského rudohoria a Krupinskej planiny sú rozšírené pokryvy a plášte deluviálnych (eluviálno-deluviálnych) hlinitokamenitých sedimentov. Krátke potoky na styku pohorí a kotliny vytvárajú rozsiahle náplavové kužele.

Okrem spomenutých základných typov kvartérnych sedimentov sa vo vrcholových častiach Cerovej vrchoviny zachovali zvyšky lávových bazaltových prúdov a v dolinách maarové sedimenty cerovej bazaltovej formácie (charakterizované v predchádzajúcej kapitole). Na aktívnych tektonických zlomoch v okolí výverov minerálnej vody sa sporadicky sformovali travertínové kopy.

Ako výsledok klimatických oscilácií v kvartéri, ktoré prebiehali pri celkovom nerovnomernom zdvihu územia (s celkovým efektom okolo 140 m), je pre región charakteristický polycyklický vývoj sedimentov.

Na základe morfologickej pozície fluviálnych sedimentov terás, typológie fosílnej pôdy nadložných pokryvov spraše, sprašových sedimentov, a najmä nálezov malakofauny, rádiometrického veku bazaltov, paleomagnetických údajov a širších korelačných vzťahov v rámci kotlín južného Slovenska kvartérne sedimenty regiónu v zmysle návrhu členenia československého kvartéru (Tyráček, 1987) zaraďujeme do starého (spodného), stredného, mladého pleistocénu a holocénu.

## Pleistocén

### Biber (?)

Najstaršie kvartérne sedimenty sa v študovanom území zachovali v podloží bazaltov cerovej bazaltovej formácie, sporadicky v doline Ipľa v Ipeľskej kotline a zastupujú ich polohy fluviálneho piesčitého štrku najstarších terás a úrovní – trebeľovské vrstvy, pozične vystupujúce pod úrovňou belinských vrstiev.

**Trebeľovské vrstvy** sa súvislejšie zachovali pod lávovým prúdom na severnom okraji Cerovej vrchoviny medzi kótou Monica a Trebeľovcami. Lineárny priebeh štrkových akumulácií a výškový spád pozdĺžneho profilu výstupov štrkových polôh a bazaltového prúdu indikujú priebeh paleodoliny. Báza akumulácie v kameňolome pod kótou Chrasť je v relatívnej výške 100–110 m a postupne klesá na 90 m pri Trebeľovciach.

Na báze vrstiev je hrubší priemerne vytriedený sivý piesčitý štrk, ktorý má podľa Horniša (1984) nasledujúce zrnitostné parametre a zloženie (podľa Truska, 1932): $Q_1$ 0,33, Md 1,9, $Q_3$ 11, So 5,8, Sk 1,0. Štrk tvoria zaoblené, v menšej miere polozaoblené obliaky, ale časté sú aj guľaté, dokonale zaoblené obliaky. Obliakový materiál je prevažne z kremenca a kremenného pieskovca, ale hojne sú zastúpené aj arkózy, arkózový pieskovec a droba, ktoré sa vyznačujú veľmi dobrou sféricitou, a ojedinele sa vyskytujú kremenné metakvarcity, svory, fylity, bazalt, andezit a vulkanoklastiká.

V ľahkej minerálnej frakcii prevažujú zrná kremeňa, často limonitizované, čiastočne sa vyskytujú úlomky hornín a živce, väčšinou s bielym kaolinizovaným povrchom, a sporadicky sľuda a glaukonit. V ťažkej minerálnej frakcii prevládajú opakové minerály, najmä magnetit a limonit a sporadicky sa vyskytuje leukoxén a pyrit. V hojnej miere sú zastúpené granáty a významnejšie aj amfiboly, turmalín i apatit (Horniš, 1984).

Piesčitý štrk korytovej fácie smerom do nadložia prechádza do šikmo zvrstveného piesku a pieskoštrku s podobným mineralogickým a petrografickým zložením. V celom súvrství sú šošovky a vrstvičky strednozrnného až jemnozrnného dobre vytriedeného sivého piesku a miestami závalky svetlosivého piesčitého ílu.

V nadloží korytovej fácie (štrkov) sú vrstvy červenohnedého až karmínovočerveného hrubozrnného až strednozrnného piesku a drobnejšieho piesčitého štrku s klinovitými zátekmi do podložia a na nich červenosivoškvrnitý piesok (0,70 m), hlinitý piesok a tehlovočervená až karmínovočervená silne piesčitá hlina (hlinitý piesok), ktoré reprezentujú resedimentovanú, termicky pozmenenú rubifikovanú pôdu. V piesku majú prevahu zrná kremeňa a kremenca, v hlinitom piesku a v hline (pôde) sa v značnej miere vyskytujú zrná vulkanoklastík. Ich zastúpenie rastie v nadložnom tmavosivom humóznom horizonte s pseudomycéliami, ktorý uzatvára vývojový cyklus najstaršej pleistocénnej fosílnej pôdy, stavbou pôdneho profilu pripomínajúcej fosílnu pôdu typu andosol, čo potvrdila Vaškovská (1988), ktorá v nej zistila alofán. V bezprostrednom nadloží fluviálnych vrstiev sa vyvinuli 60–90 cm hrubé vrstvy piesčitých tufitických sedimentov a tufu, na ktorých leží jeden z bazaltových prúdov cerovej bazaltovej formácie. Sedimenty aj bazalt majú reverznú magnetizáciu a rádiometrický vek bazaltového prúdu kolíše v rozpätí 1,92 ± 0,15 až 2,15 ± 0,13 Ma (tab. 57, čísla lokalít: 24, 23 a 21). Reverzná magnetizácia aj rádiometrické veky naznačujú, že sedimenty aj nadložný lávový prúd vznikli v magnetickej epoche Matujama (porovnaj Vaškovská, 1984).

V podobnej výškovej pozícii sú zvyšky akumulácie štrku na vrchu Bukovec pri samote Hámor. Súvrstvie sa skladá z dvoch akumulácií štrku rozdelených povodňovou hlinou a silne rubifikovanou fosílnou pôdou (Pristaš, 1981), ktoré korelujeme s termicky pozmenenou andosolovou fosílnou pôdou pri Ratke pod kótou Chrasť.

Podľa morfologickej pozície a typológie rubifikovanej fosílnej pôdy, aká sa okrem spomenutých prípadov vyskytuje

na najstarších prvkoch reliéfu (na poriečnej rovni), na poltárskom súvrství, možno štrkové akumulácie zaradiť do najstaršieho obdobia pleistocénu – pliocénu (biberu?), pričom spodné, silne zvetrané polohy ílovitého štrku na vrchu Bukovec predstavujú staršie a vrchné polohy piesčitého štrku mladšie obdobie (Pristaš, 1981).

### Donau

V nižšej morfologickej pozícii, v podloží lávového prúdu cerovej bazaltovej formácie medzi Husinou a Šávoľom, sú vrstvy piesčitého štrku – **husinské vrstvy,** vrstvy strednej, najvyššej terasy, ktorá sa sporadicky zachovala v doline Rimavy a Suchej. Povrch terasy je v absolútnej výške pod 300 m (v relatívnej okolo 100 m) a báza v relatívnej výške 70–90 m nad riečnymi nivami tokov.

Lineárny priebeh výskytov fluviálneho štrku v podloží bazaltového prúdu na jednej strane a terasový vývoj v doline Rimavy, gradačné zvrstvenie, litologické a petrografické zloženie a hrúbka súvrstvia na druhej svedčia o fluviálnom pôvode materiálu, ktorý sa od materiálu poltárskeho súvrstvia výrazne odlišuje. Prevahu majú fluviálne sedimenty korytovej a nivnej fácie starého koryta (doliny) Suchej, Ipľa a Rimavy, ktoré sa na medziriečí Suchej a Rimavy nachádzajú 20–25 m pod úrovňou bazálnych vrstiev poltárskeho súvrstvia. Bazálnu korytovú fáciu zastupuje hrubý reziduálny a piesčitý štrk s dobre opracovanými kremennými a kremencovými obliakmi. Materiál je silne zvetraný, limonitizovaný, obsahuje polohy a preplástky svetlosivého ílu. Pod bazaltovým prúdom pri Husinej, najmä v jeho dolnej časti, prevláda drobný, 1–2 cm hrubý štrk a svetlosivý piesok z obliakov a zŕn kremeňa a kremenca. Ojedinele sa vyskytuje pieskovec, bridlice a lydity. V nadloží korytovej fácie vystupujú polohy pestrofarebného, sivohnedočerveného piesčitého ílu nivnej fácie a na nich sa sformovala tehlovočervená (silne rubifikovaná) pôda (Pristaš, ed., 1983, 1984), ktoré sa výrazne vyvinuli na poltárskom súvrství, kde miestami tvoria horizont hrubý 2–3 m.

Fosílny pôdny horizont pravdepodobne reprezentuje interglaciálnu pôdu donausko-günzkého interglaciálu, čo umožňuje zaradiť polohy piesčitého štrku do dunajského glaciálu. Stratigrafickú príslušnosť štrkových polôh potvrdzuje rádiometrický vek nadložných bazaltov v lome pri Veľkých Dravciach (1,28 ± 0,24 mil. rokov) a reverzná remanentná magnetizácia (tab. 57), ktorá najpravdepodobnejšie indikuje epochu Matujama. Nadložné pokryvy sprašovej hliny, a najmä rubifikovaná fosílna pôda v nadloží bazaltov majú normálnu remanentnú magnetizáciu (epocha Brunhes).

### Günz

V nižšej úrovni – 30–40 m nad riečnou nivou Ipľa a Suchej – vystupujú polohy fluviálneho štrku spodnej, najvyššej terasy (günz). Terasa sa zachovala aj na pravom brehu Ipľa resp. na staropleistocénnom sútoku Ipľa a potoka Slatinka, na J od samoty Horná Slatinka. V doline Suchej sa terasa identifikovala v okolí kóty 235 (Bakoš), starom sútoku Ipľa a Suchej, a najmä na severnom okraji Cerovej vrchoviny.

Povrch terasy v okolí Hornej Slatinky je v relatívnej výške 40–60 m v doline Rimavy, 50–90 m nad riečnou nivou tokov. Na báze terasy Ipľa v hĺbke okolo 14 m (vrt PIV-12; Pristaš, 1971) bola navŕtaná poloha hnedého až sivohnedého štrku až piesku. Obliakový materiál je zvetraný, v nadloží značne zahlinený, drobný (maximálny priemer obliakov je 2 cm). Hrúbka polohy fluviálneho štrku je 1,0–1,5 m a jeho zrnitostné parametre (podľa Horniša, 1976) sú: Q1 0,9, Md 0,44, Q3 1,0, So 3,3 a Sk 0,46. V zložení materiálu vysoko prevláda poloopracovaný žilový kremeň a kremenec, sporadicky je zastúpený pieskovec, ojedinele lydity, v terase Suchej a Beliny sú hojne zastúpené zvetrané andezity a bazalty. V ťažkej pieskovej frakcii je prevaha opakových minerálov, v ľahkej sa vyskytuje najmä kremeň, sľuda a limonitizované zrná (Horniš, 1976).

Mineralogické a petrografické zloženie materiálu je podobné ako v mladších pleistocénnych terasách, pričom je pozorovateľná úplná absencia hypersténu, ktorý pre vysoký vek akumulácie podľahol zvetrávaniu.

V nadloží piesčitého štrku a piesku sa vyvinula ílovitá až sivá povodňová hlina a íl (hrúbka okolo 1,5 m) a na nich sa sformoval komplex (2 m) silne rubifikovanej pôdy günzko-mindelského interglaciálu (kromér). Typologicky podobná pôda je aj v bezprostrednom nadloží svetlosivej hliny, a najmä bazaltov cerovej bazaltovej formácie. Nadložie terasy budujú polohy mladšej pleistocénnej spraše a sprašovej hliny.

Günzká terasa Rimavy sa zachovala na pravom brehu, tvorí výrazný zarovnaný pás územia, miestami je široká až 2 km a má výrazne vyvinutú eróznu hranu. Povrch terasy vystupuje v relatívnej výške 70–95 m nad riečnou nivou Rimavy a proti toku konverguje.

Fluviálne sedimenty terasy ležia v severnej časti na paleozoiku, mezozoiku, v dolnej časti na vrstvách egerského prachovca (lučenské súvrstvie) a egenburského pieskovca (fiľakovské súvrstvie). Bezprostredne na povrch vystupuje pozdĺž eróznej hrany a v dolinách bočných prítokov Rimavy.

Na báze terasy (v relatívnej výške 25–80 m) sa vyvinuli polohy sivého, žltosivého až hnedého, miestami silne zahlineného piesčitého štrku korytovej fácie zložené prevažne z rezistentných kremenných a kremencových obliakov. Sporadicky sa vyskytujú obliaky kryštalických bridlíc, lyditu a zvetraného andezitu. Obliakový materiál je hrubý. Maximálny priemer obliakov je do 20 cm, ale ojedinele sa vyskytujú i väčšie.

Obliaky sú opracované. Súvrstvie hrubého štrku prechádza do vytriedenejšieho piesčitého štrku, pieskoštrku alebo do piesku. Maximálna hrúbka fluviálnych sedimentov 6 m sa zistila vo vrte VTP-5, ale spravidla je od 3 do 5 m.

V nadloží vrstiev piesku vystupuje nivná fácia hrubá od 1,5 do 2 m, ktorú tvorí sivá povodňová hlina alebo svetlosivý a sivomramorovaný íl. V pozdĺžnom aj priečnom profile miestami prechádza do ílovitého piesku.

V nadloží nivnej fácie vystupuje nevápnitá hlina výraznej tehlovočervenej až karmínovej farby, rubifikovaná fosílna pôda günzko-mindelského interglaciálu v podloží so svetlými

sivými ílovitými zátekmi, šmuhami a pod. V granulometrickom zložení hliny dominujú prachové frakcie (60 %) s rovnakým alebo aj väčším podielom pieskovej a ílovej frakcie, ale pre značnú zmenu substrátu prechádza do piesčitej hliny alebo do prachovitého piesku. Nadložie terasy Rimavy buduje séria mladšej sprašovitej hliny a spraše hrubá 7–8 m.

Na severnom okraji Cerovej vrchoviny sa na V od Šávoľa zachovali krížovo zvrstvené polohy piesku a veľmi drobného štrku (štrčika) s polohami hrubšieho, prevažne bazaltového štrku korytovej fácie hrubého 4 m. Na štrkových polohách ležia vrstvy sivého jemnozrnného ílovitého a prachovitého piesku. Z fauny je bohato zastúpená najmä *Lymnaea peregra ovata* (Drap.).

### Mindel

*Vrstvy stredného pleistocénu* (mindel) zaberajú široký terasovitý pás Lučenskej kotliny na pravom brehu Ipľa a Suchej a na ľavom brehu Beliny. Zastupujú ich fluviálne a proluviálne sedimenty vystupujúce v dvoch úrovniach. Ako výsledok diferenciácie neotektonických pohybov v Lučenskej a Rimavskej kotline a klenby Cerovej vrchoviny je pozorovateľná aj výšková diferenciácia mindelských terás, ktorá je v Lučenskej kotline nevýrazná alebo celkom chýba. Len v okolí Boľkoviec sú slabé náznaky dvojstupňovej stavby. Výraznejšiu diferenciáciu terás starého pleistocénu podmienil najmä intenzívnejší zdvih klenby Cerovej vrchoviny a krýh rozvodia Suchej a Rimavy.

Mindelská terasa je súvislá v doline Ipľa a Suchej a tvorí tam pás územia široký 2–3 km. Jej užšie pásy sa zachovali na ľavom brehu Beliny. Povrch terasy, ktorý vystupuje v relatívnej výške 35–40 m, je takmer vodorovný, len mierne sklonený k hlavným tokom (Pristaš, 1970).

Na báze terasy Ipľa a Suchej v relatívnej výške 20–25 m vystupuje piesčitý až zahlinený zvetraný štrk. Terasu Suchej a staršiu mindelskú terasu Beliny a potoka Baby budujú polohy žltohnedého silne zvetraného štrku.

Štrk sa skladá z poloopracovaných obliakov kremeňa, kremenca, kremitého pieskovca a ojedinele sa v ňom vyskytujú kryštalické bridlice, žula, svory, lydity a andezity. V obliakovom materiáli terasy Beliny a potoka Baby sú výrazne zastúpené hrubé relatívne slabo opracované bazaltové a andezitové obliaky.

Podľa Horniša (1976) ľahkú frakciu piesku tvorí kremeň, sľuda a limonitizované zrná, z ťažkých minerálov výrazne prevažujú opakové minerály a úplne chýba hyperstén. Hrúbka korytovej fácie je 2,5–3,0 m.

V nadloží polôh štrku korytovej fácie sa miestami vyvinul sivý strednozrnný až hrubozrnný zahlinený a limonitizovaný piesok, ktorého hrúbka vo vrtoch v okolí Boľkoviec a Fiľakova dosahuje 3–6 m. V nadloží korytovej fácie sa spravidla zachovali polohy sivého až žltosivého ílu, povodňovej a piesčitej hliny. V ich nadloží vystupuje tmavohnedá až červenkastá ílovitá hlina, ktorá reprezentuje pôdu mindelsko-riského interglaciálu. Na fosílnom pôdnom horizonte (staršej) mindelskej terasy ležia polohy sprašovej hliny a spraše (6–7 m).

V oblasti Cerovej vrchoviny v doline Rimavy, ale najmä Beliny a v ústí potoka Baby vystupuje spodná vysoká terasa (mladší mindel). Buduje ju súvrstvie piesčitého štrku a piesku hrubé 2–3 m s výrazným podielom bazaltových obliakov.

### Ris

Pod mindelskými terasovými stupňami Ipľa, Suchej a Beliny vystupujú dve stredné terasy. Prvá, staršia úroveň, je v relatívnej výške 20–25 m. Širší priestor medzi staršou riskou terasou a nivou alebo nízkou terasou zaberá hlavne riská terasa s povrchom 10–12 m nad riečnou nivou tokov.

Vyšší terasový stupeň – starší ris (preris?) – tvorí na Ipli pás široký 1–1,5 km. Užší pás terasy sa zachoval v doline Suchej a Beliny. Terasa má dobre vyvinutú hranu a pozdĺž nej vystupujú štrkové vrstvy korytovej fácie.

Na báze terasy v relatívnej výške okolo 17 m vystupuje zahlinený silne zvetraný žltohnedý piesčitý štrk. Obliakový materiál je poloopracovaný až dobre opracovaný, zložený z kremeňa, kremenca, sporadicky je v ňom zastúpená žula, lydity, kryštalické bridlice a pieskovec. Obliaky sú veľké 3–5, maximálne 8 cm.

Podľa Horniša (1976) je v ľahkej frakcii na Ipli väčšinou kremeň a sľuda, v ťažkej prevládajú opakové minerály, najmä leukoxén, zriedkavejšie magnetit a ilmenit a hojne je zastúpený epidot a amfibol. Vo fluviálnom materiáli terasy je prevaha magnetitu, ilmenitu a leukoxénu a objavuje sa hyperstén, ktorý v starších pleistocénnych akumuláciách chýba.

V nadloží korytovej fácie terasy sa vyvinula séria sprašovej hliny a spraše hrubá 4,5 m.

Spodný terasový stupeň – mladší ris – tvorí 1,0–1,5 km široký pás územia na pravom brehu Ipľa, Suchej a Kriváňskeho potoka a sporadicky sa zachoval aj v doline Rimavy.

Povrch terasy vystupujúci v relatívnej výške 10–12 m je takmer vodorovný, s nepatrným sklonom k riečnej nive. Terasu budujú vrstvy piesčitého štrku korytovej fácie hrubé 2,5–3,0 m (Pristaš, 1971). Na báze terasy sa miestami vyvinul zvodnený, prevažne hrubý štrk, smerom k nadložiu sa zjemňuje a prechádza do šikmo zvrstvených polôh piesčitého štrku obsahujúcich polohy a šošovky vytriedeného strednozrnného až hrubozrnného piesku. Fluviálny štrk je v porovnaní so staršími terasami menej zvetraný a lepšie vytriedený.

Priemerná veľkosť zrna (podľa Horniša, 1976) Md je 0,2–2,2 a koeficient vytriedenia So 5,2–7,2. Obliakový materiál sa skladá z opracovaných obliakov kremeňa a kremenca, sporadicky je zastúpený pieskovec, žula, ojedinele andezity, silicity a kryštalické bridlice. V ľahkej frakcii sa vyskytuje kremeň, sľuda a zriedka živce (Horniš, 1976), v ťažkej prevažujú opakové minerály. Hojný býva hyperstén, ktorý je väčšinou slabo korodovaný, granát, amfibol a epidot a z opakových minerálov je prítomný magnetit a ilmenit.

V nadloží štrkových vrstiev korytovej fácie vystupujú vrstvy strednozrnného až hrubozrnného limonitizovaného hnedého a sivohnedého piesku a ílovitého štrku. Nad nimi je žltosivá a sivohnedopásikavá povodňová hlina a íl.

Hrúbka nivnej fácie je 1,5–2 m. Fluviálnu sériu mladšej riskej terasy zakrýva pokryv spraše a sprašovej hliny hrubý 2–4 m. V podloží sprašovej série sa zachovala hnedozemná ilimerizovaná pôda risko-würmského interglaciálu.

### Würm

Sedimenty mladého pleistocénu Lučenskej kotliny sú zastúpené fluviálnymi sedimentmi nízkej terasy Ipľa a Suchej, fluviálnymi sedimentmi dnovej výplne riečnych nív, proluviálnymi sedimentmi bočných potokov, pokryvom spraše, sprašovej hliny, deluviálnej (polygenetickej) hliny sprašového charakteru a hlinitokamenitých sedimentov (svahoviny).

Fluviálne sedimenty nízkej terasy (starší würm) sa zachovali na pravom brehu Krivánskeho potoka, Ipľa, Suchej a Beliny, súvislejšie na ľavom brehu, čiastočne na pravom brehu Suchej, medzi Pršou a Holišou a výraznejšie sú na ľavom brehu od Fiľakovských Kováč po samotu Lazy.

Povrch terasy vystupuje 4–8 m nad riečnou nivou Ipľa, báza na úroveň alebo slabo pod úrovňou povrchu riečnej nivy. Na báze vystupuje hrubý sivožltohnedý piesčitý slabo zahlinený štrk. Obliakový materiál je z kremeňa, kremenca, pieskovca, žuly, lyditu, ojedinele z andezitu a je poloopracovaný.

V ľahkej frakcii materiálu terasy Suchej prevláda kremeň, sľuda a limonitizované zrná, v ťažkej opakové minerály – magnetit a ilmenit, amfibol, granáty, epidot a hyperstén, ktorý je väčšinou slabo korodovaný (Horniš, 1976).

V nadloží súvrstvia vystupuje piesčitý štrk až hrubozrnný piesok zakryté 0,7–2,0 m hrubou skrývkou sprašovej hliny so slabo vyvinutou čiernozemou alebo hnedozemou.

Najnižšiu pozíciu v dolinách riek zaberá zvodnené súvrstvie fluviálnych sedimentov dnovej akumulácie (výplne) vystupujúce v podloží holocénnych hlinitopiesčitých a ílovitých náplavov nív tokov.

Dnová akumulácia sa vyvinula v celom rozsahu nív tokov. Nivu Ipľa tvorí vrstva zvodneného piesčitého štrku hrubá 2–3,5 m. Menšia hrúbka (1,5–2,5 m) je v doline Suchej a nepatrná v podloží holocénnych náplavov prítokov Ipľa, Suchej a Beliny. Na báze dnovej akumulácie je sivý hrubý štrk, ktorý je charakteristický najmä pre hornú časť toku Ipľa. V pozdĺžnom profile Ipľa a Suchej sa materiál postupne zjemňuje a prechádza do jemnejšieho piesčitého štrku.

V nadloží súvrstvia prevláda jemnejšie šikmo zvrstvený štrk a hrubozrnný piesok.

V petrografickom zložení (v porovnaní so staršími pleistocénnymi akumuláciami) rastie podiel andezitových a bazaltových obliakov, ale prevažujú obliaky kremeňa a kremenca. Ojedinele sa vyskytujú obliaky pieskovca, kryštalických bridlíc a žuly.

V ľahkej frakcii (Horniš, 1976) je v prevahe kremeň a sľuda a sporadicky je zastúpený glaukonit a živce, v ťažkej opakové minerály – magnetit a ilmenit, v menšej miere limonit a leukoxén, ale výrazne rastie podiel hypersténu, ktorý je slabo korodovaný až nekorodovaný.

V nadloží dnovej akumulácie (korytovej fácie) sa sporadicky zachoval hrubozrnný piesok a fácie prikorytových plytčín, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do holocénnych hlinitopiesčitých a ílovitých povodňových sedimentov alebo sú nimi zakryté.

V ojedinelých prípadoch (pri Rapovciach, Lazoch a Prši) sa zachovali zvyšky zahlineného strednozrnného až hrubozrnného piesku s krátkym eolickým transportom. Ten je zväčša vyťažený, ale predtým tvoril podlhovasté presypy vysoké 2–4 m premodelované laterálnou eróziou a sčasti zakryté holocénnym povodňovým krytom podobne ako sedimenty dnovej akumulácie.

Spraš a sprašová (sprašovitá) hlina – eolicko-deluviálne sedimenty – tvoria viac-menej súvislý pokryv na fluviálnych sedimentoch nízkej terasy, ako aj na stredných, vysokých a najvyšších terasách Ipľa, Suchej, Beliny, Rimavy a na bazaltových prúdoch. Sprašový pokryv je prerušený len na veľmi exponovaných svahoch dolín a eróznych hranách terás. Jeho hrúbka rastie od najmladších terás po najstaršie, na nízkych je 1–2, na stredných 4–6 a na vysokej a najvyššej terase 8–10 m. Pokryv sa vyznačuje veľkou rôznorodosťou, a najmä obsahom fosílnych pôdnych horizontov. Najúplnejší profil so sprašovým pokryvom sa v študovanej oblasti zachoval na najstarších pleistocénnych terasách Ipľa, Suchej, Rimavy a na bazaltových prúdoch.

Bezprostredné nadložie terás budujú (würmské) 2–4,5 m hrubé pokryvy spraše a sprašovej hliny zastúpenej okrovožltou až sivožltou prachovitou, piesčitou, ílovitou alebo vápnitou hlinou s ojedinelými polohami typickej žltej (okrovožltej) vápnitej spraše s chladnomilnou malakofaunou sprašovej stepi.

Schmidt (písomné oznámenie) vo vrte VFP-2, na V od Buzitky, vo vápnitej spraši v hĺbke 2,2–3,0 m určil takéto spoločenstvo: *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia costata* (Müll.), *Pupilla muscorum densegirata* (Lžk.), *Succinea oblonga* (Drap.), *Vertigo pygmaea* (L.), *Trichia hispida* (L.), *Columella columella* (Mart.) a pod.

Územie Cerovej vrchoviny pokrývajú polygenetické sedimenty sprašového charakteru. Pre sústavné prehlbovanie a obnovovanie expozície svahov sa zachovala prevažne mladá – würmská až staroholocénna – svahovina na rozvodiach riek a potokov a na úpätiach svahov a dolín. Sú to diageneticky málo pozmenené odvápnené zvetraniny egerského prachovca, a najmä piesčitých sedimentov egenburgu, zastúpené žltosivou piesčitou a prachovitopiesčitou hlinou. Hrúbka pokryvu je od 2 do 4 m. Na úpätiach svahov séria obsahuje horizonty tmavej čiernej až hnedastej pôdy hrubé 1–2 m. To dokumentuje, že sa deluviálne plášte sformovali vo würme až najmladšom würme a v holocéne.

Bezprostredne na fosílnej pôde risko-würmského interglaciálu hliniska hajnáčskej tehelne vystupuje sivá, žltá až žltohnedá silne piesčitá hlina s charakteristickou faunou sprašovej stepi, v ktorej podľa Schmidta (l. c.) dominuje *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), *Chondrula tridens* (Müll.), *Clausilia dubia* (Drap.) a *Vallonia pulchela* (Müll.), indikujúce začiatok würmského glaciálu.

V nadloží silne piesčitej hliny vystupuje typickejšia žltá a okrovožltá vápnitá spraš, muskovitická a prachovitejšia, s charakteristickou malakofaunou sprašovej tundry. Podľa Schmidta (l. c.) v nej výrazne prevažuje *Pupilla loesica* (Lžk.) a *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) a menej sa vyskytuje *Pupilla triplicata* (Skr.) a cf. *Chondrula tridens* (Müll.), indikujúce prostredie štadiálu stredného würmu.

V nadloží sprašových pokryvov je rozšírená okrovožltá sprašovitá silne piesčitá muskovitická hlina až piesok rozdelené nevýraznou hnedozemou, ktorá v hajnáčskej tehelni prechádza do oglejenej až slabo humóznej pôdy a reprezentuje pôdny komplex PK I?. V nadloží pokryvu sa vyvinula hnedozemná slabo humózna recentná pôda.

Deluviálne hlinitokamenité sedimenty zväčša lemujú svahy čadičových prúdov, vulkanoklastík Krupinskej planiny a paleozoika úpätia Slovenského rudohoria. Zastupujú ich gravitačné osypy, kamenné moria, a najmä zosunuté kryhy a bloky bazaltu, ktoré sú v nerovnakom štádiu deštrukcie.

Hlinitokamenité delúviá majú veľmi malú hrúbku (1–5 m) a ich materiálom sú chaoticky uložené ostrohranné úlomky a bloky bazaltov, andezitov a hlinitej drviny, ktoré na styku s pahorkatinou a jej pokryvom prechádzajú do hlinitopiesčitej svahoviny.

Deluviálnu hlinitokamenitú svahovinu rozšírenú na západných svahoch Pokoradzskej tabule a na južných výbežkoch Slovenského rudohoria zastupujú soliflukčné, ronové a gravitačné deluviálne sedimenty. Na stavbe delúvií sa výrazne zúčastňujú zvyšky kryhových zosuvov vulkanoklastík bádenu, ktoré nápadne vystupujú v reliéfe a sú v rozličných štádiách deštrukcie a zvetrávania. Delúviá sú z chaoticky uložených ostrohranných úlomkov a andezitových blokov s polohami splavenej červenohnedej hliny a drobnejšej horninovej drviny.

Na svahoch Slovenského rudohoria v horninovej drvine výrazne prevažujú ostrohranné úlomky žilového kremeňa a kremenca a na svahoch budovaných granitoidmi a metamorfitmi piesčité zvetraniny miestami hrubé až 3 m.

Deluviálne hlinitokamenité sedimenty na styku s pokryvom terás a s polygenetickými sedimentmi pahorkatín vzájomne prechádzajú do hlinitopiesčitej sprašovitej hliny.

### Holocén

Do najmladšieho obdobia kvartéru až holocénu v Lučenskej a Rimavskej kotline zaraďujeme fluviálne (povodňové) sedimenty holocénneho krytu riečnej nivy Ipľa, Suchej, Rimavy, Beliny a ich prítokov, ako aj proluviálne sedimenty náplavových a ronových kužeľov a antropogénne sedimenty.

Nivný povodňový kryt Ipľa je z vrstiev hlinitých, hlinitopiesčitých, piesčitých a ílovitých sedimentov hrubých 2–3 m a Suchej 2–4 m. Na jeho báze (na fluviálnych sedimentoch dnovej akumulácie) vystupuje sivý až tmavosivý íl s polohami a šošovkami ílovitého piesku alebo žltosivá hrdzavoškvrnitá hlina s rastlinnými zvyškami. Pre íl je charakteristický hranolčekovitý alebo lastúrovitý rozpad. V nadloží ílu vystupuje čiernosivá, ílovitá, humózna až slabo oglejená až oglejená hlina – lužná čiernozem černica (atlantik). Hrúbka horizontu je od 0,30 do 0,40 cm.

Litologicky pestrejšie je nadložie povodňového krytu nív z laterálne sa zamieňajúcich vrstiev piesčitej hliny, piesku a ílu, na ktorých sa sformovala recentná lúčna pôda – lužná čiernozem. Hrúbka súvrstvia je od 1 do 1,5 až 5,0 m.

Nivu prítokov Ipľa, Suchej a Beliny buduje ílovitopiesčitá (oglejená) povodňová hlina so značným podielom sedimentov plošného zmyvu, ktorý hrúbku povodňového krytu na prítokoch veľmi zväčšuje.

Na povodňové sedimenty Ipľa, Suchej, Beliny a na povrch nízkej terasy ústia náplavové a ronové kužele potokov a výmoľov. Zastupujú ich hlinité, hlinitoštrkovité a hlinitokamenisté sedimenty, ktoré zväčša prekrýva povodňová hlina alebo sa do nich prstovite vkliňuje.

Rozsiahle náplavové kužele sú dielom potokov ústiacich z Cerovej vrchoviny a vysokých terás. Spravidla sú ploché a tvoria ich vrstvy hlinitopiesčitých a štrkovitých sedimentov hrubé 2–3 m.

V doline Suchej sa na S od Hrnčiarskych Zalužian sformovala travertínová kopa. Tvorí ju pevný sivý a okrovožltý doskovitý travertín striedajúci sa s penovcom. Jej väčšia časť vznikla v holocéne.

Podľa Schmidta (l. c.) v opustenom kameňolome na báze v hĺbke 3,5 m vystupuje poloha žltosivého sypkého travertínu bohatá na malakofaunu s *Arianta arbustorum* (L.) a vo vyššej polohe (3,40 m) obsahuje prvky žijúce v otvorenej krajine – *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia costata* (Müll.), *V. tenuilabris* (A. Br.) a *Succinea oblonga* (Drap.). Zloženie fauny jednoznačne dokumentuje teplejšiu a vlhkejšiu fázu chladného podnebia, najpravdepodobnejšie holocénu (preboreál). Nie je vylúčené, že v kope je aj starší travertín. Jej nadložnú časť tvoria polohy zlatistožltého pevného doskovitého travertínu striedajúceho sa s polohami sivého penovca s bohatou faunou mäkkýšov.

V študovanom území sú najmä v oblasti ťažby ílu poltárskeho súvrstvia časté haldy (navážka, skrývka), na ktorých veľkú plochu zaberajú znehodnotené zvyšky keramickej výroby.

# GEOFYZIKÁLNE MERANIA A ICH INTERPRETÁCIA

Jednou z oblastí, v ktorých geologický výskum a prieskum vo veľkej miere dopĺňalo geofyzikálne meranie rozličného druhu, je aj Lučenská kotlina a západná časť Cerovej vrchoviny. Postupne sa tam vykonávali gravimetrické, magnetické, seizmické, geoelektrické a rádiometrické merania spojené aj s diaľkovým prieskumom Zeme a so štúdiom fyzikálnych vlastností hornín zúčastňujúcich sa na stavbe skúmanej oblasti. Výsledky merania a ich interpretácia poskytujú množstvo dôležitých informácií o geofyzikálnych poliach, fyzikálnych rozhraniach alebo o parametroch fyzikálne rozdielnych prostredí lineárnych aj nelineárnych foriem v zemskej kôre a vo vrchnom plášti, ale pomáhajú aj pri riešení ložiskových a hydrogeologických otázok regiónu.

Interpretácia výsledkov geofyzikálnych meraní sa sústredila hlavne na fyzikálne prejavy štruktúrnomorfologických foriem skrytého predterciérneho podložia a ďalších výrazných nehomogenít lineárneho aj nelineárneho priebehu, ktoré môžu korešpondovať s geologickými štruktúrami v regióne. Geologická interpretácia geofyzikálnych anomálií sa vykonala v rámci komplexnej geofyzikálnej interpretácie, ktorá je v podstate optimálnym zhodnotením geofyzikálnych výsledkov z hľadiska ich korelácie s výsledkami vrtov a s inými geologickými poznatkami.

### Geofyzikálna preskúmanosť regiónu

Doteraz vykonaný geofyzikálny výskum a prieskum (v študovanom regióne ilustruje mapa geofyzikálnej preskúmanosti (obr. 60) a zahŕňa A. regionálne geofyzikálne merania a B. merania v rámci komplexného geofyzikálneho výskumu.

*A. Regionálne geofyzikálne merania*

Prvým geofyzikálnym meraním v Lučenskej kotline a v západnej časti Cerovej vrchoviny bolo gravimetrické meranie v mierke 1 : 75 000 a pokrylo iba sv. časť regiónu (Kolbenheyer, 1951). Pre riedku sieť bodov a nízku presnosť vytvorená mapa úplných Bouguerových anomálií poskytla iba informatívny obraz o konfigurácii tiažového poľa.

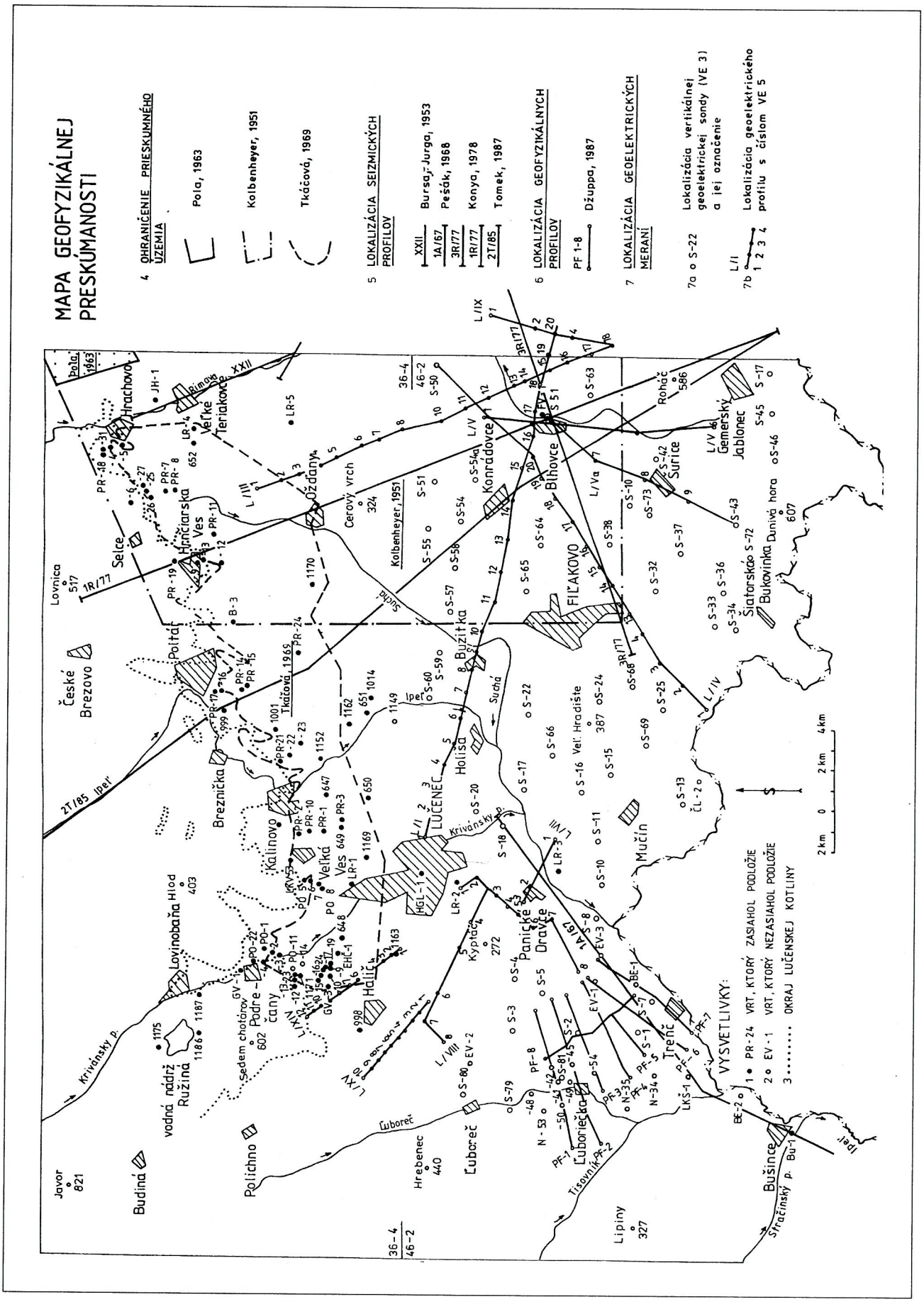
Regionálne geofyzikálne merania v mierke 1 : 200 000 prebiehali v 60. rokoch 20. stor. a zahŕňali tiažové, aeromagnetické a aerorádiometrické meranie. Najväčší význam pre poznanie geologickej štruktúry Lučenskej kotliny a západnej časti Cerovej vrchoviny, ako aj ich vzťahu k okolitým megaštruktúram mali regionálne tiažové merania v rámci úlohy Gravimetrická mapa ČSSR (Ibrmajer, 1961). Mapa úplných Bouguerových anomálií v mierke 1 : 200 000, ktorá na tomto základe vznikla, obsahuje prvé ucelené informácie o tiažovom poli v sledovanej oblasti a využila sa najmä pri projektovaní ďalších geofyzikálnych prác.

Výsledky aeromagnetických a aerorádiometrických meraní vykonaných v 60. rokoch 20. stor. sa zdokumentovali zobrazením magnetických anomálií alebo anomálií úhrnnej $\gamma$-aktivity hornín pozdĺž zmeraných geofyzikálnych profilov (Mašín et al., 1963).

Do východnej časti regiónu zasiahli aj refrakčné seizmické merania v Rimavskej kotline (Bursa a Jurga, 1953) a ich hlavným výsledkom je mapa reliéfu predterciérneho podložia v mierke 1 : 75 000. Takéto merania sa uskutočnili aj v západnej časti regiónu (Pešák et al., 1968) a ich výsledkom bola detekcia predterciérneho podložia naprieč hornostrhársko-trenčskou prepadlinou.

Gravimetrické mapovanie Slovenska v mierke 1 : 25 000 sa vykonalo v rokoch 1970–1971 s hustotou 3–6 bod/km$^2$ a s presnosťou meranej tiaže 0,1–0,11 mGal a jeho výsledkom sú mapy úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) v mierke 1 : 25 000 pri redukčnej hustote 2,67 g/cm$^3$. Cieľom bolo zistiť priebeh reliéfu predterciérneho podložia, tektonické pomery a hrúbku terciérnej výplne (Šefara et al., 1970, 1971).

V roku 1977 sa v Lučenskej kotline a v roku 1983 v Cerovej vrchovine vykonali aeromagnetické a aerogamaspektrometrické merania v mierke 1 : 50 000 (Gnojek a Janák,


MAPA GEOFYZIKÁLNEJ PRESKÚMANOSTI
4 OHRANIČENIE PRIESKUMNÉHO ÚZEMIA
Pola, 1963
Kolbenheyer, 1951
Tkáčová, 1969
5 LOKALIZÁCIA SEIZMICKÝCH PROFILOV
XXII Bursa, Jurga, 1953
1A/67 Pešák, 1968
3R/77 Konya, 1978
1R/77 Tomek, 1987
2T/85
6 LOKALIZÁCIA GEOFYZIKÁLNYCH PROFILOV
PF 1-8 Džuppa, 1987
7 LOKALIZÁCIA GEOELEKTRICKÝCH MERANÍ
7a o S-22 Lokalizácia vertikálnej geoelektrickej sondy (VE 3) a jej označenie
7b L/I 1 2 3 4 Lokalizácia geoelektrického profilu s číslom VE 5
VYSVETLIVKY:
1 • PR-24 VRT, KTORÝ ZASIAHOL PODLOŽIE
2 o EV-1 VRT, KTORÝ NEZASIAHOL PODLOŽIE
3 ..... OKRAJ LUČENSKEJ KOTLINY
2 km 0 2 km 4 km
Hrachovo
Veľké Teriakovce
Ožďany
Cerový vrch 324
Kolbenheyer, 1951
Konrádovce
Blhovce
FIĽAKOVO
Gemerský Jablonec
Šiatorská Bukovinka
Dunivá hora 607
Rohač 586
Selce
Hrnčiarska Ves
Lovnica 517
České Brezovo
Poltár
Tkáčová, 1969
Buzitka
Holisa
Veľ. Hradište 387
Mučín
Brezničká
Kalinovo
Veľká Ves
LUČENEC
Panické Dravce
Kyptáč 272
Halič
Lovinobaňa
Hlod 403
Podrečany
Sedem chotárov 602
vodná nádrž Ružiná
Krivánsky p.
Ľuboreč
Ľuboriečka
Trenč
Bušince
Stračinský p.
Tisovník
Lipiny 327
Hrebenec 440
Polichno
Budiná
Javor 821
Suchá
Ipeľ
Rimava
2T/85 Ipeľ
1R/77
3R/77
1A/67
36-4
46-2

1968). Meralo sa vo výške okolo 100 m nad reliéfom terénu, vzdialenosť medzi profilmi bola 250 m, krok merania po profiloch 30–50 m a výstupom boli magnetické mapy ΔT a mapy koncentrácie U, Th, K a Tc (úhrnná γ-aktivita).

*B. Merania v rámci komplexného geofyzikálneho prieskumu*

Rozsiahly geofyzikálny prieskum prebiehal v súvislosti s geologickým mapovaním v mierke 1 : 25 000. Urobili sa plošné tiažové a magnetické merania v mierke 1 : 25 000 doplnené o profilové magnetické merania a vertikálnu elektrickú sondáž (VES), ako aj o refrakčné seizmické merania pozdĺž profilu 1R a časti profilu 3R (Kónya et al., 1978). Súčasne s meraním sa podrobne študovali aj fyzikálne vlastnosti hornín zúčastňujúcich sa na geologickej stavbe regiónu.

Predbežné hodnotenie jednoročných etáp geofyzikálneho prieskumu bolo obsahom ročných technických správ a tvorila ho kvalitatívna interpretácia tiažových a magnetických meraní resp. kvantitatívna interpretácia kriviek VES.

Z predbežnej interpretácie geofyzikálnych meraní v študovanom regióne vyplynula aj požiadavka vyhĺbiť štruktúrny vrt FV-1 v oblasti výraznej a plošne rozsiahlej elevácie tiažového poľa korešpondujúcej s výraznou magnetickou anomáliou, ktorej zdroj sa predpokladal v predterciérnom podloží (Vass a Bajaník et al., 1978).

Pri interpretácii geofyzikálnych polí sa hlavná pozornosť venovala fyzikálnym prejavom štruktúrnomorfologických foriem predterciérneho podložia (Bodnár et al., 1979). Pri zostavovaní reliéfu podložia terciérnych sedimentov sa okrem vrtov do podložia a výsledkov gravimetrických meraní použili aj výsledky iných geofyzikálnych metód, najmä seizmických meraní. Veľmi užitočné informácie sa získali aj o priestorovom rozšírení hustotne a magneticky rozdielnych prostredí nachádzajúcich sa v bezprostrednom resp. v hlbšom podloží, aj o priebehu lineárnych štruktúr geofyzikálnych polí.

Geoelektrické, magnetické a gravimetrické merania prebiehali ako súčasť úlohy Slovensko – uhlie – geofyzika (Džuppa et al., 1987) v širšom okolí Ľuboriečky. Ich výsledky sú zhrnuté v geologicko-geofyzikálnych rezoch a v štruktúrnokorelačnej schéme.

V roku 1985 sa zmerala aj časť seizmického profilu 2T (Tomek et al., 1989) a výsledkom bol spojený časový a ideový geologický rez.

Pri plnení úlohy Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií (MGII) sa v roku 1988 vykonali reinterpretačné geofyzikálne práce (Bodnár et al., 1988) a ich výsledkom sú mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií v mierke 1 : 50 000 obsahujúce základné charakteristiky geofyzikálnych polí a fyzikálnych rozhraní, ktoré sa zužitkovali pri riešení geologickej stavby regiónu.

Gravimetrické a geoelektrické merania v Lučenskej kotline urobil a interpretoval Velich a Mezovský (1988).

V rokoch 1989–1990 sa urobili geofyzikálne merania na troch lokalitách regiónu – Hrnčiarska Ves, Buzitka a Poltár (Zeman, 1990). Boli súčasťou hydrogeologického prieskumu a tvorila ich vertikálna elektrická sondáž a symetrické odporové profilovanie. Výsledky ich interpretácie sú zobrazené na geofyzikálno-geologických rezoch a v štruktúrno-tektonických schémach.

V roku 1992 sa začali rozsiahle geofyzikálne práce zamerané na vyhľadávanie roponosných bridlíc (alginitov). Merania postupne prebiehali na lokalite Pinciná, Jelšovec, Podrečany, Mašková, Čakanovce, Boľkovce, Chudáč a Baňa a použil sa pri nich komplex geofyzikálnych metód – vertikálna elektrická sondáž (VES), symetrické odporové profilovanie (SOP), indukovaná polarizácia (IP), spontánna polarizácia (SP), magnetometria, gravimetria a elektromagnetická frekvenčná sondáž (Puchnerová et al., 1996).

V roku 1999 pokračoval geologicko-geofyzikálny výskum maarových štruktúr na lokalite Hajnáčka a Hodejov a bituminóznych sedimentov na lokalite Poltár (Konečný, Kubeš, Syčev in Zuberec, 1999).

V študovanom regióne sa najnovšie geofyzikálne merania vykonali a interpretovali v rámci úlohy Vývoj hlbinného úložiska vyhoreného jadrového paliva a vysokorádioaktívnych Ra-odpadov v podmienkach SR na obdobie rokov 1998 až 2000 (Kubeš et al., 1999).

Pomerne rozsiahla aplikácia geofyzikálnych prác v Lučenskej kotline a v západnej časti Cerovej vrchoviny priniesla množstvo informácií o geofyzikálnych anomáliách. Pri ich geologickej interpretácii sa mimoriadna pozornosť venovala geofyzikálnym prácam prinášajúcim zásadné informácie o regionálnej geologickej stavbe. Boli to najmä výsledky štúdia fyzikálnych vlastností hornín a tiažových, magnetických, seizmických a geoelektrických meraní. Súčasťou geofyzikálnej interpretácie boli aj výsledky diaľkového prieskumu Zeme (DPZ).

## Hlavné výsledky geofyzikálneho výskumu

Doteraz vykonané výskumné a prieskumné geofyzikálne práce v Lučenskej kotline a v západnej časti Cerovej vrchoviny poskytujú zásadné informácie na štúdium geologickej stavby. Sú to najmä výsledky štúdia petrofyzikálnych vlastností hornín a interpretácie geoelektrických, magnetických, seizmických a tiažových meraní.

Ich súčasťou sú aj výsledky diaľkového prieskumu Zeme.

Syntéza výsledkov geofyzikálnych metód a geologických poznatkov vykonaná v rámci komplexnej interpretácie geofyzikálnych údajov je geologickou interpretáciou geofyzikálnych meraní. Jej vierohodnosť limituje hustota pozorovacích bodov, ako aj úroveň poznatkov o priestorových parametroch fyzikálne odlišných geologických zdrojov, o petrofyzikálnych vlastnostiach hornín, hĺbka fyzikálne

◀**Obr. 60.** Schéma geofyzikálnej preskúmanosti.

**Fig. 60.** Scheme of geophysical researches. 1 – bore hole achieving the basement, 2 – bore hole not achieving the basement, 3 – margin of Lučenská kotlina Depression, 4 – boundary of research territory, 5 – seismic lines, 6 – geophysical lines, 7 – sites of geoelectric measurements: 7a – vertical geoelectric probe, 7b – geoelectric line.

odlišných geologických zdrojov a charakterizuje ju aj stupeň koincidencie anomalít interpretovaných jednotlivými geofyzikálnymi metódami.

*Petrofyzikálne vlastnosti hornín*

Petrofyzikálne vlastnosti hornín zúčastňujúcich sa na geologickej stavbe Lučenskej kotliny a západnej časti Cerovej vrchoviny sú veľmi heterogénne. Pestrosť geologickej stavby terciérneho komplexu a jeho podložia sa odráža vo všetkých študovaných fyzikálnych parametroch zistených zo vzoriek hornín odobratých prevažne z vrtných jadier.

*Hustotná charakteristika hornín*

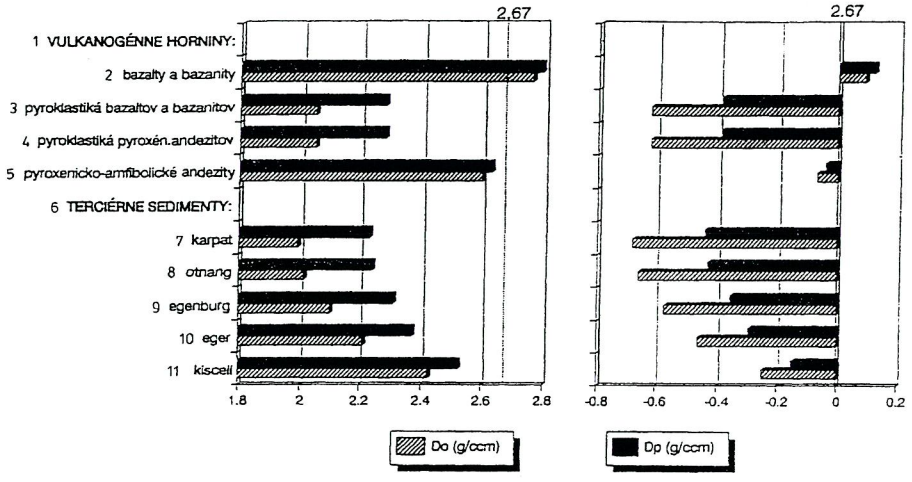
Rozsah priemerných hodnôt hustotných parametrov terciérnych a predterciérnych hornín zúčastňujúcich sa na geologickej stavbe študovaného regiónu je značný. Ich väčšia variabilita, najmä objemovej hustoty, je charakteristická pre horniny sedimentárno-vulkanického komplexu.

Údaje o hustote terciérnych hornín zhŕňa tab. 52 a obr. 61. Vyplýva z nich, že najťažšími horninami terciérnej výplne Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny sú vulkanogénne horniny, najmä bazalty a bazanity a pyroxenicko-amfibolické andezity. Ich pyroklastiká sa vyznačujú hustotou blízkou hustote terciérnych sedimentárnych hornín. O hustote terciérnych sedimentov platí, že s vekom rastie.

Hustotné parametre hornín budujúcich predterciérne podložia zhrnuté v tab. 53 a na obr. 62 nie sú také variabilné ako pri terciérnych horninách. Všetky litologické typy predterciérnych útvarov majú vyššiu hustotu ako horniny výplne panvy. Medzi najľahšie patrí kremenec, triasové a permské bridlice a medzi najťažšie dolomit, amfibolity, metakvarcity a horniny fácie zelených bridlíc. Treba zdôrazniť, že sa vysokou hustotou vyznačujú najmä metakvarcity a zelené bridlice z vrtu FV-1, ktoré obsahujú vyššie množstvo rudných (feromagnetických) minerálov, najmä

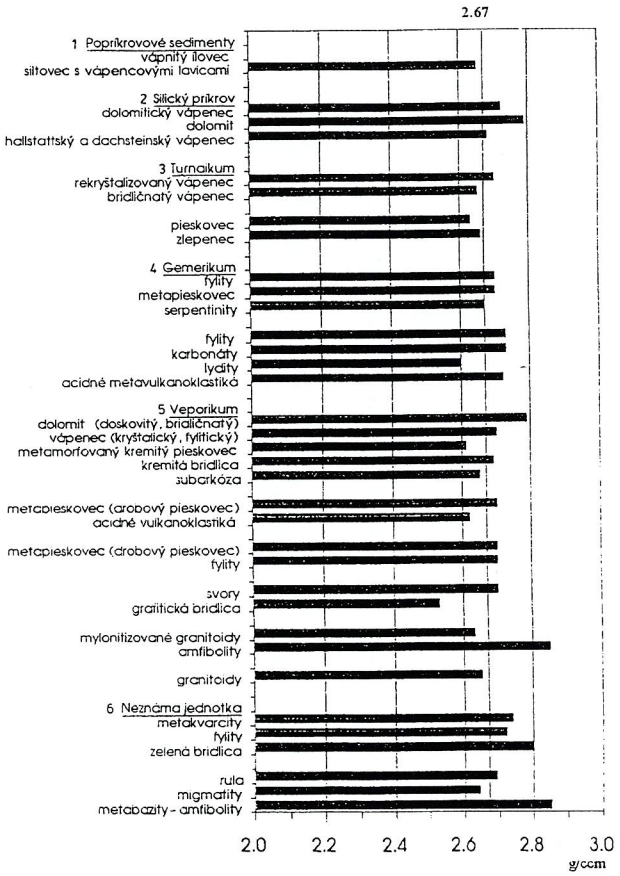
Tab. 52
Objemová a prirodzená hustota hornín terciérnej výplne Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny
Volume and natural density of rock fillings of the Lučenská kotlina Depression and the Cerová vrchovina Upland

| | | n | Do (g.cm$^{-3}$) | ds | Dp (g.cm$^{-3}$) | P (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Vulkanogénne horniny | Volcanic rocks | | | | | |
| bazalty a bazanity | basalts and basanites | 175 | 2,76 | 0,11 | 2,79 | 3,3 |
| pyroklastiká bazaltov a bazanitov | basalt and basanite pyroclastic rocks | 68 | 2,05 | 0,27 | 2,28 | 23,3 |
| pyroklastiká pyroxen. andezitov | pyroclastic rocks of pyroxene andesite | 168 | 2,05 | 0,15 | 2,28 | 23,0 |
| pyroxenicko-amfibolické andezity | pyroxene-hornblende andesites | 25 | 2,60 | 0,09 | 2,63 | 2,9 |
| Terciérne sedimenty | Tertiary sediments | | | | | |
| karpat | Karpatian | 12 | 1,99 | 0,09 | 2,23 | 24,4 |
| otnang | Ottnangian | 44 | 2,01 | 0,10 | 2,24 | 23,8 |
| egenburg | Eggenburgian | 26 | 2,10 | 0,12 | 2,31 | 20,7 |
| eger | Egerian | 361 | 2,21 | 0,08 | 2,37 | 16,3 |
| kiscell | Kiscellian | 38 | 2,42 | 0,11 | 2,52 | 9,7 |
| Vysvetlivky | Explanations | | | | | |
| n – počet vzoriek | number of samples | | | | | |
| Do – priemerná objemová hustota | average density | | | | | |
| Dp – priemerná prirodzená hustota | average natural density | | | | | |
| ds – štandardná odchýlka | standard deviation | | | | | |
| P – pórovitosť | porosity | | | | | |




**Obr. 61.** Objemová a prirodzená hustota hornín terciérnej výplne Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny.

**Fig. 61.** Volume and natural density of rocks from the Tertiary filling of the Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland. 1 – volcanic rocks, 2 – basalts and basanites, 3 – volcaniclastics of basalts and basanites, 4 – volcaniclastics of pyroxene andesite, 5 – pyroxene–hornblende andesites, 6 – Tertiary deposits, 7 – Karpatian, 8 – Ottnangian, 9 – Eggenburgian, 10 – Egerian, 11 – Kiscellian; Do – average volume density, Dp – average natural density.




**Obr. 62.** Priemerná objemová hustota prevládajúcich predterciérnych hornín.

**Fig. 62.** Average volume density of predominantly pre-Tertiary rocks. 1 – *Post-nappe deposits:* calcareous claystone, siltstone with benches of limestone; 2 – *Silica nappe:* dolomitic limestone, dolomite, Hallstat and Dachstein limestone; 3 – *Tornaicum (Turnaicum):* recrystallized limestone, shaly limestone, sandstone, conglomerate; 4 – *Gemericum:* phyllites, metasandstone, serpentinite, phyllite, carbonate, black chert, acid metavolcaniclastic; 5 – *Veporicum:* dolomite (platy, shaly), limestone (crystalic, phyllitic), metamorph. quartzose sandstone, quartzose shale, subarkose, metasandstone (greywacke sandstone), acid volcaniclastic, metasandstones (greywacke sandstone), phyllite, mica schist, graphitic shale, mylonitised granitoide, amphibolite, granitoide; 6 – *Unclassified unit:* metaquartzits, phyllite, green schist, gneiss, migmatite, metabasite, amphibolite.

pyrotínu, čo je zrejme príčinou zvýšenia ich hustoty. Z petrofyzikálneho hľadiska sú tieto horniny samostatnou skupinou paleozoických hornín.

### *Magnetické vlastnosti hornín*

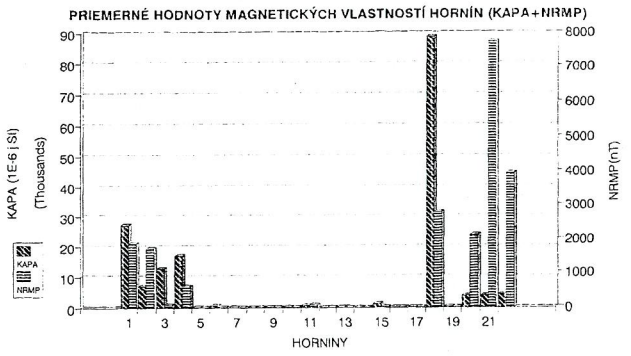
Z magnetických vlastností hornín sa stanovila veľkosť objemovej magnetickej susceptibility (KAPA) a prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (RMP; obr. 63).

Z tab. 54 vyplýva, že sa z hornín terciérnej výplne Lučenskej kotliny a západnej časti Cerovej vrchoviny magneticky výrazne prejavujú iba vulkanogénne horniny a z nich najmä bazalty a bazanity, kým terciérne sedimentárne horniny sú prakticky nemagnetické.

Predterciérne horniny majú prevažne nízku priemernú magnetickú susceptibilitu a prirodzenú remanentnú magnetickú polarizáciu. Výnimkou sú serpentinity, ktorých priemerná hodnota KAPA = 88 736 x $10^{-6}$ (SI) a NRMP = 2802 nT. Nečlenené paleozoické horniny, metasedimenty, horniny fácie zelených bridlíc a kontaktne metamorfované sedimenty slatvinského súvrstvia možno podľa zistených magnetických vlastností (najmä RMP) označiť za stredne magnetické horniny.

### *Interpretácia geoelektrických meraní*

Hlavným výsledkom interpretácie geoelektrických meraní v študovanom regióne sú informácie o hĺbke nevodivého horizontu v severnej časti Lučenskej kotliny. Na základe rozboru odporových vlastností horninových komplexov predpokladáme, že v prevažnej miere ide o hĺbku rozhrania terciérnej výplne panvy a predterciérneho podložia vcelku. Tieto výsledky kvantitatívnej interpretácie sa využili pri konštruovaní reliéfu predterciérneho podložia. Výsledky meraní v južnej časti Lučenskej kotliny, kde je hrúbka vulkanickosedimentárnej výplne terciérnej panvy relatívne veľká, prevažne nekorešpondujú s výsledkami iných geofyzikálnych metód (gravimetrie, magnetiky a seizmiky) ani s výsledkami geologického výskumu, najmä s výsledkami vrtov do podložia. Predpokladáme, že príčinou je fakt, že sa odporové vlastnosti hornín tvoriacich bázu terciérnej

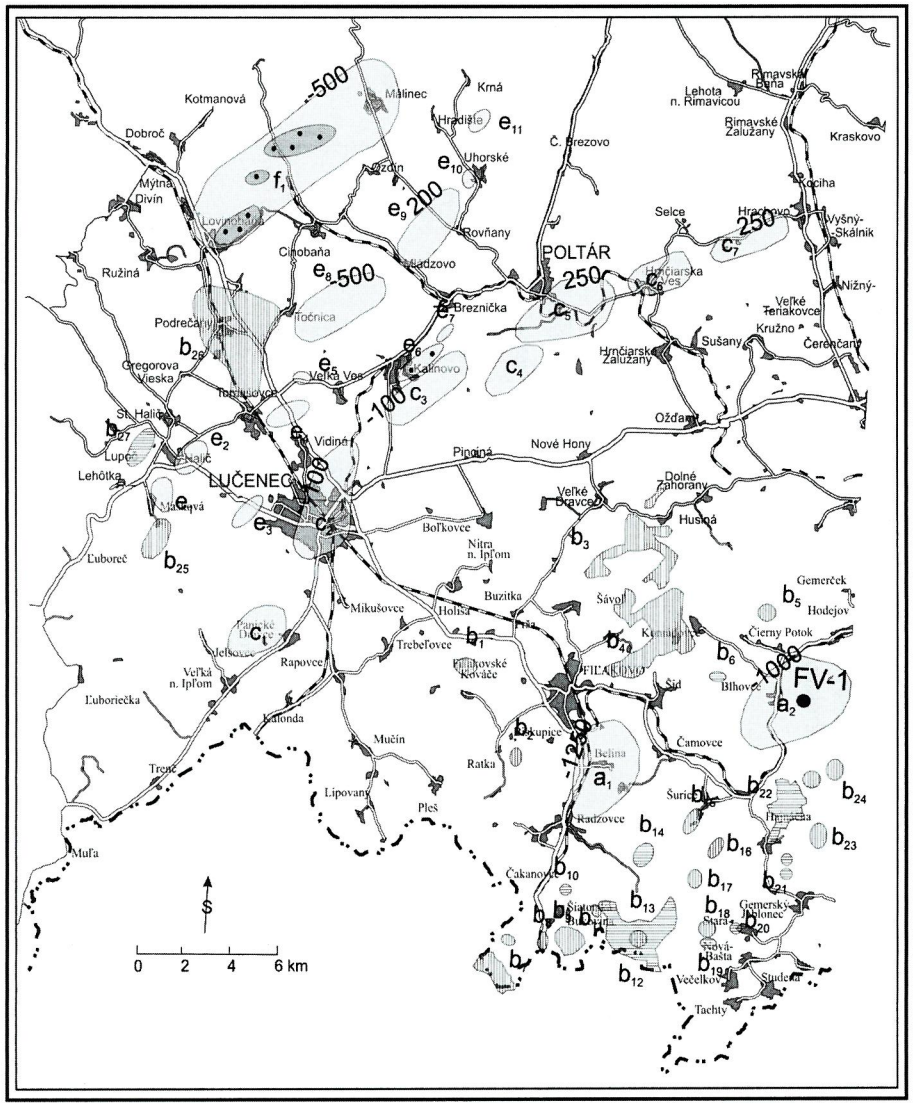



**Obr. 63.** Vulkanogénne horniny: 1 – bazalty a bazanity, 2 – vulkanoklastiká bazaltov a bazanitov, 3 – pyroxenicko-amfibolické andezity, 4 – andezitové vulkanoklastiká, 5 – ryodacity, 6 – terciérne sedimenty. Predterciérne horniny: 7 – pestrá bridlica, 8 – trias, vápenec, dolomit, 9 – granit a granitoidy, 10 – pestrá bridlica – perm, 11 – grafitická bridlica, 12 – kremenec, 13 – sericitické fylity, 14 – biotitické fylity, 15 – sericiticko-chloritické fylity, 16 – lydity, 17 – porfyroidy, 18 – serpentinity, 19 – migmatity, 20 – metasedimenty, 21 – horniny fácie zelených bridlíc, 22 – nečlenené paleozoické horniny.

**Fig. 63.** Volcanogenic rocks: 1 – basalt and basanite, 2 – volcaniclastics of basalt and basanite, 3 – pyroxene-hornblende andesite, 4 – andesite volcaniclastic, 5 – rhyodacite, 6 – Tertiary sediments. Pre-Tertiary rocks: 7 – variegated shale (red beds) – Triassic, 8 – limestone, dolomite, 9 – granite and granitoid, 10 – variegated shale (red beds) – Permian, 11 – graphitic schist, 12 – quartzite, 13 – sericitic phyllite, 14 – biotitic phyllite, 15 – sericite-chlorite phyllite, 16 – lydite (black shert), 17 – porphyroid, 18 – serpentinite, 19 – migmatite, 20 – metasediment, 21 – green schist facies rocks, 22 – unspecified Paleozoic rocks.

Tab. 53
Hustotné parametre predterciérnych hornín
Density parameters of pre-Tertiary rocks

| | Horniny<br>Rocks | Priemerná objemová hustota (g/ccm)<br>Average bulk density | Štandart. odchýlka ds<br>Stand. deviation |
|---|---|---|---|
| **Popríkrovové sedimenty**:<br>vrchná krieda<br>**Post nappe sediments:**<br>Upper Cretaceous | vápnité ílovce; calcareous claystones<br>siltovce s lavicami vápencov; siltstones with benches of limestones | 2,65 | 0,05 |
| **Silicikum**:<br>str. a vrch. trias<br>Silicicum<br>Middle and Upper Triassic | dolomitické vápence; dol. limestones<br>dolomity, dolomites<br>halstatské a dachsteinské vápence, Hallstatt and Dachstein limestones | 2,72<br>2,79<br>2,68 | 0,05<br>0,06<br>0,07 |
| **Turnaikum**:<br>str. trias,<br>Turnaicum<br>Middle Triassic<br>perm, Permian | rekryštalizované vápence, recrystalished limestones<br>bridličnaté vápence, shaly limestones<br><br>pieskovce, sandstones<br>zlepence, conglomerates | 2,70<br>2,65<br><br>2,65<br>2,66 | 0,03<br>0,07<br><br>0,14<br>0,11 |
| **Gemerikum**:<br>karbón<br>Ochtinská skupina<br>Gemericum:<br>Carboniferous<br>Ochtiná Group | fylity, phyllites<br>metapieskovce, metasandstones<br>serpentinity, serpentinites | 2,70<br>2,70<br>2,67 | 0,10<br>0,07<br>0,09 |
| devón?<br>gelnická skupina<br>Devonian?<br>Gelnica Group | fylity, phyllites<br>karbonáty, carbonates<br>lydity, lydites<br>acidné metavulkanoklastiká, acid metavolcano-clastics | 2,73<br>2,73<br>2,60<br>2,72 | 0,10<br>0,06<br>0,08<br>0,08 |
| **Veporikum**:<br>str. trias<br>föderatská skupina<br>tuhársky vývoj<br>Veporicum:<br>Middle Triassic, Federata Group,<br>Tuhár sequence | dolomity (doskovité, bridličnaté), dolomites (platy shales)<br>vápence (kryštalické, fylitické), limestones (crystalline, phyllitic)<br>metamorfované kremité pieskovce, metamorphosed quartz sandstones<br>kremité bridlice, quartz shales<br>subarkózy, subarkoses | 2,79<br><br>2,70<br><br>2,61<br><br>2,69<br>2,65 | 0,06<br><br>0,03<br><br>0,08<br><br>0,06<br>0,06 |
| vrch. perm<br>revúcka skupina (rimavské súvrstvie)<br>Upper Permian,<br>Revúca Group, Rimava Fm. | metapieskovce, metasandstones<br>acidné vulkanoklastiká, acid volcaniclastics | 2,70<br>2,62 | 0,09<br>0,02 |
| vrch. karbón<br>(slatvinské súvrstvie)<br>Upper Carboniferous,<br>Slatvina Fm. | metapieskovce (drobové pieskovce), metasandstones (greywacke sandstones)<br>fylity, phyllites | 2,70<br><br>2,70 | 0,07<br><br>0,11 |
| spod. karbón<br>komplex Ostrej<br>Lower Carboniferous,<br>Ostrá Complex | svory, mica schist<br>grafitické bridlice, graphitic shales | 2,70<br>2,53 | 0,08<br>0,11 |
| proterozoikum ?<br>– paleozoikum<br>granitizovaný komplex<br>Proterozoic?,<br>Paleozoic granitized compl. | mylonitizované granitoidy, mylonitized granitoides<br>amfibolity, hornblend schists | 2,63<br>2,85 | 0,06<br>0,09 |
| magmatity neistého veku<br>(alpínske?)<br>Magmatite of unknown age (Alpidic?) | granitoidy, granitoids | 2,65 | 0,07 |
| stred.–vrch. devón<br>Middle – Upper Devonian | metakvarcity, metaquartzites<br>fylity, phyllites<br>zelené bridlice, green schists | 2,74<br>2,72<br>2,80 | 0,07<br>0,06<br>0,07 |
| paleozoikum?<br>vysoko metamorf. horniny<br>Paleozoic?<br>High grade metamorphics | ruly, gneisses<br>migmatity, migmatites<br>metabazity – amfibolity, metabasites – hornblende schists | 2,69<br>2,64<br>2,85 | 0,07<br>0,07<br>0,09 |




Zdroje produktov terciérneho a mladšieho vulkanizmu
*Sources of Tertiary and younger volcanism*

zdroj magnetickej anomálie s NRMP
*source of magnetic anomaly with NRMP*

zdroj magnetickej anomálie s RRMP
*source of magnetic anomaly with RRMP*

Zdroje magnetických anomálií v predterciérnom podloží
*Sources of magnetic anomalies in pre-Tertiary basement*

zdroj magnetickej anomálie
*source of magnetic anomaly*

200 zdroj magnetickej anomálie v hĺbke 200 m. n. m.
*source of magnetic anomaly in the depth of 200 m. a. s. l.*

zdroj magnetickej anomálie na povrchu
*surface source of magnetic anomaly*

vrt FV-1
*borehole FV-1*

**Obr. 64.** Mapa zdrojov magnetických anomálií (Kubeš a Filo, 2001).
**Fig. 64.** Map of sources of magnetic anomalies (Kubeš and Filo, 2001).

výplne panvy málo odlišujú od odporových vlastností hornín budujúcich najvrchnejšie časti predterciérneho podložia, ale aj to, že reliéf predterciérneho podložia v južnej časti Lučenskej kotliny a v západnej časti Cerovej vrchoviny je veľmi hlboko.

*Interpretácia seizmických meraní*

Hlavný podiel seizmických meraní predstavujú informácie o rýchlostnom rozhraní korešpondujúcom s priebehom predterciérneho podložia, ktoré sa indikuje na všetkých seizmických profiloch v študovanom regióne (1A/67, 1R/77, 3R/77, 2T/85), ktorých lokalizáciu ilustruje obr. 60. Výsledky týkajúce sa rýchlostného rozhrania medzi výplňou terciérnej panvy a jej podložím sa využili pri tvorbe rekonštruovaného priebehu reliéfu predterciérneho podložia. Okrem rýchlostného rozhrania sa seizmickým meraním zistilo aj rýchlostné rozhranie vo vlastnej výplni terciérnej panvy (seizmický profil 1R/77 a 3R/77), ale na jeho geologické vysvetlenie doteraz nie sú litologické informácie.

Rýchlostné rozhranie v predterciérnom podloží Lučenskej kotliny sa detegovalo aj v niektorých úsekoch seizmického profilu 1R/77 (Bodnár et al., 1978) a v seizmickom profile 2T/85 (Tomek et al., 1987). Okrem rýchlostných rozhraní v predterciérnom podloží seizmické merania pozdĺž profilu 1R/77 a 3R/77 indikovali aj zmeny hraničnej rýchlosti v predterciérnom podloží, ktoré pravdepodobne vyplynuli z litologickej nerovnorodosti predterciérnych hornín.

Zásadné informácie o geologickej stavbe predterciérneho podložia poskytuje regionálny reflexný seizmický profil 2T/85 a výsledky jeho interpretácie, ktoré sa využili pri kvantitatívnej interpretácii geofyzikálnych meraní pozdĺž regionálneho interpretačného profilu 1–1' (obr. 70).

**Interpretácia magnetických meraní**

V rokoch 1969–1970 sa v Lučenskej kotline a v západnej časti Cerovej vrchoviny urobilo pozemné magnetické meranie vertikálnej zložky zemského magnetického poľa Z s hustotou bodov 10–15 bod/km$^2$ a v roku 1977 a 1983 aeromagnetické meranie v mierke 1 : 50 000 (Gnojek a Janák, 1968). Meralo sa okolo 100 m nad reliéfom terénu pri vzdialenosti medzi profilmi 250 m, krok merania po profiloch sa stanovil na 30–50 m a výstupom boli mapy izolínií ΔT.

Magnetické pole v regióne zistené pozemným a leteckým meraním je pomerne členité a je v ňom rad anomálií rozličnej plošnej rozlohy, amplitúdy a polarity. Výsledky jeho kvalitatívno-kvantitatívnej analýzy umožnili geologicky interpretovať zdroje magnetických anomálií (obr. 64).

*Magnetické anomálie vo výplni terciérnej panvy*

Magnetickú charakteristiku najväčšmi ovplyvňujú vulkanity terciéru a kvartéru na povrchu alebo blízko pod ním. V západnej časti Cerovej vrchoviny sú zastúpené najmä produkty cerovej bazaltovej formácie (pliocén – kvartér). Ide prevažne o lávové prúdy, prieniky, popolové kužele a ďalšie vulkanické horniny, najmä bazalty, a pri Šiatorskej Bukovinke aj o andezity. Ich magnetické účinky

Tab. 54
Magnetické vlastnosti terciérnych a predterciérnych hornín Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny
Magnetic properties of Tertiary and pre-Tertiary rocks of the Lučenská kotlina Depression and of the Cerová vrchovina Upland

| Petrografický typ<br>Petrographic types | Počet vzoriek<br>Numb. of samples | KAPA $10^{-6}$ (SI)<br>Hodnota/Value | | | NRMP (nT)<br>Hodnota/Value | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | priem. - mean | min. | max. | priem. – mean | min. | max. |
| Vulkanické horniny, Vulcanic rocks: | | | | | | | |
| 1. bazalty a bazanity | 93 | 27 288,23 | 2 066,12 | 54 113,50 | 1 883,56 | 16,33 | 6 670,92 |
| 2. vulkanoklastiká bazaltov a bazanitov | | | | | | | |
| 3. pyroxenicko-amfibolické andezity | 59 | 7 056,08 | 862,87 | 71 975,83 | 1 728,42 | 3,86 | 14 218,64 |
| 4. andezitové vulkanoklastiká | 18 | 12 847,39 | 9 521,74 | 16 954,74 | 81,14 | 7,16 | 244,67 |
| 5. ryodacity | 90 | 17 095,42 | 3 840,85 | 31 059,62 | 631,91 | 72,72 | 2 559,55 |
| | 9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 6. terciérne sedimenty | | | | | | | |
| | 201 | 589,16 | 0 | 9 387,34 | 13,75 | 0 | 621,72 |
| Predterciérne horniny, Pre-Tertiary rocks: | | | | | | | |
| 7. pestré bridlice – trias | | | | | | | |
| 8. vápenec, dolomit | 85 | 20,35 | 0 | 477,28 | 0,30 | 0 | 6,92 |
| 9. granit a granitoidy | 144 | 11,55 | 0 | 617,70 | 0,94 | 0 | 45,10 |
| 10. pestré bridlice – perm | 11 | 142,18 | 0 | 1 615,16 | 4,25 | 0 | 31,00 |
| 11. grafitické bridlice | 27 | 240,65 | 0 | 1 436,80 | 10,73 | 0 | 117,06 |
| 12. kremenec – kvarcity | 20 | 758,24 | 0 | 24 686,68 | 73,06 | 0 | 2 447,17 |
| 13. sericitické fylity | 41 | 188,40 | 0 | 698,59 | 2,20 | 0 | 32,73 |
| 14. biotitické fylity | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 15. sericiticko-chloritické fylity | 11 | 154,49 | 0 | 2 512,00 | 9,91 | 0 | 177,35 |
| 16. lydity | 8 | 1 262,28 | 0 | 2 549,68 | 23,11 | 0 | 56,77 |
| 17. porfyroidy | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 18. serpentinity | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 19. migmatity | 76 | 88 736,40 | 877,36 | 139 372,16 | 2 802,31 | 169,21 | 14 927,94 |
| 20. metasedimenty | 7 | 297,42 | 0 | 1 436,86 | 9,21 | 0 | 39,50 |
| 21. horniny fácie zelených bridlíc | 76 | 4 016,00 | | | 2 126,00 | | |
| 22. nečlenené paleozoické horniny | 32 | 4 001,00 | | | 7 747,00 | | |
| | 108 | 4 404,00 | | | 3 959,00 | | |

1. basalts and basanites, 2. volcaniclastics of basalts and basanites, 3. pyroxene-hornblende andesites, 4. andesite volcaniclastics, 5. ryodacite, 6. tertiary sediments, 7. variagated shales – triassic, 8. limestones, dolomites, 9. granites and granitoids, 10. variagated shales – Permian, 11. graphite shales, 12. quartzites, 13. sericite phyllites, 14. biotite phyllites, 15. sericite–chlorite phyllites, 16. lydites, 17. porphyroids, 18. serpentinites, 19. migmatites, 20. metasediments, 21. rocks of green schists facies, 22. paleozoic rocks undivided

sa v aeromagnetických mapách prejavujú častým striedaním intenzívnych kladných a záporných anomálií, čo spôsobuje ich normálna a reverzná magnetická polarizácia, a v prevažnej väčšine dobre korelujú so zmapovanými výskytmi vulkanitov terciéru až kvartéru na povrchu. V niektorých prípadoch sa ich účinok v magnetických mapách neprejavuje (napr. medzi Trebeľovcami a Fiľakovskými Kľačanmi, na J od Beliny – bazaltové lávové prúdy, na JV od Čierneho potoka – lávové prúdy, tuf a lapilový tuf a pod.), čo pravdepodobne spôsobuje nízky obsah feromagnetických minerálov v hornine alebo metodika aeromagnetického prieskumu (výška letu, vzdialenosť medzi profilmi a smer letu), a najmä malá hrúbka vulkanickosedimentárneho komplexu.

Magnetické účinky terciérneho a kvartérneho vulkanizmu zistené aeromagnetickým mapovaním možno rozdeliť (obr. 64) na a. produkty bazaltového a terciérneho vulkanizmu s reverznou magnetickou polarizáciou a b. produkty bazaltového a terciérneho vulkanizmu s normálnou magnetickou polarizáciou.

Do prvej skupiny zaraďujeme magnetické anomálie na lokalite $b_1$, $b_2$, $b_3$, $b_4$, $b_{16}$, $b_{17}$, $b_{23}$ a $b_{24}$, ktoré sú vyvolané lávovými prúdmi bazaltového vulkanizmu a často sprevádzané pyroklastickými kúžeľmi. Anomálie na lokalite $b_5$, $b_{15}$ a $b_{19}$ predstavujú anomálne účinky od lávových nekov, dajok a diatrém. Produkty bazaltového vulkanizmu zachytené aeromagnetickým mapovaním nezistené na povrchu geologickým mapovaním sú na lokalite $b_{11}$ a $b_{12}$. Samostatnou skupinou sú známe výstupy lakolitových telies granatického andezitu – $b_7$, $b_8$ a $b_9$.

Aj druhú skupinu s normálnou magnetickou polarizáciou tvoria lávové prúdy bazaltového vulkanizmu sprevádzané pyroklastickými kúžeľmi – $b_{10}$, $b_{13}$, $b_{14}$ a $b_{22}$, ale aj diatrémami – $b_6$, $b_{19}$ a $b_{20}$. Polohy tufu a lapilového tufu tvoria magnetickú anomáliu na lokalite $b_{21}$.

Produkty vulkanizmu podrečianskej formácie (bazaltoidy) na J od Maškovej ($b_{25}$) a v území Uderiná – Podrečany ($b_{26}$) sa zobrazujú zápornými anomáliami ΔT. Výrazná plošne málo rozsiahla kladná magnetická anomália pri Starej Haliči ($b_{27}$) zodpovedá účinku andezitovej intrúzie (stredný až vrchný báden), ktorá zdvihla vrstvy triasového kremenca až na súčasný povrch.

*Magnetické anomálie v predterciérnom podloží*

V magnetickej mape Lučenskej kotliny a západnej časti Cerovej vrchoviny (obr. 64) vystupuje rad kladných a záporných anomálií s rozličnou amplitúdou. V jv. časti dominujú dve kladné plošne rozsiahle magnetické anomálie regionálneho charakteru s amplitúdou okolo +300 nT – blhovská a fiľakovská (M1 na príl. 1, $a_1$–$a_2$ na obr. 64). Ide o magnetický účinok hornín, ktoré sú v hĺbke vyše 1000 m od súčasného povrchu v podloží terciéru. Na overenie zdroja blhovskej magnetickej anomálie sa vyhĺbil štruktúrny vrt FV-1 a zo vzoriek hornín sa zisťovali aj fyzikálne vlastnosti vrátane magnetickej susceptibility a prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie. Vrt v hĺbke 0–1058 m prevŕtal terciérne sedimenty s veľmi nízkymi magnetickými vlastnosťami, a preto ich považujeme za prakticky nemagnetické. Podstatne vyššie magnetické parametre majú horniny v hĺbke 1058–2001 m (konečná hĺbka vrtu). Naša modelová interpretácia sa oprela o vrt FV-1, v ktorom sa magnetický komplex nachádza 750 m pod hladinou mora, čo je asi 1100 m od reálneho povrchu. Magnetická susceptibilita a prirodzená remanentná magnetická polarizácia sú v intervale 4000–20 000 . $10^{-6}$ j . SI resp. 2100 až 37 000 nT. Zmeny v nameraných hodnotách najviac ovplyvnila rozdielna koncentrácia feromagnetických minerálov, hlavne titanomagnetitu a pyrotínu v magmatitoch a metamorfitoch neistej tektonickej príslušnosti.

Fiľakovskú magnetickú anomáliu pravdepodobne vyvolávajú podobné magnetické horninové komplexy v hĺbke 1250 m pod hladinou mora, približne 500 m hlbšie, ako je zdroj blhovskej magnetickej anomálie.

V sz. časti regiónu dosahujú magnetické anomálie rozličných rozmerov od -100 nT do +500 nT (Gnojek a Janák, 1986).

Na interpretácii zdrojov magnetických anomálií v tejto oblasti sa zúčastnil rad odborníkov a v zásade dospeli k zhodnému náhľadu (Gnojek, 1989; Gnojek, 1990; Pospíšil, 1989; Kubeš et al., 1997).

V oblasti Panické Dravce – Lučenec – Poltár – Hrachovo (M3 na príl. 1) sme vymedzili rad lokalít, kde predpokladáme najväčšiu akumuláciu bázických metamorfovaných paleovulkanitov ochtinského súvrstvia dobšinskej skupiny. Ide o Panické Dravce ($c_1$), Lučenec ($c_2$), Hrabovo ($c_3$), Dolinu ($c_4$), Poltár ($c_5$), Hrnčiarsku Ves ($c_6$) a Hrachovo ($c_7$).

Anomálie $e_1$ (Mašková), $e_2$ (Tomášovce), $e_3$ (Lučenec), $e_4$ (Vidina), $e_5$ (Veľká Ves), $e_6$ (Borčok) a $e_7$ (Breznička) boli najpravdepodobnejšie vyvolané serpentinizovanými ultrabázickými horninami. Anomáliu $e_8$ (Čierna hora), $e_9$ (Rovňany), $e_{10}$ a $e_{11}$ (Uhorské) dávame do súvislosti so svorovým komplexom Ostrej (M4 na príl. 1).

Najrozsiahlejšie výskyty magnetických hornín v južnom veporiku sa zaregistrovali v území Lovinobaňa – Cinobaňa – Málinec ($f_1$). Aj tu je hlavným zdrojom anomálií horninový komplex Ostrej (M5 na príl. 1).

Z analýzy magnetického poľa vychodí, že v študovanom regióne možno predpokladať viac alebo menej lineárne usporiadané štruktúry magnetického poľa, ktoré môžu korešpondovať s rozhraniami základných tektonických jednotiek. Tieto lineárne diskontinuity magnetického poľa sú generálne smeru SZ–JV a SV–JZ.

Najvýraznejšia lineárna diskontinuita magnetického poľa smeru SZ–JZ prebieha z okolia Českého Brezova do sv. okolia Oždian, pokračuje smerom na Rimavskú Sobotu a prejavuje sa aj na povrchu ako sušiansky zlom (príl. 13). V magnetickom poli sa výrazne prejavuje aj lineárne rozhranie tohto smeru prebiehajúce z okolia kóty Sedem chotárov smerom na Lučenec (mučínsky zlom; príl. 13).

V magnetickom poli je veľmi nápadná aj lineárna magnetická diskontinuita smeru SV–JZ prebiehajúca od Panických Draviec cez Lučenec, Kalinovo, Hrnčiarsku Ves a smerujúca

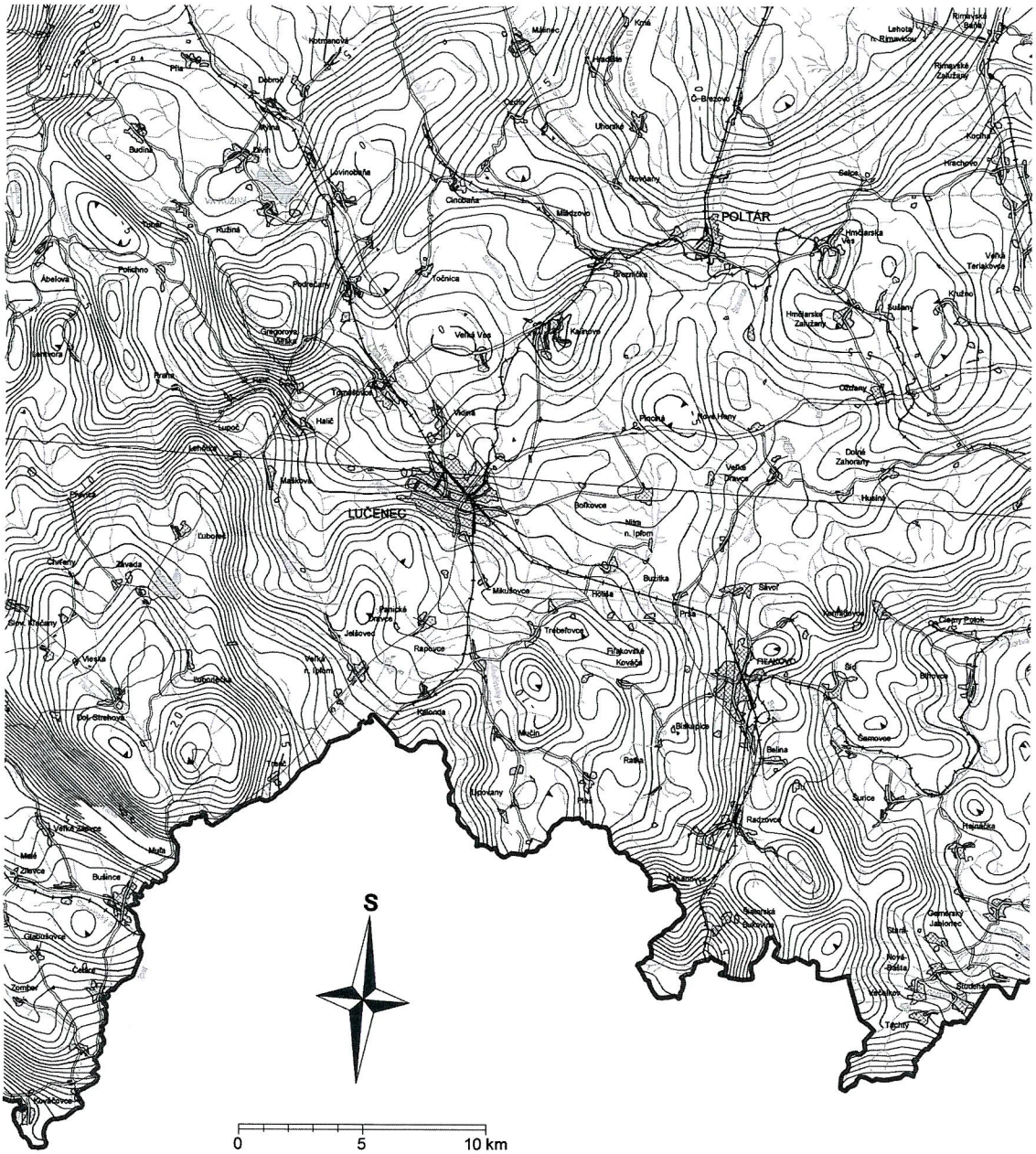
do okolia Hrachova, ktorá korešponduje s obmedzením zóny magnetických anomálií Panické Dravce, Kalinovo, Hrachovo (M3; príl. 1) a ktorú porušuje niekoľko priečnych dislokácií smeru SZ–JV (Gnojek, 1990).

### Interpretácia tiažových meraní

Tiažové pole v Lučenskej kotline a v západnej časti Cerovej vrchoviny sa na mape úplných Bouguerových anomálií (Grand, Šefara, Pašteka in Kubeš, 2001) zobrazuje plošne rozsiahlejšími kladnými anomáliami (obr. 65, 66). Takéto anomálie sa zistili najmä v územiach s relatívne najväčšou hrúbkou sedimentárno-vulkanického komplexu (Bodnár et al., 1979).

Kvantitatívna interpretácia tiažových anomálií pozdĺž seizmického profilu 2T/85' (obr. 70) poukazuje na to, že sedimenty kiscellu a egenburgu majú na priebehu Δg veľmi malý vplyv. Ukázalo sa, že gravitačný účinok sedimentov egeru nie je dostatočný na to, aby vznikli kladné anomálie tiažového poľa. Z toho rezultuje, že najväčší vplyv na hodnoty a celkový priebeh tiažového poľa majú hustotné nehomogenity v podloží terciéru.

Presný obraz o hustotných nehomogenitách v zemskej kôre sa dá získať iba metódou gravitačných účinkov zodpovedajúcich fyzikálne odlišným prostrediam, ale pri nej musí byť dosť geologických a geologickofyzikálnych poznatkov o geologickej stavbe, a práve tie zo študovanej oblasti chýbajú. Najmä v miestach s najväčšou hĺbkou terciérneho komplexu je málo vrtov dosahujúcich predter-




**Obr. 65.** Mapa úplných Bouguerových anomálií (Grand, Šefara a Pašteka in Kubeš , 2001).
**Fig. 65.** Maps of complete Bouguer anomalies (Grand, Šefara and Pašteka in Kubeš, 2001).

ciérne podložie. Z viacerých príčin to neumožňujú ani výsledky doteraz aplikovaných geofyzikálnych prác dotýkajúce sa hrúbky sedimentárno-vulkanického komplexu alebo geologickej stavby vrchnej časti zemskej kôry. Interpretácia magnetických meraní síce poskytuje informácie o priestorovom rozšírení magnetických hornín, ale neumožňuje mapovať ťažké nemagnetické horniny. Kvantitatívna interpretácia aplikovaných geoelektrických meraní dáva informácie o priebehu tzv. podložného nevodivého horizontu, no ten s priebehom reliéfu predterciérneho podložia vždy nekorešponduje.

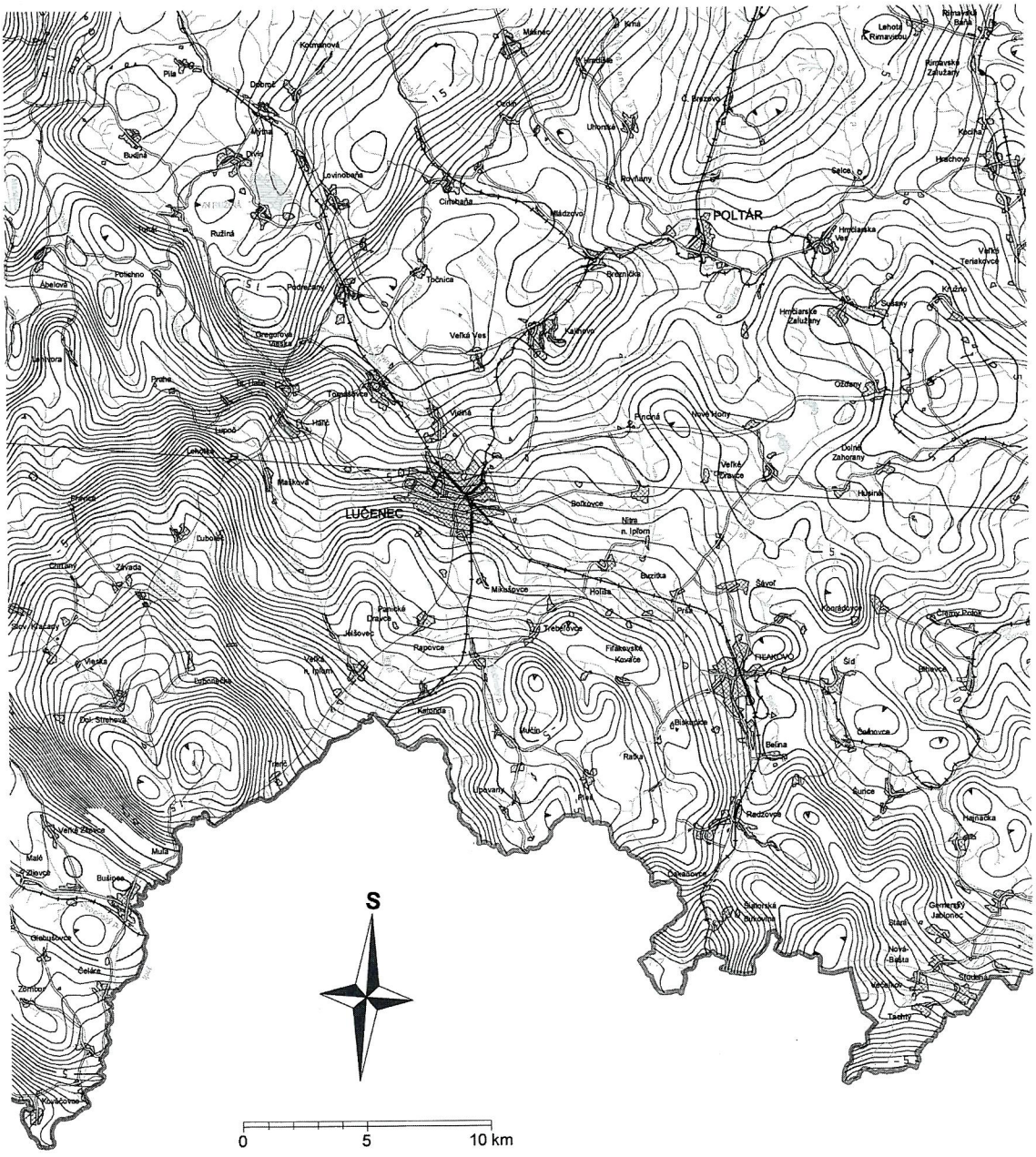
Tieto nedostatky spôsobili, že sa interpretácia tiažových meraní musela opierať o metodiku interpretácie zodpovedajúcu tzv. zakrytým oblastiam. Z nej vyplýva nasledujúci postup:

– vytvorenie priestorového modelu nadložných hornín (mapy hrúbky stratigrafických jednotiek) vyhovujúceho geologickým údajom z vrtov a výsledkom geologického mapovania, interpretácie seizmiky, vertikálnej elektrickej sondáže a magnetických meraní,

– výpočet gravitačného účinku vytvoreného priestorového modelu doplneného o hustotné parametre hornín získané štúdiom fyzikálnych vlastností hornín,

– odstránenie geologicky nevýznamných zdrojov z vypočítaného gravitačného účinku priestorového modelu,

– spresnenie priestorového modelu nadložných hornín s rešpektovaním nemennosti geologických a geofyzikálnych parametrov a s akceptáciou zobrazeného tiažového poľa,




**Obr. 66.** Mapa reziduálnych tiažových anomálií (Grand, Šefara a Pašteka, 2001 in Kubeš et al., 2001).
**Fig. 66.** Maps of residual gravity anomalies (Grand, Šefara and Pašteka, 2001 in Kubeš et al., 2001).

– výpočet tiažového účinku korešpondujúceho s hustotnými nehomogenitami predterciérneho podložia.

Takáto metodika aplikovaná pozdĺž dostatočného počtu regionálnych geofyzikálnych profilov umožňuje vytvoriť transformované mapy tiažového poľa zobrazujúce anomálne prejavy sedimentárno-vulkanického komplexu aj predterciérneho podložia.

*Hustotné nehomogenity terciérnej výplne panvy*

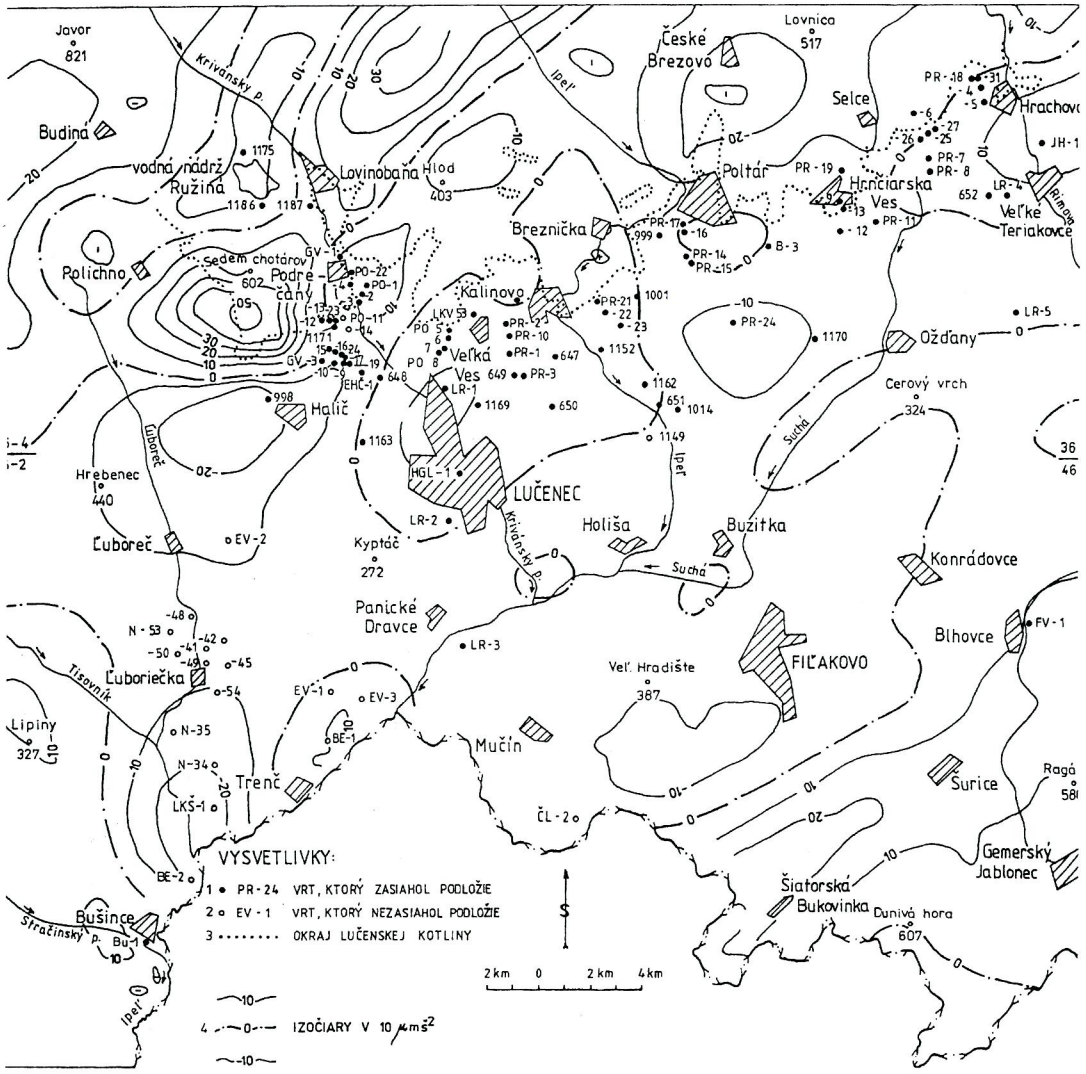
Interpretácia hustotných nehomogenít terciérnej výplne panvy sa vykonala na základe mapy úplných Bouguerových a reziduálnych anomálií (obr. 65, 66), ktoré poskytujú najobjektívnejšie informácie o priestorovej pozícii hustotných nehomogenít vo výplni terciérnej panvy.

Zo štúdia fyzikálnych vlastností hornín (tab. 52, obr. 61) vyplýva, že sedimentárno-vulkanický komplex tvoriaci terciérnu výplň Lučenskej kotliny a západnej časti Cerovej vrchoviny je hustotne heterogénny. Hustota terciérnych sedimentov rastie úmerne s ich vekom a hustota vulkanogénnych hornín varíruje v značnom rozpätí. V tiažovom poli sa výrazne prejavujú najmä vulkanogénne horniny, a to úmerne k ich priestorovému rozšíreniu a hmotnosti.

V mape úplných Bouguerových a reziduálnych anomálií (obr. 65, 66) sa najvýraznejšie prejavujú kladné tiažové anomálie pri Šiatorskej Bukovinke, v okolí vrtu FV-1 (Blhovce), v širšom okolí Gemerského Jablonca a korešpondujú s výskytmi vulkanogénnych hornín, najmä bazaltov zistených geologickým mapovaním resp. interpretovaných podľa magnetických meraní.

V západnej časti regiónu sa zistila plošne rozsiahla hustotná nehomogenita zápornej polarity s centrom lokalizovaným v údolí potoka Tisovník. Predpokladáme, že je tiažovým prejavom ľahších terciérnych sedimentov vypĺňajúcich strhársko-trenčskú priekopovú prepadlinu.

Ostatné hustotné nehomogenity kladnej a zápornej polarity pravdepodobne nemajú zdroj vo výplni terciérnej panvy.




**Obr. 67.** Interpretačná schéma hustotných anomalít urobená z odkrytej gravimetrickej mapy.
**Fig. 67.** Scheme of gravity anomalies made on the basis of gravimetric map – interpretation. For explanations see Fig. 60.

Zdôrazňujeme, že sme sa pri interpretácii hustotných nehomogenít v terciérnej výplni panvy opierali o výsledky geologického výskumu a o koreláciu gravimetrických podkladov s výsledkami iných geofyzikálnych metód a diaľkového prieskumu Zeme.

**Interpretácia diaľkového prieskumu Zeme (DPZ)**

Mapa fotolineácií ako výsledok diaľkového prieskumu Zeme sa v poslednom čase úspešne využíva aj pri interpretácii geologickej stavby. Systém lineárnych a nelineárnych štruktúr z družicových snímok korelovaný s výsledkami geofyzikálnych meraní a s geologickými poznatkami poskytuje dôležité informácie o zlomovej tektonike a o priestorovom rozšírení mladších geologických štruktúr (obr. 69). Zdôrazňujeme, že analyzované fotoprvky nemusia korešpondovať len so zlomovou tektonikou alebo s mladšími geologickými štruktúrami, ale môžu reflektovať aj napäťové pole sedimentárnych hornín pri neotektonických pohyboch.

Z lineárnych rozhraní sa interpretovali rozhrania s prevládajúcim smerom SV–JZ, SZ–JV a S–J. Podľa družicových snímok sú v študovanom regióne najčastejšie rozhrania smeru SV–JZ. Fotolineácie tohto smeru sú zrejmé najmä v priestore zlomového systému prebiehajúceho z okolia Trenča cez Ožďany a smerujú do okolia Rimavskej Soboty. Sú to dve lineárne štruktúry fotolineácií smeru SV–JZ prebiehajúce v priestore súvisiacom s priebehom plešivského zlomového pásma (Plančár et al., 1977) alebo rapovsko-plešivského zlomu (príl. 13). Táto lineárna diskontinuita, detegovaná najmä výsledkami gravimetrického merania, je veľmi výrazná a potvrdila ju aj interpretácia seizmického profilu 2T/85 (Tomek et al., 1987).

Význačné je aj lineárne rozhranie smeru SV–JZ prebiehajúce cez Lučenec, Ožďany a celý študovaný región, no na jeho geologické vysvetlenie niet dosť informácií.

Ďalšie rozhrania lineárneho priebehu s generálnym smerom SV–JZ sú v severnej a sz. časti Lučenskej kotliny a v západnej časti Cerovej vrchoviny. Z hľadiska dĺžky sú menej významné a ich koincidencia s geologicky zistenými zlomami resp. s interpretovanými hustotnými a magnetickými rozhraniami lineárneho priebehu nie je jednoznačná.

Významné rozhrania lineárneho priebehu zistené pri diaľkovom prieskume Zeme sú aj smeru SZ–JV, ktoré prebiehajú údolím Rimavy, Kriváńskeho potoka (zlom Kriváńskeho potoka; príl. 13), potoka Ľuboreč, ako aj rozhranie prebiehajúce od Fiľakova do jz. okolia Gemerského Jablonca.

Lineárne rozhranie v údolí Rimavy korešponduje s rimavským zlomom (príl. 1 a 13) a koinciduje aj s magnetickým a hustotným rozhraním lineárneho priebehu. S geologicky zisteným zlomom korešponduje aj lineárne rozhranie zistené diaľkovým prieskumom Zeme prebiehajúce cez Fiľakovo (fiľakovský zlom; príl. 1 a 13). Korešpondencia ostatných lineárnych rozhraní interpretovaných z diaľkového prieskumu Zeme s geologicko-geofyzikálnymi poznatkami nie je jednoznačná.

Osobitnú zmienku zaslúži najmä lineárne rozhranie prebiehajúce od Českého Brezova do západného okolia Šiatorskej Bukovinky, ktorého severná časť čiastočne korešponduje s hustotným rozhraním rovnakého priebehu od Českého Brezova po Poltár. Na J od rapovsko-plešivského zlomu je koincidencia tohto rozhrania s hustotným a magnetickým rozhraním lineárneho priebehu veľmi zreteľná.

V celom študovanom regióne sú aj nelineárne formy fotolineácií. Z ich korelácie s geologicko-geofyzikálnymi poznatkami vyplýva, že v jv. časti študovaného regiónu korešpondujú s výskytom výlevných vulkanických hornín. V sv. časti regiónu (na SZ od rapovsko-plešivského zlomu) sa z geologickej stránky vysvetľujú ťažšie. Predpokladáme, že kruhovo-eliptické štruktúry fotolineácií v jz. časti regiónu (údolie potoka Tisovník) korelujú s rozšírením mladších sedimentárnych hornín v strhársko-trenčskej grabenovej štruktúre.

Veľmi významným fenoménom diaľkového prieskumu Zeme sú aj nelineárne fotolineácie zistené v údolí potoka Suchá, ale na ich vysvetlenie nie je dosť geologicko-geofyzikálnych poznatkov.

Dve nelineárne fotolineácie interpretujeme aj v okolí Poltára v priestore maštinskej antiklinály. Predpokladáme, že odrážajú neotektonické pohyby, resp. reflektujú anomálny stav napätia hornín pri neotektonických pohyboch.

*Reliéf predterciérneho podložia*

Hlavná pozornosť sa pri geofyzikálnej interpretácii v študovanom regióne zamerala na detekciu styku terciérnych a predterciérnych hornín – priebeh reliéfu predterciérneho podložia (obr. 71). Je spracovaný na základe geologických poznatkov a výsledkov seizmických, tiažových, magnetických a v severnej časti študovaného regiónu aj geoelektrických meraní a je znázornený vo forme izohýps s krokom izočiar 100 m.

Pri pohľade na mapu reliéfu predterciérneho podložia možno konštatovať, že sa podložie ponára pod výplň treťohornej panvy od SZ na JV a tam dosahuje aj maximálnu hĺbku (–1900 m). Veľkú hĺbku má aj v jz. časti v strhársko-trenčskej prepadline (–1500 m).

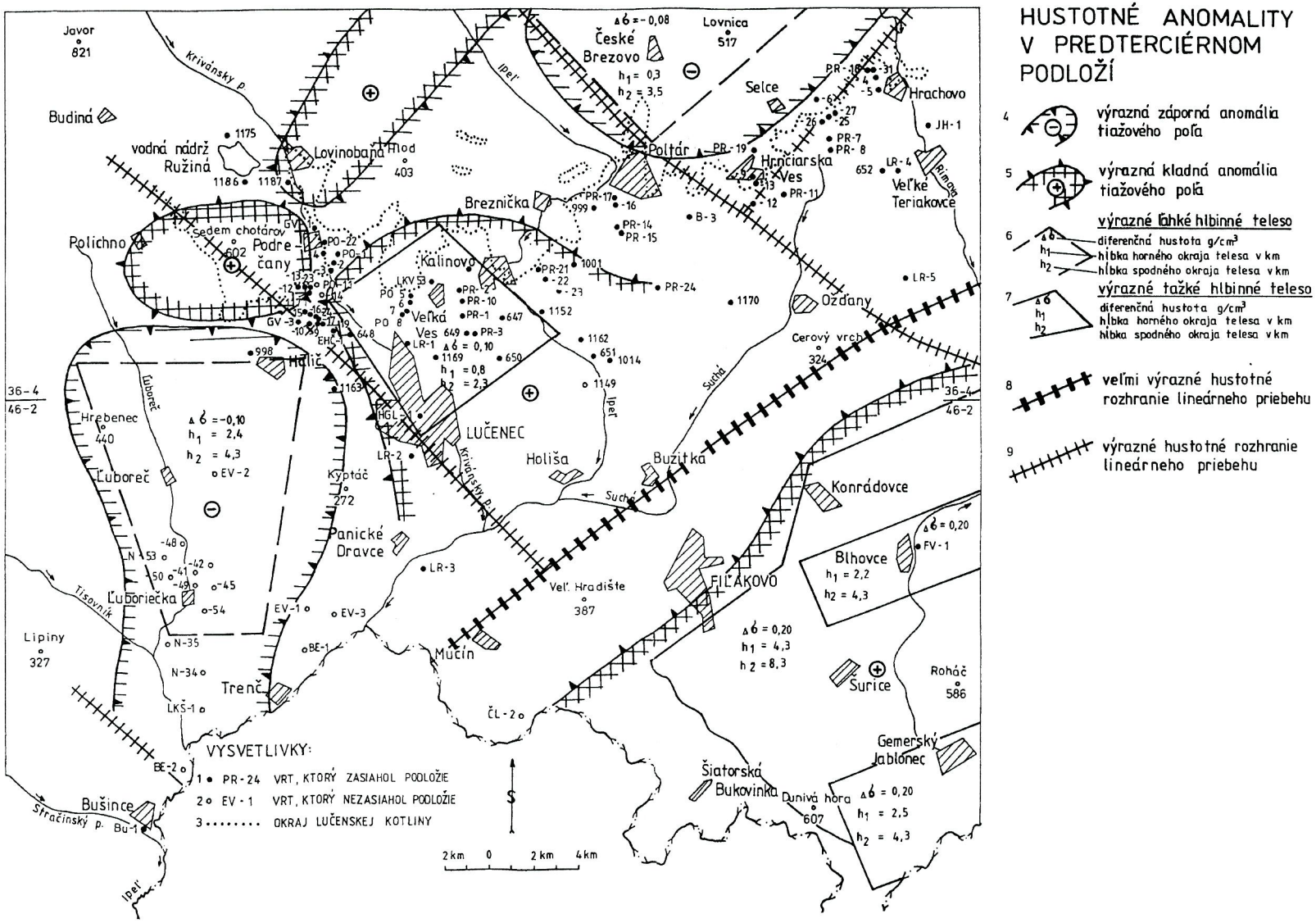
Mapa reliéfu predterciérneho podložia má štruktúrnu formu a v prevažnej miere rešpektuje geofyzikálne a geologické poznatky o tektonike podložia. Je z nej zrejmé, že sa morfológia predterciérneho podložia mení bez väčších vertikálnych zmien pozdĺž interpretovaných zlomov.

V študovanom regióne je niekoľko lokálnych elevačných a depresných foriem predterciérneho podložia, ktorých ohraničenie by mohlo byť tektonické.

Z elevačných foriem (od JZ na SV) je to elevácia podložia pri Ľuboreči, v priestore Haliče, v širšom okolí Buzitky, v okolí Veľkých Teriakoviec, a v okolí kóty Roháč.

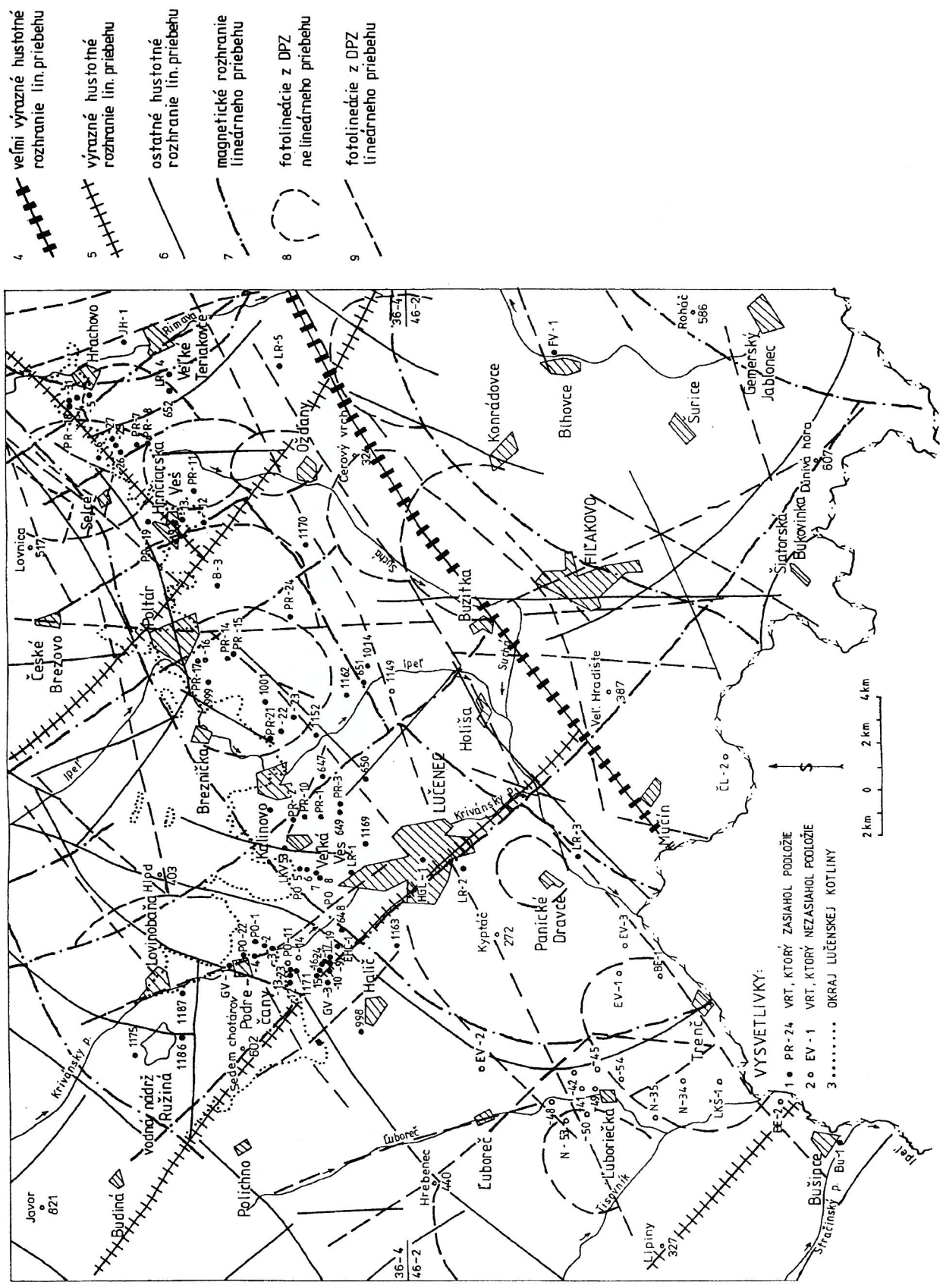
Z depresných foriem je to depresia podložia v okolí kóty Hrebenec (na SZ od Ľuboreči), v okolí Trenča, v priestore na JZ od Haliče, v údolí Kriváńskeho potoka, v údolí Ipľa a na V od rieky Rimavy.

Väčšina uvedených elevácií a depresií je definovaná len v severnej časti Lučenskej kotliny, kde hrúbka terciérnych sedimentov nie je väčšia ako 700 m. Pokračovanie niektorých



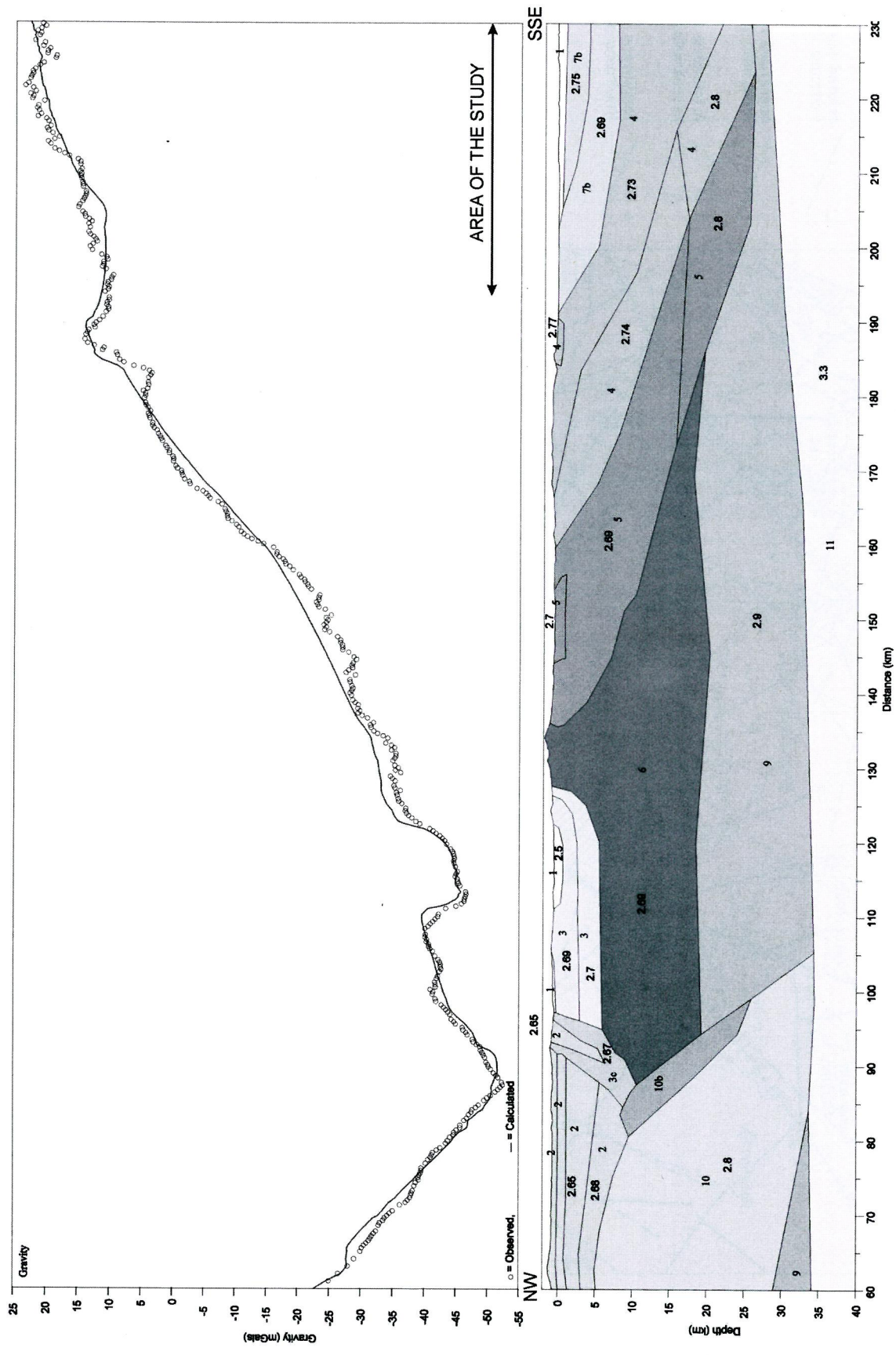

**Obr. 68.** Hustotné anomality v predterciérnom podloží.

**Fig. 68.** Gravity anomalities in the pre-Cenozoic basement. 1–3 – see in Fig. 60, 4 – expressive negative anomaly of gravity field, 5 – expressive positive anomaly of gravity field, 6 – expressive light buried body: $\Delta\sigma$ – differential desity g/cm$^3$, $h_1$ – depth of body upper edge in km, $h_2$ – depth of body lower edge in km, 7 – expressive heavy buried body: $\Delta\sigma$ – differential density g/cm$^3$, $h_1$ – depth of body upper edge in km, $h_2$ – depth of body lower edge in km, 8 – very strong linear density boundary, 9 – strong linear density boundary.




**Obr. 69.** Hustotné a magnetické rozhrania a rozhrania interpretované z družicových snímok.

**Fig. 69.** Gravity and magnetic boundaries and boundaries interpreted using the satellite imagery. 1–3 – see Fig. 60, 4 – very expressive linear gravity boundary, 5 – expressive linear gravity boundary, 6 – others linear gravity boundaries, 7 – magnetic linear boundaries, 8 – non-linear photolineations, 9 – linear photolineations.




**Obr. 70.** Tiažový interpretačný profil 1–1´ (2T 85). 1 – terciérna výplň, 2 – magurská flyšová zóna, 3 – mezozoikum, 3c – bradlové pásmo, 4 – južné veporikum, 5 – severné veporikum, 6 – tatrikum, 7b – severné gemerikum, 9 – spodná kôra, 10 – európska platforma, 10b – nedefinovaná tektonická zóna, 11 – vrchný plášť (Szalayová, Šantavý a Vozár, 1998, in Vozár et al., 1998).

**Fig. 70.** Gravity profile interpreted (for situation see Fig. 60). 1 – Tertiary filling, 2 – Magura Flysch zone, 3 – Mesozoic units, 3c – Klippen Belt, 4 – Southern Veporicum, 5 – Northern Veporicum, 6 – Tatricum, 7b – Northern Gemericum, 9 – lower crust, 10 – European platform, 10b – undefined tectonic zone, 11 – upper mantle (Szalayová, Šantavý and Vozár, 1998, in Vozár et al., 1998).

štruktúrnych jednotiek predpokladáme aj do južnejších častí kotliny alebo do západnej časti Cerovej vrchoviny.

*Hustotné nehomogenity predterciérneho a hlbšieho podložia*

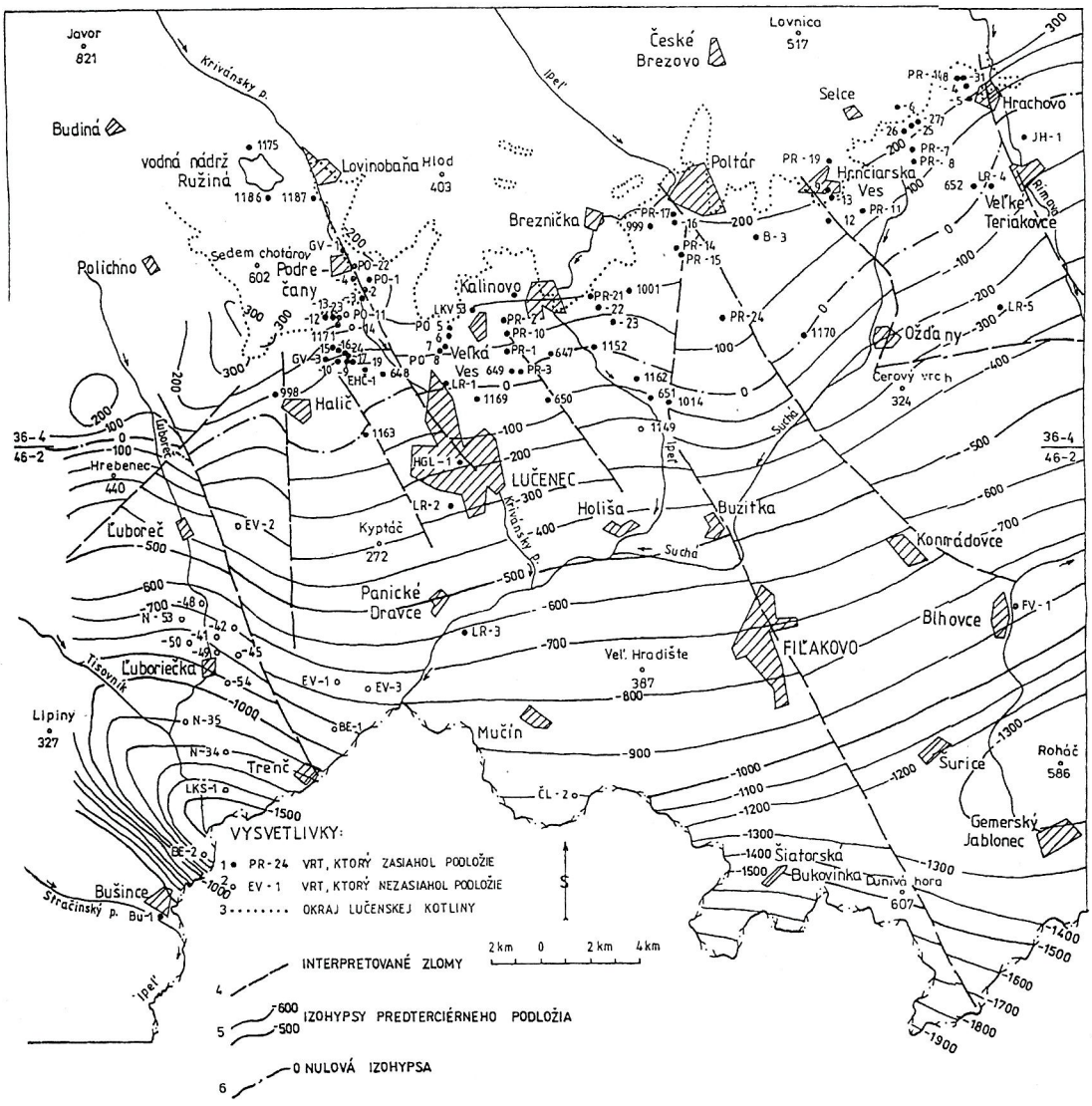
Na interpretáciu hustotných nehomogenít v predterciérnom a hlbšom podloží sa využila mapa úplných Bourguerových anomálií (Bodnár et al., 1979), schéma odkrytej gravimetrickej mapy (obr. 66), interpretačná schéma hustotných nehomogenít vychádzajúca z odkrytej gravimetrickej mapy (obr. 67) a výsledky kvantitatívnej analýzy zdrojov tiažových anomálií – hustotné nehomogenity v predterciérnom podloží (obr. 68). Najdôležitejšie informácie o geologickej stavbe územia vo väčšej hĺbke poskytuje aj kvantitatívna interpretácia geofyzikálnych meraní pozdĺž regionálneho interpretačného profilu 1–1', situovaného pozdĺž jv. časti seizmického profilu 2T/85.

V študovanom regióne je niekoľko kladných a záporných anomálií, ktorých tiažové prejavy pokladáme za významné.

Z kladných tiažových anomálií ovplyvnených hustotnými nehomogenitami v predterciérnom podloží je to anomália Gemerského Jablonca G1 (príl. 1), pri Lučenci G2 (príl. 1), v okolí kóty Sedem chotárov G3 (príl. 1) a pri Lovinobani G4 (príl. 1).

Anomália Gemerského Jablonca je plošne najrozsiahlejšia tiažová anomália vyvolaná hustotnými nehomogenitami v predterciérnom podloží. Je v jv. časti študovaného regiónu, kde bezprostredné predterciérne podložie budujú horniny neznámej jednotky. Časť anomálie korešponduje aj s výraznými magnetickými anomáliami (obr. 64).

Z kvantitatívnej analýzy tiažových meraní pozdĺž profilu 2T/85 (obr. 70) vyplýva, že zdroj tejto významnej anomálie je v hlbšom podloží terciérnej kotliny. Predpokladáme, že anomáliu vyvolal rozsiahly komplex hornín s veľkým podielom bázických alebo ultrabázických hornín. Na prítomnosť




**Obr. 71.** Reliéf predterciérneho podložia.
**Fig. 71.** Relief of pre-Cenozoic basement. 1–3 – see Fig. 60, 4 – faults assumed, 5 – isolines of pre-Cenozoic basement, 6 – zero isoline.

tohto 4–5 km hrubého komplexu v predterciérnom podloží poukazuje vystupovanie ultrabázik pozdĺž rábsko-rožňavskej a balatonsko-darnóovskej tektonickej línie (Grecula a Varga, 1979). Pozícia komplexu ťažkých hornín medzi výraznými tektonickými fenoménmi ani alochtónnosť podložného príkrovu (Leško a Varga, 1980) nevylučujú prítomnosť bližšie k povrchu vystupujúcich jednotiek so značným obsahom ofiolitov, ktoré pravdepodobne majú charakter príkrovu. Takýto výklad podporuje aj interpretácia magnetických meraní, lebo hlavné magnetické komplexy sú na obvode študovaného hustotne anomálneho prostredia alebo priamo nad ním. Výsledky geofyzikálnych meraní zhrnuté v práci Bodnára a Pospíšila (1980) ukázali, že kladnú tiažovú anomáliu Gemerského Jablonca mohla vyvolať hmota so zdrojom vo vrchnej časti plášťa. Ide o čiastkový diapír plášťa, ktorý prenikol do spodnej časti stenčenej kôry, keď aktivita panónskeho diapíru ustala. Tento prienik mohol spôsobiť vznik spodnomiocénneho magmatizmu a mohol byť rezervoárom andezitového vulkanizmu v študovanom regióne.

Interpretácia hlbinného seizmického profilu 2T/85 poskytuje informácie, ktoré bližšie objasňujú príčinu výraznej hustotnej nehomogenity v hlbších častiach predterciérneho podložia.

Pri súčasných geofyzikálno-geologických poznatkoch nemožno rozhodnúť o priorite nijakej z uvedených hypotéz, ale prikláňame sa k hypotéze publikovanej v práci Leška a Vargu (1980), ktorá obsahuje aj geologickú interpretáciu hustotnej nehomogenity zistenej v hlbších častiach zemskej kôry. Považujeme za potrebné zdôrazniť, že rozlišovacia schopnosť geofyzikálnych metód s hĺbkou klesá, a preto spoľahlivosť parametrov tejto výraznej hustotnej nehomogenity stanovených kvantitatívnou interpretáciou treba posudzovať kriticky.

V tiažovom a magnetickom poli sa podobne prejavuje aj anomália pri Lučenci (G2; príl. 1). Jej zdroj predpokladáme v slabo magnetických amfibolitoch (resp. v slabo magnetických svoroch s amfibolitmi). Hrúbka týchto hustotne ťažkých a slabo magnetických hornín je okolo 1,5 km.

Kladná tiažová anomália zistená v okolí kóty Sedem chotárov (G3; príl. 1) nie je plošne rozsiahla, ale intenzitou je významná. Kvantitatívne sa neinterpetovala. Zistila sa v prostredí slabo magnetických hornín a predpokladáme, že jej zdrojom môžu byť slabo magnetické amfibolity známe z oblasti Tribeča a zo Spišsko-gemerského rudohoria.

Ďalšia výrazná kladná tiažová anomália, ktorej predpokladaný zdroj je v predterciérnom podloží, sa zistila pri Lovinobani (G4; príl. 1). Jej geologickou príčinou, korešpondujúcou s pomerne nápadnou magnetickou anomáliou, sú pravdepodobne svory s amfibolitmi hrubé 800–900 m.

Hustotné nehomogenity kladnej polarity zistené v okolí Lovinobane a kóty Sedem chotárov sa intenzívne prejavujú aj v interpretačnej schéme hustotných nehomogenít vytvorenej z odkrytej gravimetrickej mapy (obr. 67), a preto predpokladáme, že ich geologické zdroje nie sú uložené hlboko.

Z výrazných záporných tiažových anomálií vyvolaných hustotnými nehomogenitami v predterciérnom podloží je to anomália pri Ľuboreči (G1; príl. 1) a pri Českom Brezove (G2; príl. 1).

Plošne rozsiahla záporná tiažová anomália pri Ľuboreči sa kvantitatívne analyzovala v rámci úlohy Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát, geofyzikálne interpretácie (Šefara et al., 1987). Horný okraj telesa sa predpokladá v hĺbke 2,4 km, diferenčná hustota je 0,10 g/cm$^3$ a hrúbka hustotnej nehomogenity okolo 2 km. Jej zdrojom sú pravdepodobne granitoidy vystupujúce v stykovej zóne veporika a gemerika.

Významná záporná tiažová anomália je aj pri Českom Brezove. Vyvolali ju granitoidy vystupujúce v stykovej zóne veporika a gemerika na povrch resp. blízko k súčasnému reliéfu terénu. Hrúbka komplexu je asi 3 km.

Informácie o hustotných nehomogenitách v predterciérnom podloží poskytuje aj interpretačná schéma rezíduí tiažových anomálií (obr. 65). Vyplýva z nej, že v študovanom regióne je zóna kladných tiažových anomálií prebiehajúca z jz. okolia Lučenca smerom na Veľkú Ves, Kalinovo, Hrnčiarsku Ves a Hrachovo. Korešponduje so zónou magnetických anomálií a predpokladáme, že koinciduje s rozšírením ochtinského súvrstvia gemerika zachovaného v jadrách synklinál (Vozár in Vass et al., 1992).

Zaujímavá je aj negatívna tiažová anomália v širšom okolí vrtu LR-5. Jej geologickým vysvetlením môže byť väčšie rozšírenie ľahkých vrchnokriedových hornín (ílovca a prachovca).

Okrem kladných a záporných tiažových anomálií veľmi deformujúcich tiažové pole v študovanom regióne sú aj iné výrazne deformujúce prvky tiažového poľa. Sú to najmä lineárne formy tiažového poľa.

Dominantnou lineárnou formou je výrazné hustotné rozhranie lineárneho priebehu smeru SV–JZ prebiehajúce od Trenča smerom na Rimavskú Sobotu. Označuje sa ako plešivské zlomové pásmo (Plančár et al., 1977) alebo rapovsko-plešivský zlom (Vass et al., 1993) a rozdeľuje región na sz. a jv. časť. Jeho rozhodujúci význam v geologickej stavbe regiónu potvrdzujú aj výsledky seizmických meraní pozdĺž jv. časti seizmického profilu 2T/85.

Okrem toho interpretujeme aj tri hlbinné zlomové pásma smeru SZ–JV definované gravimetricky alebo aj magnetometricky (obr. 69). Prvé je na S od Bušiniec (zlomy strhársko-trenčskej prepadliny) a priebeh druhého, v študovanom regióne najvýraznejšieho, možno charakterizovať lokalitou kóta Sedem chotárov, Lučenec a kóta Dunivá hora (pri Šiatorskej Bukovinke). Rozhranie je v priestore vymedzenom čakanovským a fiľakovským zlomom (príl. 13). Tretie pásmo prebieha cez Poltár a Ožďany a korešpondujú s ním nepomenované zlomy členiace kryhy Veľkých Draviec.

Uvedené hlbinné zlomové pásma členia sz. časť študovaného regiónu na jz., centrálnu a sv. časť.

Pre jz. a sv. časť je charakteristický výskyt výrazných negatívnych tiažových anomálií (anomália pri Ľuboreči a pri Českom Brezove) a pre centrálnu, najrozsiahlejšiu, troch kladných tiažových anomálií, ktorých zdroje predpokladáme v predterciérnom podloží. Od SZ na JV je to anomália pri Lovinobani, pri Lučenci a v okolí kóty Sedem chotárov.

# STAVBA LUČENSKEJ KOTLINY A CEROVEJ VRCHOVINY

## Stavba hlbšej časti kôry Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny

Komplexné spracovanie geofyzikálnych polí poskytlo informácie o stavbe hlbšej časti kôry v oblasti Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Poznatky o geologickej stavbe regiónu korelované s analýzou tiažového a magnetického poľa ukázali, že väčšina tiažových i magnetických anomálií má zdroj v hlbšej časti predterciérneho podložia.

### Anomálie tiažového a magnetického poľa v predterciérnom podloží

V regióne je niekoľko kladných a záporných tiažových anomálií a magnetické anomálie, ktorých zdroje sú v horninách predterciérneho podložia (príl. 1).

Najväčšia kladná gravimetrická anomália je v jv. časti regiónu v širokom okolí Gemerského Jablonca (G 1). Vrchný okraj zdroja hustotnej nehomogenity je v hĺbke 2,3–4,3 km a spodný v hĺbke 8,0 km. Súčasťou tejto veľkej anomálie sú dve čiastkové anomálie, ktorých zdroje majú vrchný okraj v hĺbke 2,3 km (G 1a – blhovská) a 2,5 km (G 1b – novobaštianska). Keďže v mieste anomálie je hrúbka treťohorných sedimentov okolo 1000 m, horniny vyvolávajúce anomáliu sú v predterciérnom podloží, t. j. v horninových súboroch jednotky rozprestierajúcej sa na J od rapovsko-plešivského zlomu. Sz. časť tiažovej anomálie koinciduje s fiľakovsko-blhovskou magnetickou anomáliou (M 1) s intenzitou > 300 nT, ktorá sa rozpadáva na dve čiastkové anomálie. Magnetické horniny fiľakovskej čiastkovej anomálie (M 1a) majú horný okraj v hĺbke 1,4 km a blhovskej (M 1b) v hĺbke 1 km.

Bodnár a Pospíšil (1980) predpokladali, že zdrojom kladnej tiažovej anomálie môže byť hmota vrchnej časti plášťa. Uvažovali o čiastkovom diapíre plášťa, ktorý prenikol do spodnej časti stenčenej kôry. Z novších geofyzikálnych podkladov vyplýva, že zdrojom anomálie môžu byť zvyšky oceánskej kôry, t. j. komplex bázických až ultrabázických hornín hrubý 4–5 km. Magnetická fiľakovsko-blhovská anomália zapadá do pruhu magnetických anomálií pozdĺž línie Diósjenö (Haáz a Komáromy, 1967–1968; Zbořil et al., 1971; Balla, 1989).

Na výskyt ultrabázických hornín v predterciérnych horninových komplexoch v širšom regionálnom kontexte (pozdĺž rábsko-rožňavskej línie a línie Balaton–Darnó) upozornil napr. Grecula a Varga (1979). Je veľmi pravdepodobné, že predpokladané časti oceánskej kôry do dnešnej kontinentálnej kôry inkorporovala subdukcia resp. obdukcia. Možno tiež predpokladať, že tieto horniny spolu so sedimentmi, ktoré ich obklopujú, alebo s metamorfitmi, sú v alochtónnej pozícii, a teda sú súčasťou príkrovov (porovnaj Leško a Varga, 1980).

Ďalšia kladná gravimetrická anomália – lučenská (G 2) – je v okolí Lučenca. Jej horný a spodný okraj predpokladáme v hĺbke 0,8 km resp. 2,3 km. Horniny vyvolávajúce anomálie sú súčasťou veporika, v tomto priestore prevažne zakrytého horninami gemerika relatívne malej hrúbky. Domnievame sa, že zdrojom anomálie sú slabo magnetické amfibolity alebo svory.

Kladná tiažová anomália Siedmich chotárov (G 3) je vyvolaná pravdepodobne tiež horninami patriacimi do veporika. Podľa charakteru ich prejavu v tiažovom a magnetickom poli predpokladáme, že zdrojom anomálie sú slabo magnetické amfibolity postihnuté biotitizáciou, ktoré sú známe z Tribeča.

Lovinobanskú kladnú tiažovú anomáliu (G 4) pravdepodobne spôsobuje komplex metamorfitov veporika (komplex Ostrej a lovinobanský komplex; Bezák in Vass et al., 1992). Koinciduje s pomerne výraznou magnetickou anomáliou (M 5). Anomálie vyvolávajú svory s metabazitmi, ktoré miestami vystupujú priamo na povrchu. Hrúbka

súboru hornín vyvolávajúcich anomálie sa odhaduje na 800–900 m. Zo štruktúrneho hľadiska ide pravdepodobne o príkrov alebo o súčasť príkrovu vnútri veporika.

Záporné tiažové anomálie – ľuborečská (g 1), českobrezovská (g 2) a ružinská (g 3) – ležia na veporiku a gemeriku alebo blízko stykovej zóny gemerika a veporika. Predstavujú súčasť zóny nesúvislého pruhu ľahkých anomálií smeru SV–JZ, ktorý sa tiahne z Ipeľskej kotliny (Vass et al., 1979) až do priestoru zdychavského poruchového pásma (Plančár et al., 1977). Tieto anomálie sú pravdepodobne vyvolané mladými alpínskymi granitoidmi. Podľa kvantitatívnej interpretácie tiažových anomálií granitoidné komplexy vyvolávajúce ľuborečskú anomáliu sú v hĺbke 2,4 km a sú hrubšie ako 2 km. Granitoidné komplexy spôsobujúce českobrezovskú zápornú anomáliu vystupujú na povrch alebo sú plytko pod povrchom (do 0,3 km) a sú hrubé vyše 3 km. Granitoidy spôsobujúce zápornú ružinskú tiažovú anomáliu pravdepodobne tvoria významné teleso v kôre, ktorá hustotnými parametrami zatieňuje prejav hustotne ťažkých karbonátov föderatskej skupiny vystupujúcich na povrch v priestore anomálie (v okolí Tuhára).

Zóna magnetických anomálií (M 3) sa zistila v priestore medzi Panickými Dravcami, Lučencom, Kalinovom a Hrachovom a v hrubých črtách koinciduje so styčnou zónou veporika a gemerika. Tvoria ju rozsiahlejšie (v okolí Lučenca a Maštinca) a menšie anomálie. Predpokladáme, že zdrojom väčšiny z nich sú bázické horniny dobšinskej skupiny gemerika.

Zdrojom menších anomálií v tejto zóne sú telesá ultrabázik, ktoré vystupujú na povrch v okolí Kalinova (serpentinity) a ktoré v neveľkej hĺbke predpokladáme v okolí Haliče a Veľkej Vsi. Rozsiahlejšie telesá ultrabázických hornín sú pravdepodobne v hĺbke okolo 0,7 resp. 0,9 km.

V severnej časti zóny v oblasti Poltár – Hrnčiarska Ves a v okolí Maštinca sú zdrojom magnetických anomálií magnetické horniny vo veporiku. Maštinská anomália sa priestorovo viaže na miesta, kde vrty v podloží terciéru zistili revúcku skupinu. Slatvinské súvrstvie tejto skupiny postihnuté kontaktnou metamorfózou je bohaté na biotit a obsahuje magnetitizovaný hematit. Horný okraj hornín spôsobujúcich anomáliu sa predpokladá v hĺbke 0,5 km. V revúckej skupine sa doteraz nenašli ultrabáziká schopné vyvolávať magnetické anomálie. Z toho vychádza dvojaké vysvetlenie maštinskej magnetickej anomálie, a to, že zdrojom anomálie sú metabazity metamorfovaného komplexu veporika v podloží revúckej skupiny značne redukovanej hrúbky, alebo že sa magnetická anomália viaže na bázické až ultrabázické horniny, ktoré sa v revúckej skupine doteraz nezistili.

## Tektonika predterciérneho podložia

Predterciérne podložie Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny má vrásovopríkrovovú stavbu porušenú zlomami.

Alpínska príkrovová stavba je zrejmá na severnom okraji Lučenskej kotliny a rovnakú stavbu predpokladáme aj v podloží terciéru samotnej kotliny.

Najvyššou príkrovovou tektonickou jednotkou je silicikum. Tektonicky leží na turnaiku (v sv. časti regiónu) alebo na gemeriku (pri Hrnčiarskych Zalužanoch, Veľkých Teriakovciach a na JV od Lučenca), kam sa dostalo pri ľavom horizontálnom posune pozdĺž rapovsko-plešivského zlomu (obr. 72). Turnaikum leží pod silicikom a je nasunuté na gemerikum (na gelnickú skupinu pri Kocihe) aj na veporikum (v okolí Hrachova). Turnaikum pri Hrachove má prešmykový štýl stavby, čo je výsledok blízkosti tektonického styku s podložím. Gemerikum ležiace v tektonickom podloží silicika i turnaika leží ako príkrov na veporiku, ale styk obidvoch jednotiek je veľmi komplikovaný a je výsledkom staroalpínskej tektoniky. Hlavný násun gemerika na veporikum je na lubenícko-margecianskej línii s generálnym smerom SV–JZ sklonenej na JV pod uhlom 15–55°. V miestach, kde má línia povahu prešmyku, alebo aj horizontálneho posunu, sa sklon zvyšuje na 75–85°.

V oblasti Poltára a Podrečian tektonický styk gemerika a veporika komplikuje intrúzia alpínskych granitoidov, ktorá vnikla do gemerika aj veporika (príl. 1).

Ďalšia výrazná porucha v oblasti Kocihy, prebiehajúca južne od lubenícko-margecianskej a paralelne s ňou, je hrádocká línia. Má charakter prešmyku smeru SV–JZ so sklonom 65–85° na JV. Gemerikum mimo rozsiahleho príkrovového telesa, ktoré podstiela prevažnú časť Lučenskej kotliny, leží na veporiku v podobe plytkých šupín v okolí Podrečian, Divína a na JZ od Lovinobane. Styk gemerika a veporika v podloží Krupinskej planiny sprostredkuje mladý dobrodský zlom smeru SZ–JV s poklesom aj s predpokladaným laterálnym posunom (príl. 1).

Veporikum, ktoré leží prevažne v priamom tektonickom podloží gemerika, sa s ním stýka prostredníctvom zložitej prešmykovej štruktúry, ktorá ovplyvnila vnútornú tektonickú stavbu hlavne obalu veporika. Mladopaleozoické súvrstvia veporika majú monoklinálny sklon 15–45° na JV. Súvrstvia majú lokálne prešmyky a zóny porušenia s prienikmi aplitových žíl aj menších granitoidných intrúzií. Miestami možno pozorovať zvrásnenie obalu so zachovanými synklinálami. Sú to fragmenty štruktúr s osami v smere SV–JZ. Zväčša ich obmedzujú priečne zlomy s horizontálnym posunom.

Medzi Hrnčiarskymi Zalužanmi a Pincinou predpokladáme v stavbe predterciérneho podložia tektonické okno, v ktorom spod gemerika vystupuje veporikum (príl. 1).

Veporikum v oblasti Siedmich chotárov a v okolí Tuhára má veľmi zložitú tektonickú stavbu. Ide o dve synformy smeru SSZ–JJZ, porušené intenzívnou vrásovoprešmykovou tektonikou a systémom priečnych zlomov. Na východných svahoch Siedmich chotárov sa definovala zložitá antiforma so strmou (80–90°) osovou rovinou smeru S–J s premenlivým sklonom na V a Z. Štruktúra Siedmich chotárov a tuhárska synforma sú v strižnom styku.

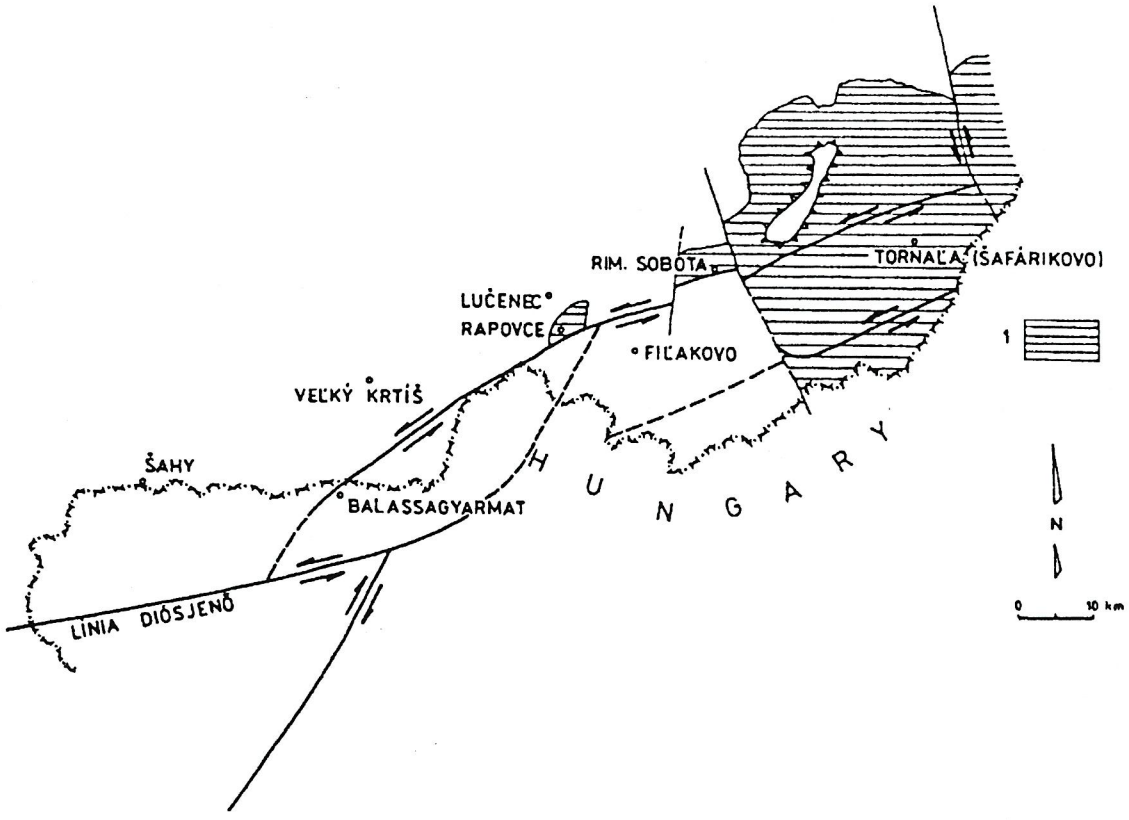
Synforma Tuhára má zložitú prešmykovú stavbu a lokálne ju prekrýva tektonická troska gemerika. Synforma je asymetrická, zo SZ obmedzená divínskym resp. divínsko-muránskym zlomom. Osová rovina má priebeh SSV–JJZ a sklon 60–80° na SZ. Štruktúru porušujú viacnásobné prešmyky smeru SSV–JJZ s pomerne príkrym sklonom 70–90° na SZ.

Predterciérne podložie na severnom okraji Lučenskej kotliny porušujú zlomy. Podľa smerovej orientácie ich možno rozdeliť na smerové zlomy konformné s hlavnými líniami, t. j. zlomy smeru SV–JZ. Sú zväčša sklonené na JV a majú charakter prešmykov. Zlomy smeru SZ–JV až SSZ–JJV porušujú všetky tektonické jednotky aj intrúzie granitoidov, a teda sú mladšie ako vrchná krieda. V Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine porušujú aj terciér, čiže sa aktivizovali v terciéri. Predpokladáme, že sa z nich v stavbe predterciérneho podložia uplatňuje hlavne rimavský (1), sušiansky (2), Čierneho potoka (3), fiľakovský (4), čakanovský (5), Krivánskeho potoka (6), mučínsky (7), maškovský (9), Dálovského potoka (10), dobrodský (11), rárošský (13), potoka Tisovník (14), Mlynského potoka (15) a pôtorského zlomového pásma (16; príl. 1 a 12).

Zo zlomov sv. smeru sa na stavbe predterciérneho podložia Lučenskej kotliny zúčastňuje predovšetkým rapovsko-plešivský zlom s terciérnym ľavým horizontálnym posunom (obr. 72), ktorý sa výrazne prejavuje v geofyzikálnych poliach, najmä v tiažovom obraze (Plančár et al., 1977; Bodnár et al., 1991), ale aj v seizmickom profile 2T (Tomek, 1992; ústna informácia).

Predterciérne podložie v Cerovej vrchovine porušuje niekoľko zlomov, ktoré sa prejavujú aj v terciéri, a to hlavne pršiansky (18), Kalajovej doliny (19), potoka Lapša (20) a Dechtárskeho potoka (21). Predterciérne podložie porušujú aj zlomy v údolí Mojínskeho potoka na JZ od Rimavskej Soboty a zlom prebiehajúci na JV od Hajnáčky (príl. 1 a 12).

Zlomy smeru S–J porušujú predterciérne horniny na severnom okraji Lučenskej kotliny (zlomy na S od Kalinova, v okolí Mládzova a Hrnčiarskych Zalužian). Jeden z nich predurčuje recentnú dolinu Poltarice na S od Poltára. Zlom smeru S–J medzi Kalinovom a Mučínom porušuje terciér a jeho podložie v Lučenskej kotline. Zdá sa, že zlomy smeru S–J sú hlboko založené a pravdepodobne patria do staršej popríkrovovej generácie zlomov, ale boli aktívne aj v kvartéri.




**Obr. 72.** Redistribúcia mezozoických hornín (silicikum, meliatikum, nečlenené turnaikum) v podloží Lučenskej a Rimavskej kotliny s ľavostranným posunom pozdĺž plešivsko-rapovského zlomu. 1 – nečlenené mezozoikum (silicikum, meliatikum, turnaikum).

**Fig. 72.** Displacement of Mesozoic rocks (Silicicum, Meliaticum, Turnaicum, undivided) in the basement of the Lučenec and Rimava depressions along the Plešivec-Rapovce sinistral strike-slip fault. 1 – undivided Mesozoic rocks of the Silicicum, Turnaicum, Meliaticum.

# Tektonika výplne Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny

Výplň Lučenskej kotliny a Cerovú vrchovinu porušujú dva hlavné zlomové systémy. Výraznejšie sa prejavuje zlomový systém smeru SZ–JV až SSZ–JJV (príl. 12), a to isto preto, že jeho viaceré zlomy boli aktívne v mladšom období, v bádene a neskôr, niektoré z nich aj v kvartéri. Zlomový systém smeru SV–JZ je menej výrazný. Jeho zlomy boli aktívne na konci oligocénu a na začiatku miocénu, často sú porušené zlomami smeru SZ–JV. Okrem toho sa na stavbe územia zúčastňujú aj zlomy smeru S–J a V–Z.

### Zlomový systém smeru SZ–JV až SSZ–JJV

Hlavné štruktúrne členenie územia určujú zlomy smeru SZ–JV až SSZ–JJV. Upozorňujeme na to, že smer ranomiocénnych (SZ–JV) a ranobádenských zlomov (SSZ–JJV), ako aj paleostresové polia, v ktorých tieto zlomy vznikli, sú v recentných koordinátach. Litosférický blok, na ktorom ležia juhoslovenské kotliny a ich náprotivky v severnom Maďarsku, v miocéne rotoval proti smeru hodinových ručičiek (CCW) v dvoch pulzoch okolo 50° CCW v otnangu a približne 30° CCW v ranom bádene (Márton et al., 1995, 1996; Márton a Fodor, 1995; Márton a Márton, 1996). Z toho vychodí, že pôvodný smer ranomiocénnych zlomov bol SV–JZ a extenzia, ktorá k ich vzniku viedla, pôsobila v smere SZ–JV. Pôvodný smer ranobádenských zlomov bol približne S–J a kompresia, ktorá tieto zlomy generovala, pôsobila v totožnom smere (Vass, 2002). Zlomy smeru SSZ–JJV sú zväčša syngenetické voči bádenským vulkanoklastikám v strhársko-trenčskej prepadline a prepadlinu vymedzujú. Mladá strhársko-trenčská prepadlina leží na staršej dačovolomskej prepadline, ktorú kontrolujú a vymedzujú zlomy smeru SZ–JV. Tak vznikla zložitá prepadlinová štruktúra – štruktúra križovania poklesov (Vass, 1963). Analýza napäťových polí potvrdila, že v spodnom miocéne bola dominantným kinematickým fenoménom extenzia v smere SV–JZ s vertikálnou kompresiou, čo uprednostňovalo vznik alebo aktivitu normálnych zlomov smeru SZ–JV. V spodnom bádene kompresia rotovala do smeru SSZ–JJV a uprednostňovala normálne zlomy smeru SSZ–JJV (Hók a Kováč in Vass et al., 1993). Z toho vychodí, že zlomy smeru SZ–JV vznikli alebo sa oživili v spodnom miocéne a zlomy smeru SSZ–JJV vznikli alebo sa oživili v spodnom bádene. Tieto zlomy zjavne ožili na sklonku pliocénu, lebo niektoré z nich kontrolujú paleodoliny riek vyplnené neskôr lávovými prúdmi cerovej bazaltovej formácie. Ďalšie zlomy boli aktívne v kvartéri, kontrolujú recentnú riečnu sieť (smer tokov, asymetria riečnych dolín, facetové plochy a p.) a niektoré aj distribúciu a divergenciu kvartérnych riečnych terás.

Pliocénna a kvartérna aktivita zlomov sz. a ssz. smeru signalizuje, že juhoslovenské kotliny boli v tom období podobne ako viedenská a dunajská panva vystavené paleostresu s maximálnou kompresiou v smere SZ–JV.

Zlomy smeru SZ–JV a SSZ–JJV v študovanom území vymedzujú niekoľko veľkých kryhových súborov.

Do sv. časti z Rimavskej kotliny zasahujú lukovištsko-bátčanské a dúžavsko-kružnianske kryhy, strednú časť tvoria oždianske, veľkodravčianske a lučenské kryhy a do jz. časti regiónu zasahuje strhársko-trenčská prepadlina a stracinské vysoké kryhy.

Strhársko-trenčská prepadlina koso porušuje staršiu dačovolomskú prepadlinu, ktorej povrchový prejav zastiera mladšia štruktúra, a jej dimenzie a priestorovú konfiguráciu lepšie vyjadrujú paleogeografické mapy predbádenských období (stupňov; príl. 4 až 7).

**Lukovištsko-bátčanské kryhy** (kryhy Lukovište-Bátka, príl. 12) sú prevažne v Rimavskej kotline, na JZ ich vymedzuje rimavský zlom a vystupujú na nich horniny predterciérneho podložia, sedimenty egeru a na nich aj na predterciérnom podloží ležiace strednomiocénne andezitové vulkanoklastiká.

*Rimavský zlom* (1)[2] má ssz. smer, sklon na Z a prejavuje sa v morfológii územia tak, že predurčuje dolinu rieky Rimava. Na družicových, leteckých a radarových snímkach (Pospíšil a Halmešová in Šefara et al., 1987) sa prejavuje ako nápadný lineárny prvok. Jeho aktivitu v kvartéri dokazuje vývoj terás Rimavy na poklesnutej kryhe a strmý reliéf na vysokej kryhe zlomu medzi Hrachovom a Príbojom. Na poklesnutej kryhe je rozšírené poltárske súvrstvie, ktoré na vysokej kryhe chýba. Na druhej strane strednomiocénne vulkanoklastiká pokoradzskej formácie tvoria mohutné akumulácie na vysokej kryhe zlomu a na poklesnutých kryhách sa zachovali iba malé denudačné relikty vulkanoklastík. To poukazuje na opačný zmysel pohybov v čase ukladania vulkanoklastík alebo krátko po ňom.

Rimavský zlom dislokuje pruh magnetických anomálií. Vzájomná pozícia magnetických anomálií Fiľakovo – Blhovce a Horné Zahorany naznačuje ľavý laterálny posun okolo 10 km po rimavskom zlome (Vass a Elečko et al., 1992). Podobne je dislokovaná aj lučensko-lubenícka magnetická anomálna zóna medzi Hrachovom a Brádnom (Gnojek, 1990). Aj v tomto prípade mohol dislokáciu spôsobiť horizontálny posun po rimavskom zlome alebo po brádňanskom a súbežných zlomoch prebiehajúcich mimo študovaného územia (Gnojek, I. c.). (Ďalšie údaje o rimavskom zlome sú v práci Vassa et al., 1989; Vassa a Elečka et al., 1992)[3].

**Dúžavsko-kružnianske kryhy** (kryhy Dúžava-Kružnov, príl. 12) na SV ohraničuje rimavský, na JZ sušiansky zlom

[2]Čísla zlomov pozri v príl. 12

[3]Podľa novších geoelektrických meraní a geotermálneho vrtu GRS-1 na východnej kryhe zlomu a na J od Rimavskej Soboty triasové karbonáty zasahujú až po zlom (Šujan a Kráľ, 2005; ústne oznámenie). Zlom teda sprostredkuje styk medzi spomínanými karbonátmi a nekarbonatickými horninami predterciérneho podložia západnej kryhy zlomu.

a zlom smeru S–J prebiehajúci od Ožďan po Husinú. V ďalšom pokračovaní na J kryhu ohraničuje zlom Čierneho potoka sz. smeru.

*Sušiansky zlom* (2) prebieha po východnej strane doliny rovnomenného potoka zo severného okolia Ožďan po južnom okraji Sušian po severný okraj Hrnčiarskych Zalužian a sz. smerom pokračuje v doline potoka Suchá cez Vaľkovo a ďalej mimo územia regiónu. Zlom silno porušujú priečne zlomy v severnom okolí Ožďan, kde sa prejavuje aj indíciami vertikálneho hustotného rozhrania v terciéri, a v sz. okolí Hrnčiarskych Zalužian, kde sú na križovaní so zlomami smeru V–Z a S–J minerálne pramene a travertínové kopy. Zlom ľavým laterálnym pohybom dislokuje lučensko-lubenícku magnetickú anomálnu zónu (Gnojek, 1990). Jeho sz. a čiastočne aj jv. časť sa prejavuje na radarových leteckých snímkach.

Na istom úseku funkciu medzného zlomu dúžavsko-kružnianskej kryhy preberá zlom smeru S–J, ktorý prebieha od Ožďan po Husinú, sčasti predurčuje tok nepomenovaného potoka a možno ho sledovať až po jeho styk so zlomom Čierneho potoka. Jeho existenciu potvrdzujú indície vertikálneho hustotného rozhrania v terciéri.

Dúžavsko-kružnianske kryhy vytvárajú na mape nepravidelný útvar, ktorý sa od S po Ožďany zužuje, medzi Husinou a Rimavskou Sobotou rozširuje a smerom na J sa opäť klinovite zužuje. V Cerovej vrchovine sa opisované kryhy strácajú.

V severnej časti krýh vystupujú na povrch horniny predterciérneho podložia, južnejšie sedimenty egeru (lučenské súvrstvie) sčasti zakryté sedimentmi pontu (poltárske súvrstvie) a reliktmi strednomiocénnych vulkanoklastík (pokoradzská formácia), v južnej vystupujú sedimenty egenburgu (fiľakovské súvrstvie) a pliocénno-pleistocénne bazalty (cerová bazaltová formácia).

Kryhy sú rozdelené pozdĺžnymi alebo kosými zlomami na rad čiastkových krýh, čo sa veľmi zreteľne prejavuje v horninách predterciérneho podložia na severnom okraji Lučenskej kotliny. V terciérnych sedimentoch sa pozdĺžne zlomy nedajú spoľahlivo identifikovať. Jeden z nich prebieha medzi Kružnom a Teriakovcami v doline nepomenovaného potoka, ďalší cez samotu Mlynárka a Čierna lúka v doline Čiernolúckeho potoka, na Z od Rimavskej Soboty. Zlom, ktorý sa stáča až do smeru V–Z, prebieha dolinou potoka Ľukva a ďalší dolinou Ostrého potoka, na SZ od Hodejova. Väčšina z týchto zlomov sa prejavuje na radarových leteckých snímkach.

**Ožďianske kryhy** na V ohraničuje sušiansky zlom a nepomenovaný zlom medzi Ožďanmi a Husinou a na Z zlom Čierneho potoka.

*Zlom Čierneho potoka* (3) prebieha dolinou horného toku Ipľa cez Poltár, ďalej na JV dolinou potoka Šťavica, križuje dolinu Suchej a pokračuje v doline Čirinca a Čierneho potoka. Vo vnútornej časti Cerovej vrchoviny sa ďalej na JV nedá sledovať. Na družicových a leteckých snímkach sa prejavuje ako líniový prvok v úseku od Veľkých Draviec na SZ (Pospíšil a Halmešová in Šefara et al., 1987) a na radarových sa dá identifikovať v okolí Hrnčiarskej Vsi a ďalej na SZ. Je sklonený na JZ, spôsobuje asymetriu doliny Čierneho potoka, potoka Šťavica a horného toku Ipľa. Na SZ od Poltára sú na poklesnutej kryhe akumulácie holocénnych náplavových kužeľov. Zlom zrejme podmieňuje vývery minerálnej vody, napr. na S od Nových Honov v doline Šťavice. V doline Čierneho potoka ho potvrdzujú indície vertikálneho hustotného rozhrania v terciéri, ale porušuje aj predterciérne podložie, lebo ako ľavostranný posun dislokuje lučensko-lubenícku magnetickú anomálnu zónu, ktorá je podmienená prevažne magnetickými horninami ochtinského súvrstvia dobšinskej skupiny gemerika. Ďalej na SZ podobne porušuje zónu magnetických anomálií medzi Lovinobaňou a Breznicou (Gnojek, 1990), ako aj muránsko-divínsku líniu.

Ožďianske kryhy tvoria na mape útvar klinového tvaru, ktorý sa uzatvára smerom na JV. V severnej časti krýh vystupuje na povrch predterciérne podložie a sedimenty pontu (poltárske súvrstvie), v južnej sú to sedimenty egeru (lučenské súvrstvie) a v Cerovej vrchovine spodného miocénu (fiľakovské súvrstvie) a bazalty cerovej bazaltovej formácie pliocénno-pleistocénneho veku.

Kryhy sú rozdelené menšími pozdĺžnymi zlomami na rad čiastkových krýh. Jedna z nich je hrnčiarskozalužianska, vymedzená sušianskym zlomom a zlomom prechádzajúcim cez Maštinec na Z od Hrnčiarskych Zalužian, ktorý okrem toho, že kontroluje morfológiu územia a prejavuje sa na radarových snímkach, sprostredkúva výver minerálnej vody na JZ od Hrnčiarskych Zalužian. Ďalší zlom prebieha v doline Maštinského potoka tečúceho cez Nové Hony. Ďalšie tri zlomy v severnej časti krýh porušujú predterciérne podložie a jeden z nich výrazne ovplyvňuje morfológiu, pretože predurčuje dolinu Uhorštianskeho potoka medzi Uhorským a Zeleným.

**Veľkodravčianske kryhy** (kryhy Veľkých Draviec, príl. 12) sú na V vymedzené zlomom Čierneho potoka a na západe fiľakovským zlomom.

*Fiľakovský zlom* (4) prebieha na S v údolí potoka Slatina (medzi Cinobaňou a Kalinovom), pokračuje v doline Ipľa (medzi Kalinovom a Boľkovcami), v doline potoka Belina prechádza cez Fiľakovo, ďalej na JV prebieha v paleodolinách tokov, ktoré boli vyplnené bazaltovými prúdmi, a pokračuje cez Tachty k štátnej hranici s Maďarskom. Na existenciu zlomu poukazuje:

– asymetria doliny Ipľa medzi Hrabovom a Boľkovcami,

– asymetria doliny Beliny v okolí Fiľakova,

– konvergencia terás Ipľa, ktoré sa vyvinuli hlavne na poklesnutej kryhe zlomu,

– výbery minerálnej vody v okolí Kalinova a pri Pincinej,

– výrazné facetové plochy na vysokej kryhe zlomu v okolí Fiľakova,

– fotolineačný prejav na družicových a leteckých snímkach iba v okolí Fiľakova (Pospíšil, ústna informácia) a na radarových snímkach na SZ od Kalinova,

– zlom alebo jeho odštiepená vetva sa mohol zúčastniť na generovaní maaru na SV od Pincinej,

– zlom pravdepodobne kontroloval paleoreliéf pred vznikom cerovej bazaltovej formácie; paleodolinu tohto

reliéfu, ktorou zlom prebieha, vypĺňa bazaltový lávový prúd, pod ktorom sa zachovali zvyšky dnovej výplne koryta paleorieky,

– v okolí Fiľakova sa zlom zúčastňuje na formovaní výrazného tektonického uzla, na ktorom vznikol fiľakovský maar, a podobnú funkciu mal aj v okolí Tácht, kde je na zlome menšia maarová štruktúra,

– vo Fiľakove zlom čiastočne kontroluje vynorenie lučenského súvrstvia spod mladšieho fiľakovského súvrstvia,

– indície vertikálneho hustotného rozhrania v predterciérnom podloží a sčasti aj v terciéri medzi Pincinou a Kalinovom a v okolí Šávoľa (v terciéri).

Fiľakovský zlom v Lučenskej kotline bol aktívny v predbádenskom období, lebo kontroloval distribúciu hrúbky čížskeho súvrstvia (kiscell; príl. 2) a spolu s bezmenným priečnym (sv.) zlomom ovplyvnil situovanie predpokladaného centra ryodacitového vulkanizmu v oblasti Dunivej hory na JV od Fiľakova v čase formovania bukovinského súvrstvia (v egenburgu; príl. 5).

Veľkodravčianske kryhy majú pretiahnutý tvar, medzi Buzitkou a Veľkými Dravcami sú zúžené a smerom na JV sa opäť rozširujú. V ich severnej časti na povrch vystupujú horniny predterciérneho podložia sčasti prekryté poltárskym súvrstvím (pont), v strednej lučenské súvrstvie (eger) čiastočne prekryté poltárskym súvrstvím a bazaltmi cerovej bazaltovej formácie (pliocén–pleistocén), v južnej egenburg (fiľakovské súvrstvie) a na vrcholoch kopcov bazalty a okrajovo aj bukovinské súvrstvie (egenburg). Kryhy člení jeden výraznejší pozdĺžny zlom so sklonom na JZ, ktorý prebieha od S dolinou Banského potoka, dolinou Beliny a na J od Veľkých Draviec nadväzuje na zlom Čierneho potoka. Zlom sa prejavuje hlavne v morfológii územia a v oblasti Mládzova aj na radarových snímkach.

Kryhy člení aj zlom zsz. smeru v doline Čamovského potoka priečne porušený mladým zlomom smeru S–J. Prejavuje sa v morfológii územia, kontroluje isté úseky doliny Čamovského potoka, na SV od Fiľakova spolu s fiľakovským zlomom kontroluje výstup lučenského súvrstvia spod fiľakovského súvrstvia vo Fiľakove. Prejavuje sa aj indíciami vertikálneho hustotného rozhrania v terciéri.

**Lučenské kryhy** sú najväčšou kryhovou štruktúrou Lučenskej kotliny, zaberajúcou jej celú sz., centrálnu a južnú časť. Na V ich vymedzuje fiľakovský a na Z dobrodský zlom.

*Dobrodský zlom* (11) je sklonený na JZ, na študovanom území prebieha Kánovou dolinou (údolím Veličského potoka), popri východnom okraji Ľuboreči a východnom okraji Trenča. Medzi Ľuborečou a Trenčom nepredurčuje dolinu nijakého potoka, ale čiastočne sleduje hranicu medzi vulkanitmi a sedimentmi, ktorá sa prejavuje aj v reliéfe. Vulkanity ako odolnejšie horniny tvoria eleváciu s výškovým gradientom. Zlom pokračuje na územie Maďarska, tam prebieha cez obec Litke, pokračuje v doline potoka Dobroda a výrazne kontroluje reliéf. Ako lineárny prvok sa prejavuje na družicových a leteckých (Pospíšil a Halmešová in Šefara et al., 1987) a v severnej aj južnej časti aj na radarových snímkach. Pri Osuší jeho výška skoku je 90 m a na území Maďarska narastá. V úseku na JV od obce Ľuboreč zlom potvrdzujú aj niektoré geofyzikálne indície.

V severnej časti lučenských vysokých kryh vystupuje na povrch predterciérne podložie, ktoré je sčasti zakryté poltárskym súvrstvím (pont), v strednej lučenské súvrstvie (eger) a v južnej fiľakovské súvrstvie (egenburg), pri Šiatorskej Bukovinke prerazané strednomiocénnymi andezitmi. Pri štátnej hranici v južnej časti kryh sú na povrchu sedimenty bukovinského (egenburg), salgótarjánskeho (otnang) a modrokamenského (karpat) súvrstvia, na vrcholoch pretiahnutých kopcov Cerovej vrchoviny mladé pliocénnopleistocénne bazalty cerovej bazaltovej formácie a v západnej časti kryh na povrch vystupujú sedimenty salgótarjánskeho a modrokamenského súvrstvia, ako aj bazalty resp. bazaltové vulkanoklastiká podrečianskej bazaltovej formácie (pont).

Pozdĺžne zlomy rozdeľujú lučenské kryhy na niekoľko čiastkových kryh:

*Veľkoveská kryha* (kryha Veľkej Vsi, príl. 12) je na V vymedzená fiľakovským a na Z čakanovským zlomom.

*Čakanovský zlom* (5) je sklonený na JZ a na V od Lovinobane prebieha údolím nepomenovaného potoka, ďalej v podloží reliktu bazaltového prúdu na JV od Uderinej a potom predurčuje údolie potoka Točnica. Ďalej na J pokračuje údolím potoka Slatina cez bazaltový veľkohradištský nek a cez Čakanovce až po priečny belinský zlom. Jeho priestorová väzba na relikt bazaltového prúdu na JV od Uderinej (pont; príl. 11) poukazuje na jeho funkciu pri formovaní predbazaltového pontského reliéfu. Priestorová väzba na veľkohradištský bazaltový nek naznačuje možnosť jeho spoluúčasti pri sprostredkúvaní výstupu bazaltovej magmy, z ktorej vznikli bazalty cerovej formácie. V miestach, kde prebieha dolinou Čakanovského potoka a v okolí jeho styku s bezmenným zlomom na SV od Mikušoviec, jeho existenciu potvrdzujú indície vertikálneho hustotného rozhrania v terciéri a v tomto úseku sa prejavuje aj na radarových snímkach. V okolí Pleša zreteľne porušuje sedimenty terciéru (napr. na poklesnutej kryhe zlomu denudačné relikty bukovinského súvrstvia majú väčší rozsah ako na vysokej kryhe).

Veľkoveskú kryhu pozdĺžne rozdeľuje niekoľko zlomov. V severnej časti kryhy je to zlom prebiehajúci popri samote Močiar, na Z od Kalinova, zlom prebiehajúci údolím nepomenovaného potoka pretekajúceho cez Veľkú Ves a zlom prebiehajúci cez samotu Briežky. Tieto zlomy sú sklonené na JZ. Zlom prebiehajúci popri samote Močiar zrejme porušuje predterciérne horniny, lebo ľavostranne laterálne dislokuje lučensko-lubenícku magnetickú anomálnu zónu a ďalej na SZ podobne porušuje magnetickú anomálnu zónu medzi Lovinobaňou a Brezinou (Gnojek, 1990). Aj tento zlom sa prejavuje na radarových snímkach. V južnej časti kryhy člení menší na SV sklonený zlom prebiehajúci cez Kurtáň. Ďalší zlom prebieha dolinou Babského potoka, napája sa na čakanovský zlom a je sklonený na JZ. Niekoľko menších zlomov rozdeľuje kryhu vo východnom okolí Radzoviec. Medzi Trebeľovcami a Radzovcami

predpokladáme zlom, ktorý podobne ako fiľakovský zlom medzi Belinou a Dunivou horou predurčil paleoúdolie reliéfu existujúceho bezprostredne pred vznikom cerovej bazaltovej formácie, do ktorého sa vylial trebeľovský bazaltový prúd. V sz. smere sa napája na čakanovský zlom, smerom na JV pokračuje v údolí Monického potoka a na S od kóty Dunivá hora sa napája na súklonný fiľakovský zlom. V úseku medzi Trebeľovcami a Radzovcami sa na radarových snímkach neprejavuje.

*Mikušovská kryha* je na V vymedzená čakanovským a na Z mučínskym zlomom.

*Mučínsky zlom* (7) prebieha dolinou horného toku Tuhárskeho potoka a Haličou, kde sprostredkúval výstup andezitovej bádenskej intrúzie na haličskom zámockom kopci, ktorá vytrhla obrovský blok triasového kremenca z obalu veporika. Zlom sklonený na JZ ďalej pokračuje cez samotu Telka, ale v jej okolí sa morfologicky výrazne neprejavuje, ďalej na JV predurčuje dolinu Kohárskeho potoka, prechádza naprieč širokou aluviálnou nivou Ipľa a v istom úseku prebieha v doline Mučínskeho potoka (cez Mučín) po štátnu hranicu s Maďarskom. Mladú aktivitu zlomu potvrdzuje asymetrický tvar Mučínskeho potoka a facetové plochy na vysokej kryhe zlomu. Zlom tvorí tektonickú hranicu medzi lučenským a fiľakovským súvrstvím (v širokom okolí Panických Draviec) a pravdepodobne bol aktívny aj v predbádenskom období, keď bol jedným zo zlomov strehovských vysokých krýh, t. j. sv. krídla predbádenskej dačovolomskej prepadliny. Podľa indícií vertikálnych hustotných rozhraní usudzujeme, že v úseku medzi Haličou a Panickými Dravcami porušuje aj predterciérne podložie a magnetické pole v hlbinnej stavbe, t. j. s náznakom pravého horizontálneho posunu člení lučensko-lubenícku magnetickú anomálnu zónu (Gnojek, 1990). Mučínsky zlom možno chápať aj ako povrchový prejav diskontinuity porušujúcej magnetické pole v hlbinnej regionálnej stavbe (Gnojek, l. c.). Od Haliče na SZ, v oblasti Panických Draviec a od Mučína po štátnu hranicu sa prejavuje na radarových snímkach.

Mikušovskú kryhu člení jeden významnejší zlom sz. smeru, a to zlom Krivánskeho potoka (6) sklonený na JZ a prebiehajúci dolinou Krivánskeho potoka. Na východnom okraji Lučenca sa mení smer doliny Krivánskeho potoka na S–J, čo spôsobil mladý zlom smeru S–J porušujúci priebeh zlomu Krivánskeho potoka. Ďalej zlom prebieha naprieč údolím Ipľa a pokračuje v doline dolného toku Babského potoka. Na Z od osady Horné Baby sa napája na čakanovský zlom. Zlom Krivánskeho potoka sa výrazne prejavuje v morfológii, spôsobuje asymetriu doliny Krivánskeho potoka a facetové plochy na vysokej kryhe zlomu. V okolí Podrečian zlom predurčil paleodolinu Krivánskeho potoka, ktorú v ponte vyplnil lávový prúd podrečianskej bazaltovej formácie. Lávový prúd vytlačil tok potoka smerom na JZ, kde tečie aj v súčasnosti. Existenciu zlomu potvrdzujú indície vertikálneho rozhrania v terciéri, a to v úseku od Tomášoviec do severného okolia Mikušoviec a v úseku, kde prebieha dolinou Babského potoka. Ako lineárny prvok sa prejavuje na družicových, leteckých a v sz. časti aj na radarových snímkach (Pospíšil a Halmešová in Šefara et al., 1987).

Podľa distribúcie hrúbky čížskeho súvrstvia možno predpokladať synsedimentárnu aktivitu zlomu v kiscelli (príl. 2).

V severnej časti mikušovskej kryhy na zlom Krivánskeho potoka nadväzuje niekoľko zlomov sz. smeru v okolí Gregorovej Viesky, resp. na Z od Podrečian. Menšie zlomy porušujú kryhu aj v jej južnej časti (na J od Pleša).

Medzi významnejšie zlomy patrí aj zlom sklonený na JZ v doline dolného toku Tuhárskeho potoka, ktorý je podobne ako zlom Krivánskeho potoka v okolí Lučenca porušený zlomom smeru S–J.

*Haličská kryha* je na V ohraničená mučínskym a na Z maškovským zlomom.

*Maškovský zlom* (9) čiastočne prebieha dolinou Podbielskeho potoka, pokračuje v doline Maškovej, cez Jelšovec a Veľkú nad Ipľom, prechádza naprieč dolinou Ipľa, porušuje západnú časť Cerovej vrchoviny, predurčuje dolinu horného toku Lipovianskeho potoka a končí sa na priečnom zlome. Je sklonený na JZ. Ako lineárny prvok sa prejavuje na družicových (Pospíšil a Halmešová in Šefara et al., 1987) a v úseku od Jelšovca na SZ aj na radarových snímkach.

Zlom bol aktívny aj v predbádenskom období a patril medzi zlomy kontrolujúce subsidenčnú aktivitu dačovolomskej prepadliny pri sedimentácii bukovinského súvrstvia (egenburg; príl. 5). Priestorovo sa viaže na bazalty podrečianskej formácie, a preto mohol byť aktívny aj v ponte a azda mohol pôsobiť ako zlom generujúci výstupové cesty bazaltovej magmy.

Špecifikom haličskej kryhy je, že na nej v širokom okolí Jelšovca a Veľkej nad Ipľom vystupuje na povrch fiľakovské súvrstvie (egenburg).

Kryhu pozdĺžne rozdeľuje *zlom potoka Jelšovík* (8), ktorý je oblúkovite prehnutý a jeho južný priebeh je stočený do smeru S–J. Zlom prebieha údolím Polichnianskeho potoka cez Lupoč, na J od Haliče, a ďalej na J kontroluje dolinu potoka Jelšovík. V úseku na SZ od Lupoče sa prejavuje na radarových snímkach.

**Dálovská kryha** je na V ohraničená maškovským zlomom a na Z zlomom Dálovského potoka, ktorý sa v jv. okolí Ľuboreči napája na dobrodský zlom, a tak kryhu v jej pokračovaní na JV vymedzuje dobrodský zlom.

*Zlom Dálovského potoka* (10) prebieha dolnou časťou doliny rovnomenného potoka, ale jeho pokračovanie na SZ sa v morfológii územia neprejavuje. Pre kryhu je charakteristické, že na nej vystupujú na povrch sedimenty pôtorských a plachtinských vrstiev salgótarjánskeho súvrstvia (otnang). V okolí samoty Malé Dálovce nie hlboko pod povrchom je uhoľný sloj, ekvivalent spodného sloja pôtorských vrstiev vo vysokej štruktúrnej pozícii. Zlom potvrdili geofyzikálne merania.

Kryhu pozdĺžne rozdeľuje sygmoidálne sa ohýbajúci zlom, ktorý prebieha na Z od Veľkej nad Ipľom a na SV od Ľuboriečky sa napája na zlom Dálovského potoka. Jeho odštiepená vetva pokračuje zo západného okolia

Jelšovca popri západnom okraji Lehôtky cez kótu Diel a obec Praha na SZ a tam vstupuje do doliny horného toku Klenického potoka. Kryhu člení aj menší zlom prebiehajúci cez Dálovskú a Velickú horu sklonený na JZ, ako aj kosý zlom prebiehajúci na J od obce Mašková sklonený na SV.

*Šársku kryhu* (kryha samoty Šáry, príl. 12) na V vymedzuje zlom Dálovského potoka a na Z dobrodský zlom. Je to úzka kryha klinovitého tvaru, na ktorej vystupujú na povrch plachtinské vrstvy salgótarjánskeho súvrstvia (otnang) a sčasti aj modrokamenské súvrstvie (karpat). Pozdĺžne ju člení malý zlom sklonený na JZ prebiehajúci dolinou horného toku Dálovského potoka.

**Strhársko-trenčská prepadlina** na území regiónu zasahuje len svojou južnou časťou. Na V ju ohraničuje dobrodský zlom a na Z pôtorské zlomové pásmo (Vass et al., 1979).

V priestore prepadliny vystupujú na povrch hlavne bádenské andezitové vulkanoklastiká (vinická a lysecká formácia), v najjužnejšej časti aj modrokamenské súvrstvie (karpat) a v erozívnom okne z podložia vulkanoklastík salgótarjánske súvrstvie (otnang).

Prepadlinu rozdeľuje rad pozdĺžnych zlomov ssz. smeru na viac čiastkových krýh. Od V na Z sú to nasledujúce kryhy:

*Strážnohorská kryha* (kryha Strážnej hory, príl. 12) je okrajovou a štruktúrne najvyššou kryhou prepadliny. Vymedzuje ju dobrodský a na Z *jelšovský (olšovský) zlom* (12). Zlom prebieha zo západného okolia Ľuboreči cez Ľuboriečku popri samote Zátišie a Drnava a sčasti pokračuje v doline Jelšovského potoka (v starších mapách je Olšovský potok) a smerom na JV prechádza na územie Maďarska. Južná a severná časť jeho priebehu sa dá identifikovať na radarových snímkach. Zlom je sklonený na JZ a najväčšia zistená výška jeho skoku je 60 m. Odštiepený zlom prebiehajúci západnejšie cez kótu Vysoká má výšku skoku až 80 m. Kryhu člení rad menších, v morfológii nie vždy sa prejavujúcich zlomov, ktoré sa zistili vrtmi uhoľného prieskumu a potvrdilo ich geofyzikálne meranie. Jeden z nich, prebiehajúci cez Kovšinský vrch, sa severnejšie stáča do smeru S–J a pokračuje v doline potoka Ľuboreč cez obec Ľuboreč ďalej na SSZ. Zlom má výšku skoku 40–50 m, ostatné zlomy porušujúce kryhu 15–40 m.

*Prieložská kryha* je na V vymedzená jelšovským a na Z rárošským zlomom. Je to úzka kryha pravidelného pretiahnutého tvaru.

*Rárošský zlom* (13) je sklonený na SV, čiže je protisklonný voči sérii okrajových zlomov strhársko-trenčskej prepadliny. Na jeho vysokej kryhe sa spod bádenských vulkanoklastík vynára modrokamenské súvrstvie karpatského veku. Zlom potvrdzujú geofyzikálne merania.

*Hámorská vysoká kryha* je vysoká kryha rárošského zlomu. Na Z ju ohraničuje nesúvislý koso dislokovaný zlom potoka *Tisovník* (14). Sz. časť zlomu sa prejavuje na družicových a leteckých snímkach a na radarových snímkach je zlom zreteľný v celom priebehu na slovenskom území (Pospíšil a Halmešová in Šefara et al., 1987). Má nepravidelný priebeh, a preto nie je vylúčené, že ide o zlomové pásmo, ale v každom prípade vymedzuje vysokú kryhu, na ktorej sa spod bádenských vulkanoklastík vynárajú sedimenty modrokamenského súvrstvia (karpat).

*Bukovecká kryha* (kryha Bukovca, príl. 12) zasahuje na študované územie iba okrajovo. Je okrajovou kryhou západného krídla strhársko-trenčskej prepadliny. Vymedzuje ju zlom potoka *Tisovník* (14) a *pôtorské zlomové pásmo* (16). Vystupujú na nej bádenské vulkanoklastiká a na čiastkovej vyššej kryhe aj modrokamenské súvrstvie (karpat). Pozdĺžne ju rozdeľuje na SZ sklonený zlom Mlynského potoka (15).

*Stracinské vysoké kryhy* zasahujú iba do jz. cípu študovaného územia a patria do Ipeľskej kotliny. Vystupujú na nich lipovianske pieskovce alebo ďarmotské vrstvy fiľakovského súvrstvia (egenburg) a lučenské súvrstvie (eger). Podrobný opis krýh je v práci Vassa et al. (1979).

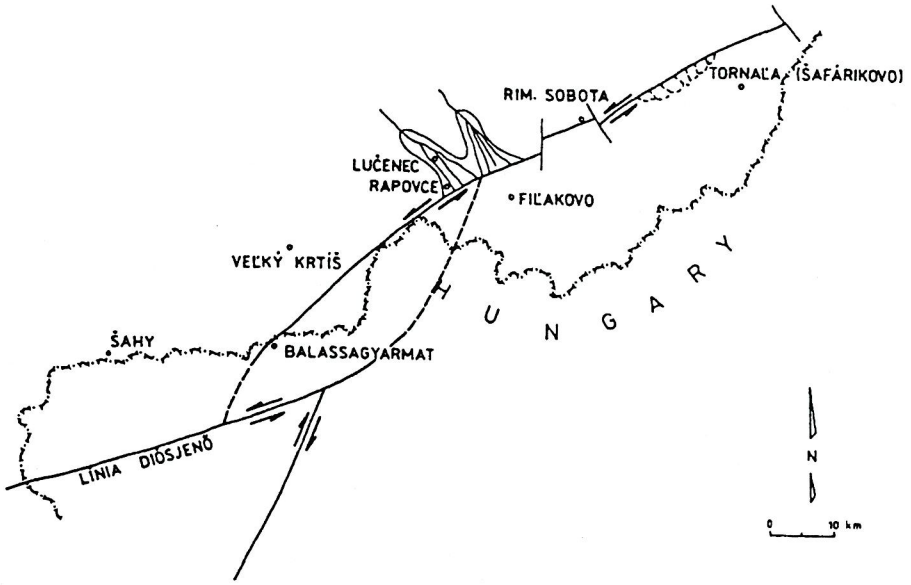
Medzi štruktúry zlomového systému smeru SZ–JV patrí aj *dačovolomská prepadlina* (Vass, 1964; Vass et al., 1979). Je to predbádenská prepadlina vymedzená a rozčlenená zlomami sz. smeru. Zastiera ju koso naložená bádenská strhársko-trenčská prepadlina, ktorú ohraničujú a členia zlomy ssz. smeru. Obidve prepadliny vytvárajú štruktúru alebo zónu križujúcich sa poklesov (Vass, 1963). Prepadlina mala rozhodujúcu úlohu pri tektogenéze a paleogeografickom vývoji Ipeľskej kotliny. Má asymetrickú stavbu. Jej sv. časť tvoria stupňovite poklesávajúce kryhy, kým na JZ ju ohraničuje plachtinský zlom prebiehajúci naprieč Ipeľskou kotlinou. Prepadlinu vypĺňajú sedimenty oligocénu a spodného miocénu (Vass et al., 1979). Jej niektoré zlomy ožili aj v bádene alebo po ňom, napr. maškovský, mučínsky a niektoré z nepomenovaných zlomov porušujúcich bádenské vulkanoklastiká. Aktivita iných zlomov sa skončila pred bádenom.

Vysoké okrajové strehovské kryhy kontrolovali pokarpatský a predbádenský erózny zrez, a preto bádenské vulkanoklastiká smerom k sv. okraju prepadliny ležia vždy na starších a starších spodnomiocénnych sedimentoch.

### Zlomový systém smeru SV–JZ

Zlomy sv. smeru sa v súčasnej stavbe Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny neprejavujú tak nápadne ako zlomy sz. systému, lebo sz. mladé resp. mlado aktivizované zlomy porušujú zlomy sv. smeru, ktoré – podľa stavby a genetického vývoja Rimavskej kotliny – boli synsedimentárne v kiscelli a v egeri (Vass a Elečko, 1989). Zlomy vznikli v paleostresovom poli s maximálnou kompresiou v smere SV–JZ, ktorá v neskorom paleogéne a ranom miocéne kontrolovala tektonický vývoj ovplyvňujúci vznik a aktivitu zlomov smeru SV–JZ. Aj o týchto zlomoch, ako aj o zlomy generujúcom paleostresovom poli platí, že ich dnešné koordináty sú výsledkom 80° CCW rotácie, ktorá v dvoch pulzoch prebehla v ranom miocéne a v ranom bádene (Márton et al., 1995, 1996; Márton a Márton, 1996).

Zlomy smeru SV–JZ neskôr v bádene alebo po ňom obnovili svoju aktivitu a sčasti ožili aj v pliocéne resp.




**Obr. 73.** Rapovská delta kiscellského veku odťatá horizontálnym posunom na plešivsko-rapovskom zlome (Vass et al., 1993).

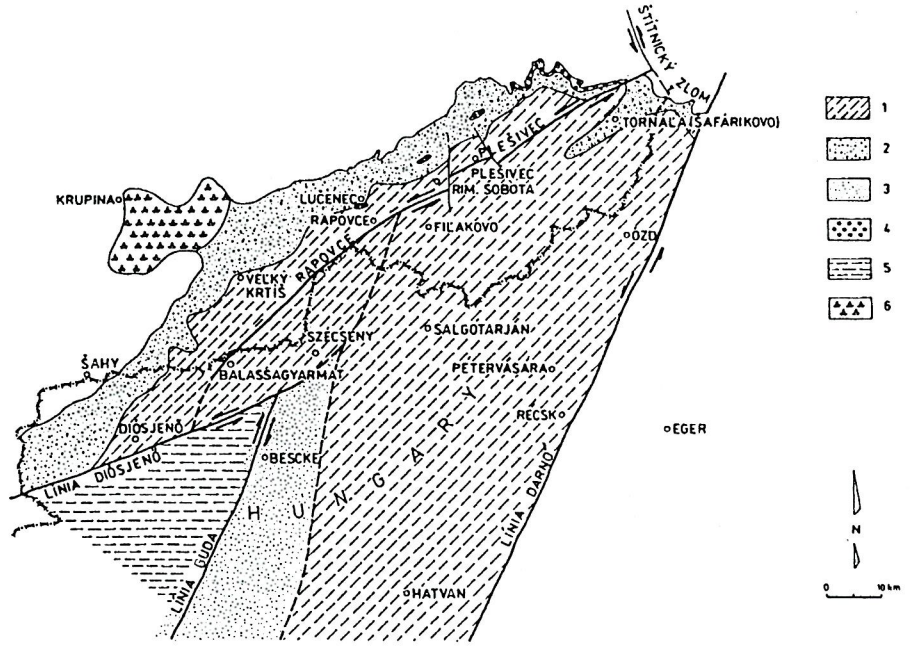
**Fig. 73.** Rapovce delta of Kiscellian age truncated by Plešivec-Rapovce sinistral strike-slip fault (Vass et al., 1993).

v pleistocéne. Sv. zlomy zastrela aj mladá klenba Cerovej vrchoviny. Zlomy v Cerovej vrchovine majú veľmi nepravidelný priebeh, ale napriek tomu možno v študovanom území vymedziť niekoľko zlomových štruktúr formovaných zlomami sv. smeru. Od SZ na JV sú to nasledujúce kryhy:

**Vidinskú vysokú kryhu** na JV vymedzuje bezmenný zlom prebiehajúci od Prielohu až po Kalinovo. Jej sz. okraj sa nedá spoľahlivo definovať. Bezmenný medzný zlom kryhy sa na povrchu neprejavuje, ale jeho existenciu potvrdzujú indície vertikálneho hustotného rozhrania v terciéri. Zlom mnohonásobne porušujú priečne (sz.) zlomy, najväčšmi zlom potoka Jelšovík, ktoré kryhu v jej západnej časti segmentujú na rad menších pozdĺžnych zlomov. Významnejší z nich prebieha v doline potoka Ľuboreč, porušený priečnym zlomom pokračuje ďalej na SV a od dobrodského zlomu ďalej na SV ho nemožno sledovať. Ďalšie menšie zlomy porušujú západnú časť kryhy v okolí Ľuboreči.

**Boľkovskú kryhu** na SZ ohraničuje už spomenutý nepomenovaný zlom a na JV rapovský zlom.

*Rapovský zlom* resp. rapovsko-plešivský zlom (17) prebieha cez Rapovce, samotu Lazy, popri Novom Sade až do južného okolia Oždian, tam priečne preruší nepomenovaný zlom smeru S–J a takmer v smere V–Z pokračuje až do doliny Čiernolúckeho potoka. Jeho pravdepodobným pokračovaním v Rimavskej kotline, t. j. na V od rimavského zlomu, je rašický zlom. Zlom sčasti ohraničuje poriečnu nivu Ipľa, ale v kvartérnej morfológii a distribúcii terás sa neprejavuje. Korešponduje s indíciami vertikálnych hustotných rozhraní v terciéri a na JZ od Kalondy v doline Ipľa aj v predterciérnom podloží.




**Obr. 74.** Redistribúcia lučenského súvrstvia (eger) a jeho okrajových fácií ľavostranným posunom plešivsko-rapovského zlomu. 1 – spodná časť szécsénskeho šlíru, 2 – litorálne fácie lučenského súvrstvia, 3 – törökbálintské pieskové vrstvy, 4 – budikovianske a bretčianske vrstvy (biolitový vápenec a konglomeráty), 5 – polohy kováčovského piesku, 6 – krupinské súvrstvie (evapority *sebkhy*). (Vass et al., 1993).

**Fig. 74.** Displacement or the Lučenec Formation (Egerian) and its marginal facies along the Rapovce--Plešivec-(Diósjenő) sinistral strike--slip fault. 1 – Szécsény Schlier lower part, 2 – littoral facies of the Lučenec Fm., 3 – Törökbálint sand, 4 – Budikovany and/or Bretka Mb. (biotite limestone and conglomerate), 5 – Kováčová sand, 6 – Krupina Fm. (*sebkha* evaporite deposits) (Vass et al., 1993).

Zlom sa dá identifikovať na družicových snímkach a fotolineačných schémach. Dobre sa prejavuje od samoty Hámor po Trebeľovce, no ďalej až po Rimavskú Sobotu iba ako nesúvislá línia. Jeho fotolineačný prejav je viditeľný aj na JZ od samoty Hámor a v Ipeľskej kotline až do okolia Balážskych Ďarmôt (Pospíšil a Halmešová in Šefara et al., 1987).

Rapovský zlom má väčší regionálny význam. Patrí do rábsko-rožňavského zlomového systému v širšom zmysle, ktorý usmerňoval a riadil umiestňovanie bloku Drauzug – Bakony (Kázmer a Kováč, 1985) resp. pelsónskej megajednotky (Dank a Fülop, 1990) v Maďarsku. Distribúcia oligocénnych a spodnomiocénnych sedimentov na južnom Slovensku, ale aj analýza napäťového poľa naznačujú možnosť sinistrálneho laterálneho posunu pozdĺž rapovského zlomu, ktorý prebiehal po egeri. Dôkazy o tomto posune sú:

a) Konfigurácia jednotiek predterciérneho podložia, a to prítomnosť strednotriasových a vrchnotriasových karbonátov silicika v okolí Hrnčiarskych Zalužian a pri Rapovciach, na JV od Lučenca (Vass et al., 1993), t. j. v pozícii, do ktorej sa tieto horniny dostali horizontálnym posunom v smere na JZ a Z z oblasti masového výskytu silicika v Slovenskom krase a v podloží Rimavskej kotliny (obr. 72).

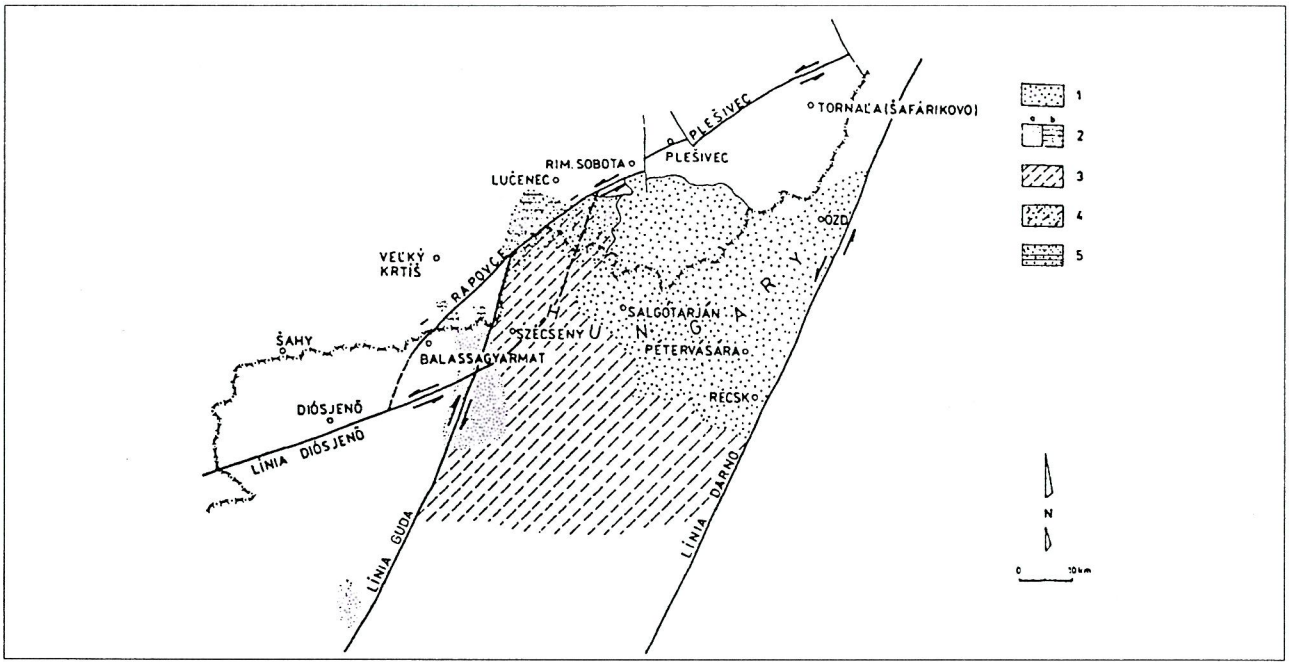
b) Náhle južné zakončenie rapovskej delty (rapovské vrstvy, člen čížskeho súvrstvia – kiscell – rozšírené len na S od rapovsko-plešivského zlomového pásma; obr. 73).

c) Neprítomnosť okrajových príbrežných fácií lučenského súvrstvia (eger) na severnom okraji Lučenskej kotliny a ich výskyt na S Rimavskej kotliny (budikovianske a bretčianske vrstvy a v sz. časti Lučenskej kotliny; budikovianske vrstvy v okolí a na SV od Lučenca). Na S Ipeľskej kotliny v pochovanej pozícii pod neovulkanitmi Krupinskej planiny leží krupinské súvrstvie – sedimenty soľnej depresie *(sebkha)* (Vass et al., 1979). Takéto priestorové rozloženie okrajových fácií egeru možno interpretovať ako výsledok redistribúcie ľavým posunom (obr. 74).

d) Priestorová distribúcia fiľakovského súvrstvia, ktoré len ojedinele a na malú vzdialenosť prekračuje rapovský zlom a je rozšírené predovšetkým na J od tohto zlomu, resp. na J od zlomu medzi Slovenskými Ďarmotami a Olovármi (obr. 75).

Medzi Nižným a Vyšným Petrovcom boľkovskú kryhu porušuje nevýrazný zlom, ale prejavujúci sa v predterciérnom podloží. Ďalší zlom vsv. smeru prebieha od Ožďian po Čerenčany. Jeho existenciu potvrdzujú indície vertikálnych hustotných rozhraní v terciéri. Pri Ožďanoch aj pri Čerenčanoch kontroluje reliéf územia.

**Kalošské kryhy.** Je to územie bezprostredne susediace s boľkovskou kryhou a smerom na SV jej pokračovaním je kalošská poklesnutá kryha definovaná a opísaná v Rimavskej kotline (Vass et al., 1981; Vass a Elečko




**Obr. 75.** Rozšírenie fiľakovského súvrstvia (pétervásárskych pieskovcov) na južnom Slovensku a v severnom Maďarsku kontrolované plešivsko-rapovským zlomom s ľavostranným posunom. Na S od zlomu sú členy fiľakovského súvrstvia známe iba na JZ od Lučenca a pri Želovciach. Zlom sa zrejme zúčastnil na otváraní sedimentačného priestoru fiľakovského súvrstvia (Vass et al., 1993). 1 – fiľakovské súvrstvie (pétervásárske pieskovce), 2a – budafocké pieskové vrstvy, 2b – ďarmotské vrstvy, 3 – vrchná časť szécsénskeho šlíru, 4 – lipovianske pieskovce striedajúce sa s čakanovskými vrstvami (ekvivalent vrchnej časti szécsénskeho šlíru), 5 – prechod lipovianskych pieskovcov do ďarmotských vrstiev.

**Fig. 75.** Fiľakovo Fm. (Pétervására sandstone) distribution in South Slovakia and North Hungary controlled by the Rapovce-Plešivec sinistral strike-slip fault with exception of the area south-west of Lučenec and Želovce. The fault evidently played a role in the opening of the sedimentation area of the Fiľakovo Fm. (Vass et al., 1993). 1 – Fiľakovo Fm. (Pétervására sandstone), 2a – Budafok sand, 2b – Ďarmoty Mb., 3 – Szécsény schlier upper part, 4 – Lipovany sandstone alternating with the Čakanovce Mb. (equivalent of upper part of the Szécsény schlier), 5 – Transition from Lipovany sandstone to Ďarmoty Mb.

et al., 1989). Toto územie, ktoré by mohlo zodpovedať kalošskej kryhe, ale v Cerovej vrchovine sa rozpadá na rad čiastkových krýh, a preto ho označujeme ako kalošské kryhy. Sú to:

*Trebeľovská čiastková kryha.* Možno ju chápať aj ako časť rozsiahlejšej lipovianskej kryhy, ale v porovnaní s ňou sa javí ako štruktúrne hlbšia čiastková kryha. Na SZ ju ohraničuje rapovský a na JV pršiansky zlom (18). Zlom prebieha po západnom okraji Mučína smerom na Fiľakovské Kováče po Buzitku a tam sa končí na priečnom fiľakovskom zlome. V jz. časti sa priebeh zlomu prejavuje nesúvislou líniou na radarových snímkach. Uplatňuje sa aj v hlbšej stavbe, pretože korešponduje s výraznou líniou vertikálnych hustotných rozhraní v predterciérnom podloží. Kryha ako výsledok konvergencie rapovského a pršianskeho zlomu v doline Suchej má klinovitý tvar.

*Lipovianska kryha.* Na SZ ju vymedzuje pršiansky zlom a od miesta, kde sa tento zlom na rapovskom zlome končí, a tak sa stáva okrajovou kryhou systému kalošských krýh. Na JV ju ohraničuje *zlom Kalajovej doliny* (19). V mieste, kde ju priečne porušuje fiľakovský zlom, je zúžená, ale v Cerovej vrchovine sa opäť rozširuje. V systéme kalošských krýh sa v porovnaní s trebeľovskou a biskupickou kryhou javí ako štruktúrne najvyššia.

*Zlom Kalajovej doliny* (19), ktorý ohraničuje kryhu na JV, prebieha od slovensko-maďarskej štátnej hranice popri hájovni Chudáč cez samotu Šikov, Kalajovu dolinu, Fiľakovo, Bulhary a cez bazaltové vulkanické centrum Veľký Bučeň. Prejavuje sa na družicových, leteckých a radarových snímkach (Pospíšil a Halmešová in Šefara et al., 1987). Zlom vyznieva na zlome Čierneho potoka, aj keď nemožno vylúčiť, že bezmenný zlom medzi samotou Ľukva a Apátik môže byť smerným pokračovaním zlomu Kalajovej doliny. V priestore Fiľakova je silno porušený priečnym fiľakovským zlomom. Zúčastňuje sa na stavbe tektonického uzla, na ktorom vyvierajú kyselky vo Fiľakove a na ktorom je jeden z fiľakovských bazaltových maarov. Zlom pravdepodobne ovplyvnil aj situovanie bazaltového vulkanického centra Veľký Bučeň. Jeho aktivitu v kvartéri potvrdzuje to, že kontroluje doliny potokov a rokliny v kvartérnom reliéfe. Zlom indikujú vertikálne hustotné rozhrania v predterciérnom podloží (v celom priebehu zlomu) a vo vlastnej Kalajovej doline aj v terciéri.

Z menej významných zlomov pozdĺžne porušujúcich lipoviansku kryhu jeden prebieha na SZ od Fiľakova a ďalší medzi Buzitkou a Šávoľom. Prvý je ssv. smeru a zúčastňuje sa na konfigurácii reliéfu, druhý je vsv. smeru a na SV od Buzitky pravdepodobne predisponoval depresiu v predbazaltovom reliéfe vyplnenú bazaltovým lávovým prúdom zostupujúcim z bučenského vulkánu.

*Biskupická kryha* je široká kryhová oblasť vymedzená na SZ zlomom Kalajovej doliny a na JZ zlomom potoka Lapša, ktorý sa definoval v Rimavskej kotline (Vass a Elečko, 1989).

*Zlom potoka Lapša* v Cerovej vrchovine sa uplatnil v predbazaltovom reliéfe tým, že predurčil paleodolinu, ktorú neskôr zaplnil bazaltový prúd Dobogó (na JV od Blhoviec). Zlom pokračuje na JZ až po Radzovce, kde ho porušujú priečne zlomy – čakanovský a s ním paralelný zlom predurčujúci paleodolinu vyplnenú trebeľovským lávovým prúdom. Zlom pokračuje údolím potoka Belina ďalej na JZ (asymetrické údolie, facetové plochy, močiare), opúšťa dolinu a prechádza do Maďarska. V niektorých úsekoch korešponduje s vertikálnymi hustotnými rozhraniami v predterciérnom podloží a prejavuje sa na leteckých a družicových snímkach.

Biskupickú kryhu pozdĺžne porušuje zlom prebiehajúci medzi Radzovcami a Belinou, ktorý segmentujú malé priečne zlomy.

Paralelne s medzným zlomom potoka Lapša v doline Gortvy prebieha cez Hodejov zlom, s ktorým je pravdepodobne spätý výstup minerálnej vody v okolí Hodejova. Výstup prameňov minerálnej vody podmienil aj zlom medzi Šídom a Konrádovcami so sklonom na JV. Jeho existenciu potvrdzujú indície vertikálnych hustotných rozhraní v terciéri a lineárny priebeh na družicových a leteckých snímkach (Pospíšil a Halmešová in Šefara et al., 1987).

Podobný zlom prebieha dolinou Mojínskeho potoka v oblasti Mojína a Dúžavy. Prejavuje sa v recentnej morfológii, čo vidieť aj na radarových snímkach, korešponduje s indíciami vertikálneho hustotného rozhrania v predterciérnom podloží a v priestore obce Dúžava aj v terciéri.

Poslednou štruktúrnou jednotkou smeru SV–JZ vyššieho radu v študovanom území je pokračovanie šafárikovskej (tornaľskej) elevácie z Rimavskej kotliny. Sz. okrajovým zlomom je zlom potoka Lapša. Jz. obmedzenie predpokladáme mimo študovaného územia (zlom prebiehajúci cez Hostice a Petrovce). Jedným z pozdĺžnych zlomov porušujúcim eleváciu je zlom Dechtárskeho potoka.

*Zlom Dechtárskeho potoka* (21) na študovanom území prebieha Mušákovou dolinou a pokračuje vo východnej časti Cerovej vrchoviny cez Gemerský Jablonec, dolinou Dechtárskeho potoka do Rimavskej kotliny. Práve v úseku, kde je už mimo študovaného územia, jeho existenciu potvrdzujú indície vertikálneho hustotného rozhrania v predterciérnom podloží. Zúčastňuje sa aj na formovaní recentnej morfológie Cerovej vrchoviny, keď predurčuje dolinu Dechtárskeho potoka (mimo študovaného územia), ale aj Mušákovu dolinu, ktorou južne od Gemerského Jablonca preteká Gortva. V oblasti Gemerského Jablonca sa ako lineárny prvok prejavuje na radarových leteckých snímkach.

Významnejší pozdĺžny zlom so sklonom na JV prebieha z priestoru Dunivej hory cez Pohanský vrch na Ostrú a Steblovú skalu. Najmä pri Pohanskom vrchu predurčoval predbazaltový paleoreliéf, ktorý neskôr zaplnila bazaltová láva.

Ďalšie zlomy sv. smeru prebiehajú dolinou Gortvy, jeden medzi samotou Šašina a osadou Gortva a prejavuje sa na radarových snímkach podobne ako možné pokračovanie zlomu v jz. smere.

Významnejší zlom so sklonom na SZ prebieha na S od kóty Matrač a Roháč (Ragač) vo východnom okolí Hajnáčky. Jeho existenciu potvrdzujú indície vertikálnych

hustotných rozhraní v terciéri a v určitom úseku aj v predterciérnom podloží. Jeho sv. časť sa prejavuje aj na radarových snímkach.

Menšie pozdĺžne zlomy uplatňujúce sa v morfológii reliéfu porušujú územie pri slovensko-maďarskej štátnej hranici (Šiatorská samota, Nová Bašta, Tachty). Menší zlom prebiehajúci cez samotu Apátik sa prejavuje na radarových snímkach.

### Zlomy smeru S–J a V–Z

Na stavbe Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny sa zúčastňujú aj zlomy smeru S–J a V–Z. Sú to aktívne zlomy, pravdepodobne v najmladšom období, a z nich najmä zlomy smeru V–Z miestami kontrolujú reliéf územia.

Najvýraznejší zlom smeru S–J so sklonom na Z prebieha od Kalinova naprieč širokou aluviálnou nivou Ipľa po východnom okraji Lučenca a popri Rapovciach do doliny Mučínskeho potoka. Jeho pokračovanie v Cerovej vrchovine sa dá identifikovať aj na radarových snímkach. Pravdepodobne na ňom sa zmenil tok Krivánskeho potoka zo sz. smeru do smeru S–J.

Menší zlom, smerovo odklonený na SSZ a sklonený na SZ, prebieha v doline horného toku Mučínskeho potoka cez Lipovany. Podobným smerom orientovaný zlom sa tiahne zo severného okolia Kalinova až po Rovňany.

Dva zlomy odklonené ssz. smerom porušujú predterciérne podložie v sz. časti územia. Prvý, sklonený na Z, prechádza na Z od kóty Sedem chotárov, a druhý cez Uderinú.

Zlom prebiehajúci po východnom okraji Nitry nad Ipľom a Boľkoviec výrazne porušuje fiľakovský zlom. Blízko neho aj recentný Ipeľ tečie smerom S–J. Krátky zlom smeru S–J so sklonom na V prebieha západne od Čakanoviec.

Zlom medzi Poltárom a Českým Brezovom v doline Poltarice so sklonom na Z výrazne ovplyvnil recentnú morfológiu. Dolina potoka Poltarica je asymetrická a na vysokej kryhe zlomu sa vyvinuli facetové plochy. Zlom vidno aj na radarových snímkach. Zlom prechádzajúci cez Lipovany, zlom medzi Nitrou nad Ipľom a Boľkovcami a zlom medzi Poltárom a Českým Brezovom na družicových a leteckých snímkach splývajú do jednej línie ssv. smeru.

Predterciérne podložie na severnom okraji Lučenskej kotliny porušuje rad menších zlomov smeru S–J. Významnejší z nich, zasahujúci do Lučenskej kotliny, vybieha z doliny potoka Suchá a pokračuje cez Selce v doline bezmenného potoka. Spolu so sušianskym zlomom a nepomenovaným zlomom smeru V–Z formuje tektonický uzol na S od Hrnčiarskych Zalužian, na ktorý sa viažu minerálne resp. slabo termálne pramene a travertínové kopy. Azda pokračovaním tohto zlomu po prerušení v priestore Hrnčiarskych Zalužian je zlom prebiehajúci cez Ožďany po Husinú so sklonom na Z. Prejavuje sa indíciami vertikálneho hustotného rozhrania v terciéri a preberá funkciu medzného zlomu oždianskych krýh po sušianskom zlome. Jeho smerným pokračovaním je šídsky zlom, no ten má sklon na V. Aj tento zlom sa prejavuje indíciami vertikálneho hustotného rozhrania v terciéri a vedno s bezmenným zlomom sv. smeru podmieňuje vývery minerálnej vody pri Šíde. Vylúčená nie je ani jeho genetická spätosť s bazaltovým vulkanizmom, lebo koinciduje s bazaltovými vulkanickými centrami Malého a Veľkého Bučeňa.

Zlom smeru S–J na SV od Kalinova, kontrolujúci v krátkom úseku dolinu rieky Ipeľ a porušujúci zlom sv. smeru, sa prejavuje nielen morfológiou (asymetria doliny Ipľa, facetové plochy na vysokej, t. j. východnej kryhe), ale aj indíciami vertikálneho hustotného rozhrania v predterciérnom podloží. Obmedzuje aj telesá ultrabázik a karbónske sedimenty vystupujúce na SV od Kalinova.

Medzi Čamovcami a Šuricou sú tri zlomy smeru S–J so sklonom na Z aj na V, ktoré sčasti kontrolujú morfológiu územia predurčujúcu recentnú drenážnu sieť. Podobné zlomy kontrolujú morfológiu územia aj v západnom a severnom okolí Hajnáčky.

Tri menšie zlomy smeru S–J porušujú územie na S od Konrádoviec, sčasti tam kontrolujú recentný reliéf a na radarových snímkach sa prejavujú ako lineárne prvky.

Zo zlomov smeru V–Z sú najvýraznejšie dva. Prvý prebieha od Brezničky po južnom okraji Poltára po Hrnčiarske Zalužany, je sklonený na S, sčasti sa uplatňuje v morfológii územia, predurčuje dolinu dolného toku Poltarice a zúčastňuje sa aj na formovaní tektonického uzla pri Hrnčiarskych Zalužanoch. V úseku od Maštinca po Hrnčiarske Zalužany sa prejavuje indíciami vertikálnych hustotných rozhraní v predterciérnom podloží. Druhý zlom tohto smeru ohraničuje Cerovú vrchovinu od Lučenskej kotliny v úseku medzi osadou Lazy a Fiľakovskými Kováčmi a pravdepodobne sa zúčastňuje na formovaní fiľakovského tektonického uzla.

Menej významný zlom prebieha na J od Hrachova, kontroluje dolinu potoka Lužné, a podobný zlom je aj v doline vodného toku Mihovec.

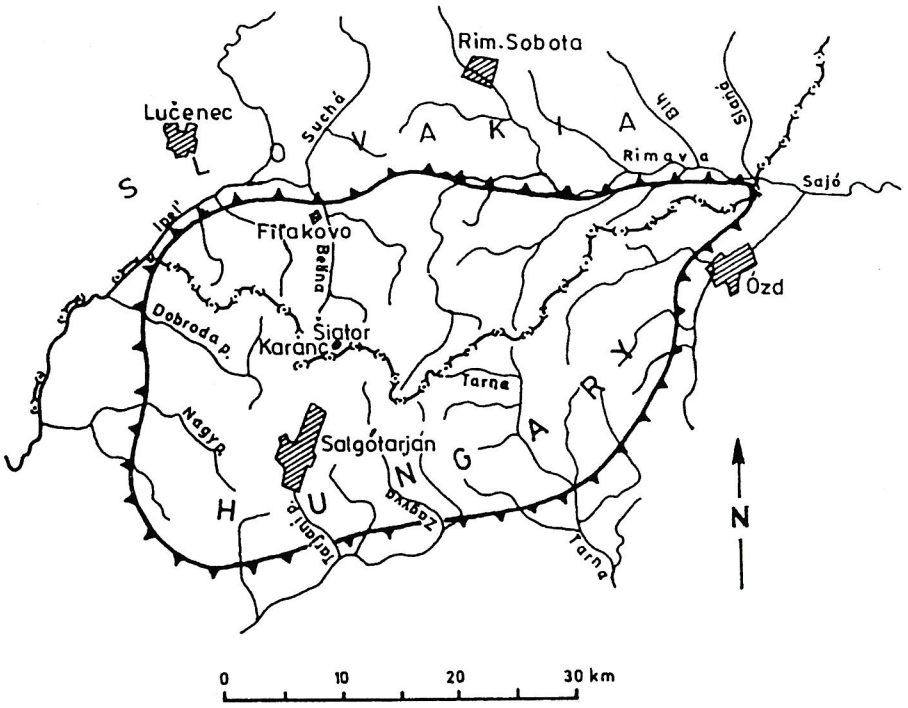
Aj niektoré zlomy porušujúce Cerovú vrchovinu sú orientované v smere V–Z, resp. sú mierne odklonené na J. Dva z nich prechádzajú dolinou Čamovského potoka a spomenuli sa už v súvislosti s veľkodravčianskymi kryhami a ďalší, so sklonom na J, prebieha od samoty Šťavica cez Gemerský Jablonec ďalej na V a kontroluje morfológiu územia.

Tri menšie zlomy smeru V–Z sú v okolí Novej Bašty a Večelkova.

### Klenbové štruktúry

#### *Klenba Cerovej vrchoviny*

V študovanom regióne možno popri zlomových disjunktívnych štruktúrach identifikovať aj plikatívnu štruktúru – klenbu Cerovej vrchoviny. Jej os je pretiahnutá v smere SV–JZ. Táto klenba je na poklesnutých kryhách sv. zlomového systému – na lipovianskej a biskupickej kryhe.




**Obr. 76.** Radiálna hydrografická sieť v oblasti klenby Cerovej vrchoviny. 1 – obrysy klenby.

**Fig. 76.** Radial hydrographic network in the area of the Cerová vrchovina Upland dome. 1 – outline of the dome.

Cerová vrchovina tvorí nad Lučenskou a Rimavskou kotlinou morfologickú eleváciu, ktorej severný okraj nachádzajúci sa na slovenskom území je dobre rozoznateľný na radarových snímkach. Je to výsledok pomalého klenutia sa Cerovej vrchoviny, čo dokazujú nasledujúce fakty (Vass et al., 1986):

– Vrchovina má radiálnu riečnu sieť. Hrebeňová línia vrchoviny je súčasne chrbtom rozvodia Ipľa a Rimavy, Zagyvy na S a J od klenby. Toky na severnej strane vrchoviny tečú na S, SZ a SV, kým toky na južnej strane na J a JV (Vass et al., l. c.; obr. 76).

Kým v Lučenskej a Rimavskej kotline je sieť zlomov viac-menej pravidelná, Cerovú vrchovinu porušuje nepravidelná sieť zlomov. Pokračovanie významných zlomov Rimavskej kotliny a väčšiny zlomov Lučenskej kotliny sa v tejto mozaike stráca, resp. je nezreteľné (výnimkou je fiľakovský zlom, ktorého priebeh možno sledovať aj v miestach, kde križuje Cerovú vrchovinu; príl. 12).

– Dnešný reliéf Cerovej vrchoviny je inverzný oproti reliéfu pred výlevom bazaltov. Bazalty sa vyliali do dolín drénujúcich územie, čiže zapĺňali depresie a najnižšie miesta reliéfu okolo centier lávových výlevov. Územie sa teda muselo zdvihnúť, aby erózia mohla selektívne odstrániť pomerne mäkké sedimenty, a tak sa tvrdšie bazalty v novom reliéfe dostali do inverznej pozície, t. j. budujú hrebene dnešného reliéfu Cerovej vrchoviny.

Klenba Cerovej vrchoviny je mladá. Cerová vrchovina má mladý výrazný reliéf, ktorý sa vyznačuje ostro zarezanými dolinami tvaru V. Tento typ reliéfu ostro kontrastuje s oblými formami reliéfu Rimavskej a Lučenskej kotliny.

Inverzná pozícia pliocénno-pleistocénnych bazaltov naznačuje, že sa dnešný reliéf formoval v kvartéri. Denudačný zrez klenby je mladý, lebo vo vrchole klenby sú pomerne mladé horniny (ak sa odhliadne od vulkanických hornín, najmladšími sedimentmi Cerovej vrchoviny sú sedimenty otnangu).

Analýza distribúcie kvartérnych sedimentov a vývoja kvartérneho reliéfu umožňuje bližšie časovo vymedziť aktivitu klenby Cerovej vrchoviny:

– Počiatočný zdvih klenby nastal v mladom pliocéne a v najstaršom pleistocéne. Vtedy sa reorganizovala riečna sieť. Niektoré toky, ktoré pôvodne tiekli na J (čiže križovali os dnešnej klenby), zmenili smer na opačný, t. j. od centra klenby k okraju, čo je smer ich dnešných tokov (Belina, Gortva a Mučínsky potok).

– Niektoré doliny reorganizovanej riečnej siete boli vyplnené bazaltmi, o čom svedčí sklon bázy lávových prúdov a ich celková konfigurácia.

– Výrazne sa klenba zdvihla po mindeli. Mindelské terasy sú rozšírené tak na svahoch klenby (na severnom a sz. okraji Cerovej vrchoviny), ako aj v Rimavskej a Lučenskej kotline. Ako výsledok pomindelského zdvihu klenby je morfologická pozícia terás na svahoch klenby vyššia ako v kotlinách. Absencia riských terás na svahoch klenby potvrdzuje jej pokračujúce dvíhanie. Prvé príznaky stabilizácie klenby sú v staršom würme. Dôkazom toho sú starowürmské terasy na svahoch klenby, pričom ich výšková pozícia je rovnaká ako terás v Rimavskej a Lučenskej kotline.

Vznik klenby Cerovej vrchoviny súvisel s vyprázdnením magmatických kozubov bazaltového vulkanizmu cerovej formácie. Smerová orientácia osi klenby naznačuje, že na jej konfiguráciu a vyklenutie malo vplyv aktuálne paleostresové pole s orientáciou maximálnej kompresie v smere SZ–JV.

Medzi klenbové štruktúry možno azda zaradiť aj **kruhové štruktúry** črtajúce sa na družicových a leteckých snímkach. Ide pravdepodobne o veľmi ploché klenbové zdvihy, ktoré sa nápadne neprejavujú v morfológii územia, ale ktoré môže odhaliť vzdialený pohľad sprostredkovaný kamerou umelej družice Zeme. V priestore na SV od Lučenca kruhová štruktúra priestorovo čiastočne koinciduje s výstupmi ultrabázických telies na povrch, s magnetickými anomáliami a s gravimetrickou anomáliou.

Ďalšia kruhová štruktúra sa črtá v širokom okolí Veľkej nad Ipľom, na JZ od Lučenca. Sčasti koinciduje s pozitívnou tiažovou anomáliou, ktorá môže znamenať prítomnosť bázických hornín, analógov bázik od Brezničky, vo vnútri gemerika v podloží Lučenskej kotliny.

Menšia kruhová štruktúra je na J od Lučenca a sčasti koinciduje s izolovaným výskytom silického mezozoika v podloží Lučenskej kotliny overeným jediným vrtom.

# PALEOGEOGRAFIA LUČENSKEJ KOTLINY A CEROVEJ VRCHOVINY

## *Paleogeografia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny a globálne cykly kolísania hladiny morí a oceánov*

Analýzou paleogeografických hľadísk litológie, bioekológie, vulkanizmu, tektoniky a tektogenézy, ako aj interpretáciou geofyzikálnych indícií sme dospeli k záveru, že paleogeografický vývoj Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny prebiehal v šiestich rozvinutých a štyroch nerozvinutých (neúplných) cykloch kolísania morskej hladiny (obr. 77), ktoré možno stotožniť s globálnymi cyklami kolísania hladín svetových morí a oceánov tretieho radu (Haq et al., 1987; Vass, 1995).

1. cyklus je najstarší, reprezentuje ho čížske súvrstvie a najpravdepodobnejšie zodpovedá globálnemu cyklu Tejas B. 1.2 (28,4–26,5 mil. rokov).

2. cyklu zodpovedá spodná časť lučenského súvrstvia. Cyklus je ekvivalentom globálneho cyklu Tejas B. 1.3 (26,5–25,5 mil. rokov).

3. cyklus je neúplne rozvinutý a v študovanej oblasti sa iba ojedinele prejavuje litologickými zmenami (vrt LC-2, sv. okraj kotliny). Zodpovedá mu vrchná časť lučenského súvrstvia, ale jeho transgresia sa prejavuje nástupom nových spodnomiocénnych prvkov, a to najmä v spoločenstve mäkkýšov (Ondrejičková in Vass a Bajaník, 1988; Ondrejičková in Vass et al., 1984), vápnitej nanoflóry (Lehotayová, 1981–1985) a sčasti aj foraminifer (Kantorová, 1981–1985; Tuba in Vass et al., 1986). Cyklus zodpovedá globálnemu cyklu Tejas B. 1.4 (25,5–22,0 mil. rokov).

4. a 5. cyklu zodpovedá fiľakovské súvrstvie. 4. je ekvivalentom Tejas B. 1.5 (22,0–21,0 Ma) a 5. zodpovedá spodnej časti globálneho cyklu Tejas B. 2.1 (21,0–20,0 Ma). Asi 20,0 Ma pred súčasnosťou prevzala kontrolu nad sedimentáciou na južnom Slovensku a v Maďarsku regionálna tektonika, ktorá globálne činitele kontrolujúce kolísanie hladiny morí a oceánov celkom anulovala. Globálny cyklus Tejas B. 2.1 sa skončil regresiou. Približne 20,0 Ma pred súčasnosťou more na južnom Slovensku a v Maďarsku ustúpilo a sedimentácia prebiehala v kontinentálnych podmienkach v riečnom, lokálne aj v jazernom prostredí.

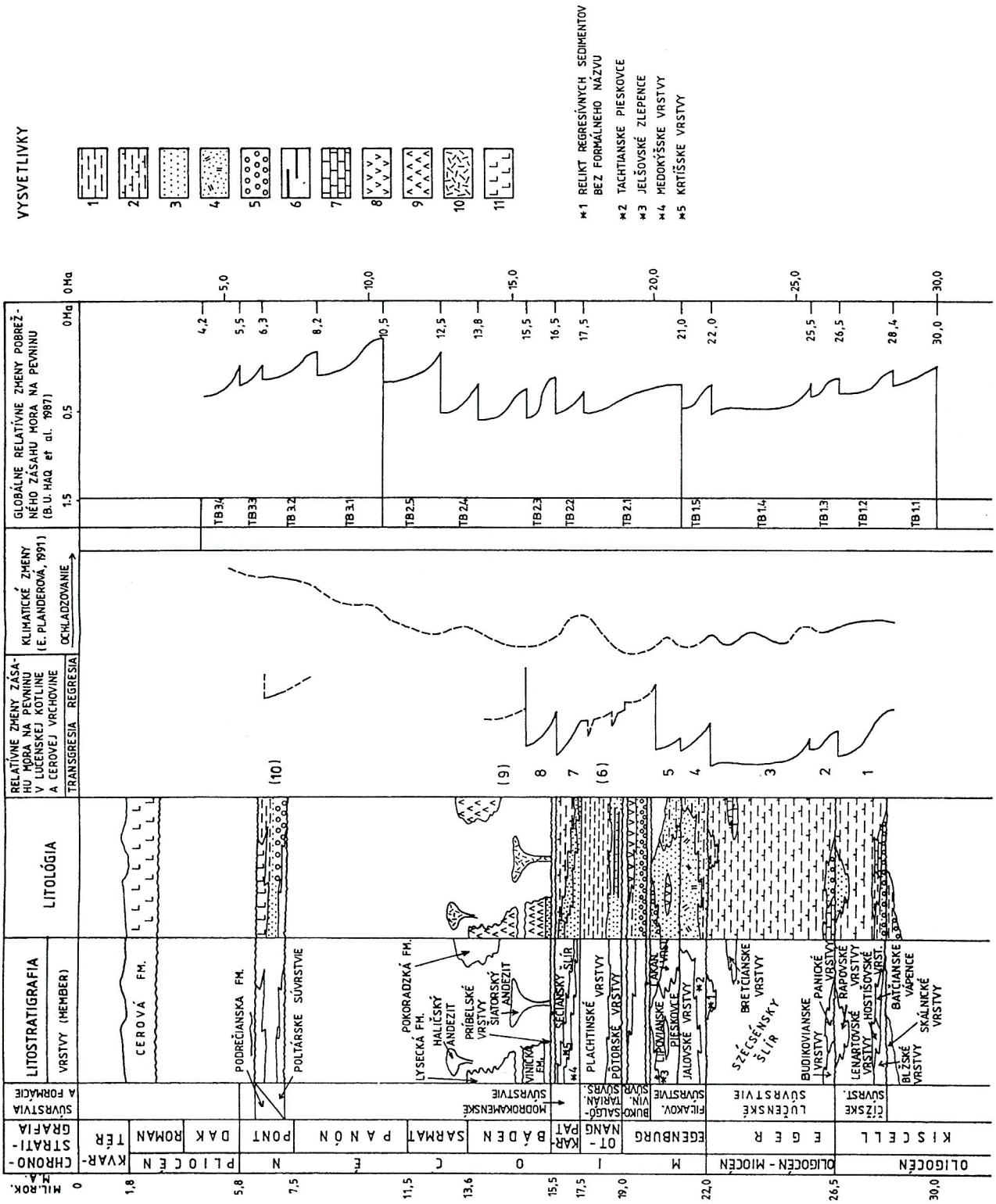
6. cyklus je nerozvinutý lokálny. Zodpovedá mu salgótarjánske súvrstvie. Asi 18 mil. rokov pred recentom sa začal opäť prejavovať vplyv globálneho kolísania hladiny morí. Na začiatku tohto oživenia vznikali kontinentálne sedimenty riečnych dolín čiže riečnych korýt, agradačných valov a močiarov (pôtorské vrstvy). Riečne sedimenty boli neskôr vystriedané jazernými (plachtinské vrstvy). Cyklus sa na študovanom území nerozvinul do morského transgresívneho vývoja, ale existenciu transgredujúceho morského režimu prezrádzajú polohy s morskou faunou v riečnomočiarnych (Ondrejičková in Škvarka et al., 1989; Raková, 1993; Šutovská, 1993) aj v jazerných sedimentoch (Kantorová a Lehotayová in Vass et al., 1987, 1989).

7. regionálnemu cyklu zodpovedá modrokamenské súvrstvie. Cyklus je ekvivalentom globálneho cyklu Tejas B. 2.2 (17,5–16,5 mil. rokov).

8. regionálnemu cyklu zodpovedá vinická formácia. Litológiu a celkový vývoj cyklu silno poznačila súveká vulkanická aktivita. Existenciu morského transgresívneho cyklu potvrdzuje nález morskej fauny v príbelských vrstvách a v spodných členoch vinickej formácie. Cyklus možno korelovať s globálnym cyklom Tejas B. 2.3 (16,5–15,5 mil. rokov).

9. cyklus zanechal stopy vo vulkanoklastikách lyseckej formácie, ktoré vznikli v riečnych alebo v jazerných podmienkach, ako aj vo vulkanoklastikách pokoradzského súvrstvia, a zodpovedá globálnemu cyklu Tejas B. 2.4 (15,5–13,8 mil. rokov).

10. (posledný) cyklus je nerozvinutý a reprezentujú ho riečne sedimenty poltárskeho súvrstvia, ktorých vznik sprevádzal bazaltový vulkanizmus (podrečianska formácia). V globálnej škále najpravdepodobnejšie zodpovedá vrchnej kulminačnej časti cyklu Tejas B. 3.2. Celý globálny cyklus trval 1,9 mil. rokov (8,2–6,3 mil. rokov). V Lučenskej kotline trval iba 1 mil. rokov (7–6 mil. rokov) pred recentom, čo dokumentuje rádiometrický vek bazaltu podrečianskej formácie (Balogh et al., 1981; Kantor a Wiegerová, 1981).




**Obr. 77.** Chronostratigrafická a litostratigrafická schéma Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny, prejavy kolísania hladiny mora a klimatické zmeny. 1 – íl, ílovec, 2 – vápnitý ílovec, siltovec, šlír, 3 – piesok, pieskovec, 4 – pieskovec s krížovým zvrstvením, 5 – štrk, zlepenec, 6 – uhlie, 7 – vápenec, 8 – ryodacitový tuf, 9 – andezitové vulkanoklastiká, 10 – andezit, 11 – bazalt, bazaltové vulkanoklastiká.

**Fig. 77.** Chrono- and lithostratigraphic scheme, regional cycles of the see level fluctuation and climatic changes in Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland (after Vass, 1995, modified). 1 – clay, claystone, 2 – calcareous claystone, siltstone, Schlier, 3 – sand, sandstone, 4 – cross-bedded sandstone, 5 – gravel, conglomerate, 6 – coal, 7 – limestone, 8 – rhyodacite tuff, 9 – andesite volcaniclastics, 10 – andesite, 11 – basalt, basalt volcaniclastics.

# Paleogeografia pred kiscellom

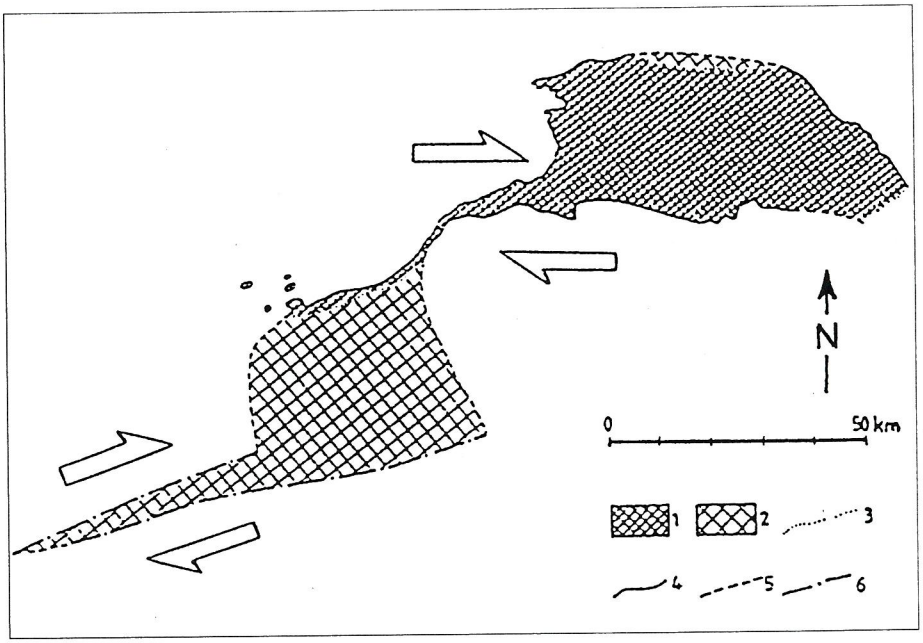
O vývoji predterciérneho podložia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny je málo údajov a možno ho rekonštruovať iba rámcovo v širších súvislostiach. Územie patrilo do slovenskej domény apúlskeho výbežku. Prvé tangenciálne procesy v blízkej oblasti na V od apúlskeho výbežku a v jeho južnej a jv. časti (v siliciku a hroniku) sa začali vo vrchnej jure až v spodnej kriede, keď sa už mal zatvárať meliatsky oceán. Tangenciálna tektogenéza v slovenskej doméne apúlskeho výbežku vyvrcholila po turóne a pred koňakom za mediterannej fázy vrásnenia, keď sa tam vytvorila príkrovová stavba (príkrovy centrálneho pásma Karpát; Rakús et al., 1988). Balla (1989) predpokladá, že sa gemerikum budujúce podložie Lučenskej kotliny do recentnej pozície dostalo dextrálnym laterálnym posunom pozdĺž dvoch vetiev zlomového pásma Diósjenö s magnetickými anomáliami (obr. 78). Kedy sa to stalo a za akej kinematickej situácie, je podľa Ballu (l. c.) nejasné.

V mladšom paleogéne a spodnom miocéne subdukcia európskej platformy pod karpatsko-panónsku dosku okrem iného vyvolala *rollback effect*. Satie alebo ťah, ktorému bolo vystavené čelo nasúvanej litosférickej dosky (Csontos et al., 1992) podporované tlakom vyprovokovaným konvergenciou Afroarábie s Euráziou (Ziegler, 1988), vyvolali tektonický únik západokarpatsko-severopanónskeho teranu z jeho domovskej oblasti medzi Južnými a Severnými Alpami. Únik bol pôvodne usmernený na JV, odtiaľ sa uniknuté litosférické fragmenty v spodnom miocéne rotáciou proti smeru hodinových ručičiek dostali do dnešnej pozície (Márton a Márton in lit.; Márton et al., 1995) a zakrivili oblúk Karpát. Významná laterálna translácia v rámci tektonického úniku nastala po egeri, keď sa pravým posunom pozdĺž balatonskej a stredomaďarskej línie oddelil maďarský a slovinský paleogén v dĺžke okolo 400 km (Kázmer a Kovács, 1985). Ľavá laterálna translácia sa odohrala aj na rapovsko-plešivskom zlome (podľa fotolineácií zlom pokračuje cez Ipeľskú kotlinu do priestoru Balážskych Ďarmôt a prebieha pozdĺž severného okraja severnej vetvy magnetickej anomálie Diósjenö). Laterálny posun nastal po egeri, ale v nijakom prípade neovplyvnil priestorové rozmiestnenie bádenských vulkanitov. Analýza postegerského stresového poľa ukazuje, že smer hlavnej kompresie pred rotáciou proti smeru hodinových ručičiek bol SSZ–JJV. V takomto stresovom poli mohli nastať ľavé horizontálne pohyby (Vass et al., 1993).

V santóne až mástrichte, teda po mediterannom vrásnení, do dnešných vnútorných a centrálnych Karpát vnikla morská voda. Vytvoril sa tam plytký epikontinentálny morský bazén na hrubej kontinentálnej kôre (Rakús et al., 1988). Mišík (1978) zobrazil prieliv vrchnokriedového mora v smere S–J, kým Rakús et al. (1988) predpokladajú iný prieliv sz.-jv. smeru z brezovskej oblasti do okolia Štúrova až Slovenských Ďarmôt.

Novým dôkazom o prieniku vrchnokriedového mora do priestoru dnešnej Lučenskej kotliny a jej okolia (obr. 79) je nález vrchnokriedových morských sedimentov na Z od Rimavskej Soboty (vrt LR-5 pri samote Čierna lúka na pomedzí Lučenskej a Rimavskej kotliny; Gašpariková, 1986) a nálezy preplavených vrchnokriedových foraminifer a sporomorf v sedimentoch kiscellského a egerského veku v Ipeľskej, Lučenskej aj Rimavskej kotline (pozri Vass et al., 1979; Vass a Elečko et al., 1989; Vass et al., 2001) svedčiace o prítomnosti vrchnokriedových sedimentov v znosových oblastiach týchto kotlín.

Po ústupe vrchnokriedového mora boli jeho sedimenty silne denudované a ich erózne zvyšky sa zachovali v doline



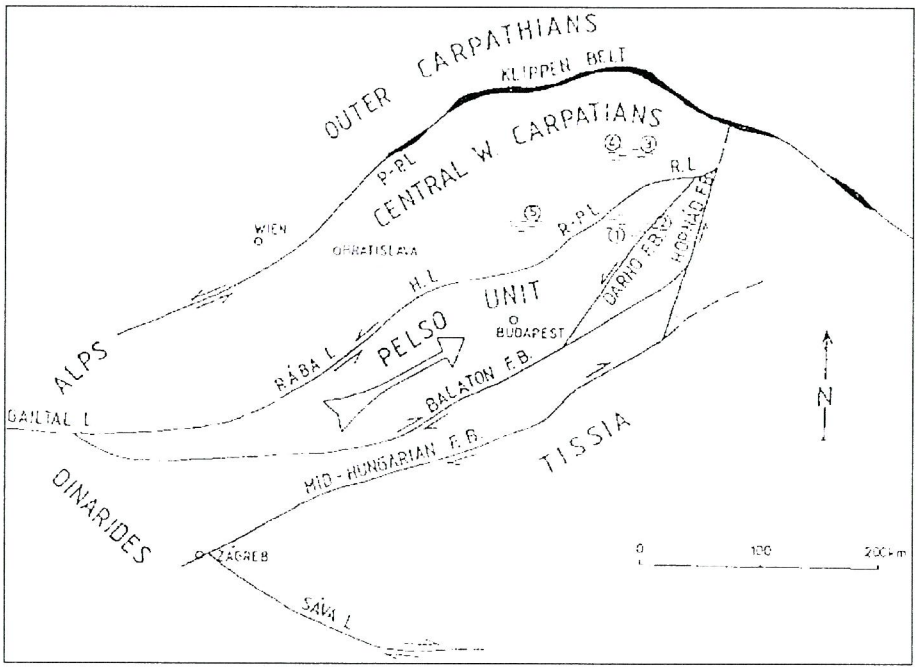

**Obr. 78.** Dextrálny horizontálny posun odvodený zo súčasnej štruktúrnej schémy gemerika (podľa Ballu, 1989). 1–2 – oblasti rozšírenia gemerika (paleozoikum gemerika): 1 – gemerikum na povrchu, 2 – gemerikum zakryté terciérnymi horninami, hranica odkrytých oblastí, 4–6 – ohraničenie gemerika: 4 – prešmyk prejavujúci sa na povrchu, 5 – zakrytý prešmyk neurčitého charakteru, 6 – ohraničenie pozdĺž osi magnetických anomálií (horizontálny posun).

**Fig. 78.** Dextral strike slip inferred from a recent structural scheme of the Gemericum (after Balla, 1989). 1–2 – regions occupied by the Gemericum (Paleozoic of Gemericum): 1 – Gemericum at the surface, 2 – Gemericum covered by Tertiary rocks; boundary of stripped areas, 4–6 – limits of the Gemericum: 4 – reverse fault (on the surface), 5 – covered reverse fault of uncertain type, 6 – limits determined along the axis of magnetic anomalies (strike slip).

potoka Miglinec (Mello a Salaj, 1982) a na Z od Rimavskej Soboty. Okrem toho Mello a Snopková (1973) opísali vrchnokriedové kontinentálne sedimenty ako výplň dutín vo wettersteinskom vápenci pri Gombaseku (obr. 79).

Eróziu vrchnokriedových sedimentov vyvolal zdvih celej juhoslovenskej oblasti, ktorý sa začal najprv vo veporskom pásme, a to už vo vrchnej kriede. Územie priliehajúce na S k dnešnej Lučenskej kotline budované jednotkami veporika sa vynorilo dávno pred kiscellom. Z datovania metódou stôp po delení U *(fission tracks)* vychodí, že sa kryštalinikum veporského pásma na strednom Slovensku zdvihlo asi pred 73 miliónmi rokov. Zdvih granitoidu v okolí Podkriváňa sa datuje na 89,0 ± 10 mil. rokov pred recentom (Kráľ, 1977). Zdvihnuté kryštalické horniny podľahli intenzívnemu zvetrávaniu, pri ktorom vznikla hrubá kôra zvetrávania, ktorá sa zachovala pod čížskym a lučenským súvrstvím, t. j. pod sedimentmi kiscellského a egerského veku. Je hrubá až 50 m.

V čase zvetrávania prevládala klíma umožňujúca kaolinické zvetrávanie (priemerné zrážky 500–1000 mm/rok, priemerná teplota 16–18 °C/rok; Kužvart, 1977; Kraus, 1989). Dokazuje to prevaha kaolinitu v predkiscellskej či predegerskej kôre zvetrávania, ako aj v preplavenej pozícii v bazálnych vrstvách čížskeho súvrstvia (v pestrom íle skálnických vrstiev kontinentálneho pôvodu, ale aj na báze vlastného čížskeho súvrstvia, t. j. v blžských vrstvách; Kraus, 1989). Teplú až tropickú klímu vo vrchnej kriede dokumentuje aj spoločenstvo vrchnokriedových sporomorf, ktoré zo sedimentov v „kapsách" wettersteinského vápenca opísala Snopková (in Mello a Snopková, 1973). Hrubá kôra zvetrávania z predkiscellského obdobia umožňuje utvoriť si predstavu o morfológii územia na S dnešnej Lučenskej kotliny. Intenzívne chemické zvetrávanie a tvorba kôry prebiehali na peneplenizovanom, mierne členenom reliéfe resp. na svahových plošinách (porovnaj Kraus, 1989).



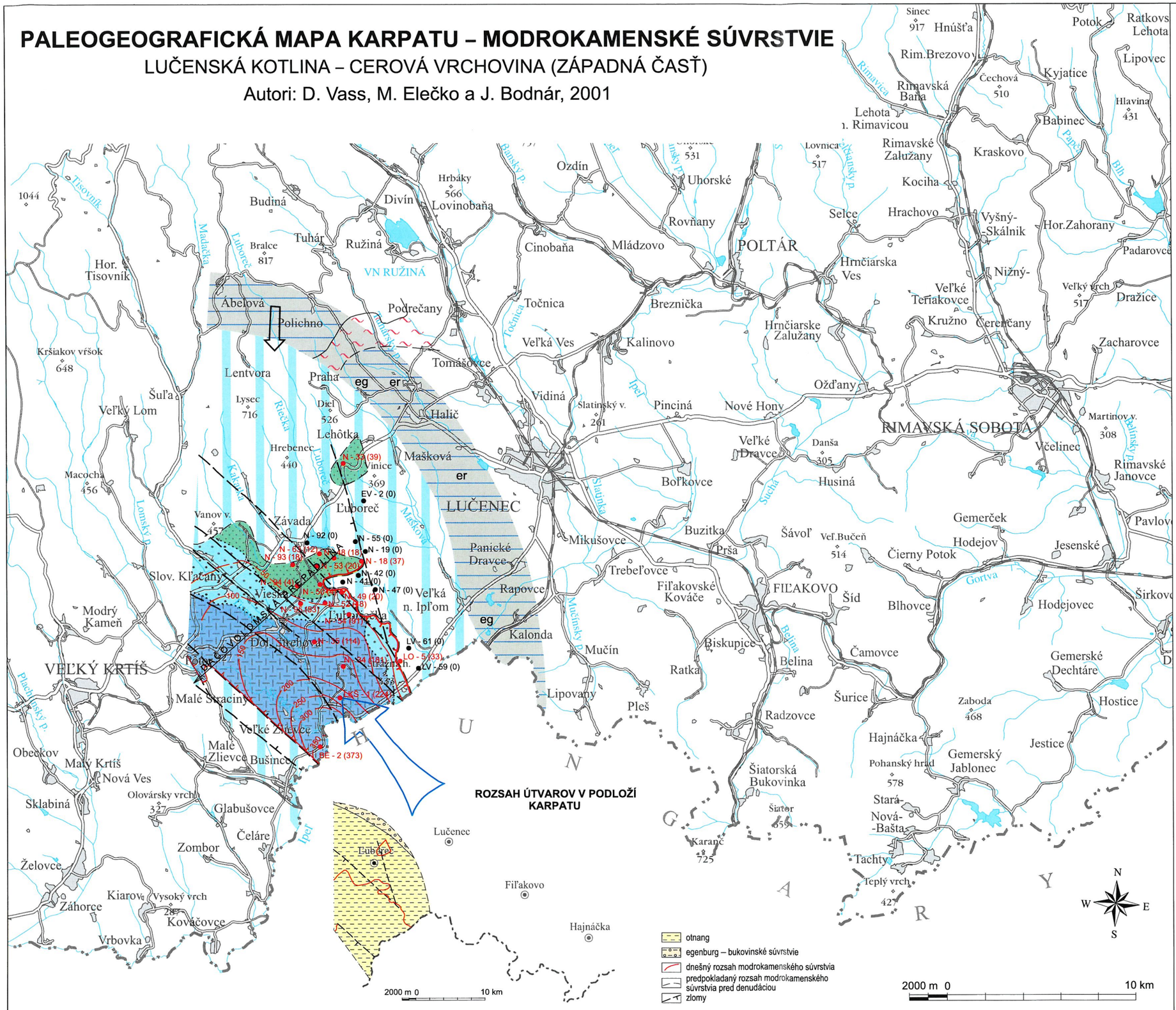

**Obr. 79.** Schéma povrchnokriedového tektonického úniku litosférických fragmentov centrálnych Álp a severozápadných Dinaríd do karpatsko-panónskeho priestoru (Vass et al., 2001). Relikty vrchnokriedových plytkomorských sedimentov ležia na tektonicky zblížených jednotkách. 1 – Čierna lúka, čiernolúcke vrstvy, 2 – Nékeszeny (jednotka Pelsó), 3 – Šumiac, 4 – Dobšinská ľadová jaskyňa, 5 – pochovaná bzovícka prepadlina. Vysvetlivky skratiek: P. P. L. – peripieninský lineament, H. L. – hurbanovský zlom (Hurbanovo – Diósjenö), R-P. L. – rapovsko-plešivský zlom, F. B. – zlomové pásmo. Veľká šípka: smer tektonického úniku litosférických fragmentov Centrálnych Álp a sz. Dinaríd.

**Fig. 79.** Scheme representing post Upper Cretaceous tectonic escape of lithospheric fragments of the Central Apls and northwestern Dinarides into the Carpathian-Pannonian region (Vass et al., 2001). The relics of Upper Cretaceous shallow marine sediments are resting on units approached tectonically. 1 – The Čierna lúka Member, 2 – Nékeszeny (Pelsó Unit), 3 – Šumiac, 4 – Dobšiná ice cave, 5 – buried Bzovík graben. Abbreviations: P. P. L. – Peripieninic lineament, H. L. – Hurbanovo line (Hurbanovo – Diosjenö), R-P. L. – Rapovce–Plešivec line, R. L. – Rožňava line, F. B – fault belt. The big arrow shows the direction of tectonic escape of lithosperic fragments of the Central Alps and northwestern Dinarides in recent coordinates.

# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA KARPATU – MODROKAMENSKÉ SÚVRSTVIE

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autori: D. Vass, M. Elečko a J. Bodnár, 2001




### PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI

OBLASTI DENUDÁCIE A ERÓZIE

1 predpokladaný plochý reliéf

OBLASTI SEDIMENTÁCIE

morské oblasti

2 lagunárna – hyposalinická oblasť

3 litorálna oblasť

4 sublitorálna až batyálna oblasť

5 minimálny predpokladaný rozsah modrokamenského súvrstvia pred denudáciou

### GENERALIZOVANÉ ZOBRAZENIE PETROGRAFICKEJ POVAHY A VEKU HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI

6 oblasť budovaná sedimentmi ($T_1$ – spodný trias, er – eger, eg – egenburg)

7 oblasť budovaná metamorfitmi (C – karbón, P – perm, G – granitoidy)

### LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE

8 jemnozrnný piesok

9 strednozrnný piesok

10 vápnitý prachovec a ílovec (šlír)

### OSTATNÉ SYMBOLY

11 postbádenský erózny okraj súvrstvia

12 predpokladaný erózny okraj súvrstvia

13 100 izolínie hrúbky sedimentov v m

14 hranice fácií

15 synsedimentárne zlomy

16 predpokladaný smer prínosu klastického materiálu

17 predpokladaný smer morskej transgresie

18 LO - 5 (33) označenie vrtu (hrúbka modrokamenského súvrstvia v m)

19 EV - 10 (0) označenie vrtu (bez sedimentov karpatu)

**Supplement 7**

**PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE KARPATIAN – MODRÝ KAMEŇ FM.**

PALEOGEOGRAPHIC AREAS: AREAS OF DENUDATION AND EROSION
1 – flat relief assumed
AREAS OF SEDIMENTATION
*Marine areas*
2 – lagoonal – hyposaline area
3 – littoral area
4 – sublittoral to bathyal area
5 – assumed minimum of Modrý Kameň Formation areal extension befor being denuded
GENERALIZED PETROGRAPHIC CHARACTER AND AGE OF ROCKS IN THE SOURCE AREA
6 – area built up by sediments ($T_1$ – Lower Triassic, er – Egerian, eg – Eggenburgian)
7 – area built up by metamorphites and magmatites (C – Carboniferous, P – Permian, G – granitoids)
LITHOFACIES OF SEDIMENTATION AREAS
8 – fine-grained sand
9 – medium-grained sand
10 – calcareous silt and clay (Schlier)
OTHER SYMBOLS
11 – post-Badenian erosional margin of Modrý Kameň Fm.
12 – assumed erosional margin of the formation
13 – isolines of sediments thickness in metres
14 – boundary of facies
15 – synsedimentary faults
16 – assumed direction of clastic material transport
17 – assumed direction of marine transgression
18 – borehole (thickness of Modrý Kameň Fm. in metres)
19 – borehole without Karpatian deposits

# Paleogeografia v kiscelli

V kiscelli, pravdepodobne v mladšom, začalo po dlhodobom vynorení územie Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny subsidovať a stalo sa súčasťou panvy budínskeho paleogénu (resp. maďarskej paleogénnej panvy). Pri jej otváraní (podľa Báldiho, 1986) mali rozhodujúcu úlohu zlomy s významnou laterálnou zložkou pohybu.

Sedimenty, ktoré v Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine v kiscelli vznikali, tvoria čížske súvrstvie. Jeho hrúbka sa mení v závislosti od konfigurácie pôvodného reliéfu (príl. 2), smerom na J rastie a na slovensko-maďarskej hranici prekračuje 400 m. V priestore niekdajšej dačovolomskej prepadliny má predpokladanú hrúbku vyše 300 m.

Paleogeografický vývoj Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny v kiscelli a v neskorších obdobiach popri regionálnych, tektonických a klimatických vplyvoch viac či menej kontrolovali kolísavé pohyby morskej hladiny, t. j. stúpanie a klesanie hladiny mora uplatňujúce sa v globálnom meradle (Vail et al., 1977; Haq et al., 1987 a i.), a mali vplyv aj na lokálny paleogeografický vývoj v študovanom území.

Kiscellský cyklus kolísania morskej hladiny, v ktorom vzniklo čížske súvrstvie, zodpovedá globálnemu cyklu Tejas B. 1.2. (28,4–26,5 mil. rokov; obr. 77), presnejšie prvým trom štádiám úplného cyklu. Prológom prvého boli skálnické vrstvy – riečne sedimenty, ktoré vznikli po dlhodobom vynorení a denudovaní oblasti a predchádzali vlastnej morskej transgresii (predtransgresívne vrstvy). Vlastné prvé štádium, t. j. štádium rýchlej morskej transgresie, podmienilo vznik transgresných morských klastík – blžských vrstiev. Z hľadiska priestorovej expanzie v druhom štádiu transgresia kulminovala, ale prebiehala pomalšie ako subsidencia. Vtedy vznikli pelitické sedimenty otvoreného mora – lenartovské vrstvy (foto 4), ktoré sú hlavnou masou čížskeho súvrstvia. Tieto sedimenty sú rozšírené v celej kotline a o. i. podstielajú rapovskú deltu (vo vrte LR-3 pri Rapovciach sú ich ekvivalentom piesčito-pelitické vrstvy nad piesčitými blžskými vrstvami a pod piesčitými rapovskými vrstvami; obr. 80). V treťom štádiu, v štádiu ustálenej morskej hladiny, sa začala regresia a do Lučenskej kotliny progradovala rapovská delta.

V Lučenskej kotline sa doteraz nepodarilo oddeliť prodeltové sedimenty rapovskej delty od pelitických sedimentov druhého štádia cyklu. V súlade s modelom globálnych cyklov pohybu morskej hladiny treba predpokladať, že vrchná časť lenartovských vrstiev v Lučenskej kotline a v Cerovej vrchovine zodpovedá prodeltovým sedimentom, kým spodná, prevažná časť týchto sedimentov, panvovým sedimentom. Rapovskú deltu nemožno dávať do genetico-časovej súvislosti ani so skálnickými vrstvami, ktoré by zdanlivo mohli predstavovať riečne ekvivalenty alebo sedimenty deltovej pláne rapovskej delty. V skutočnosti sú skálnické vrstvy o celý jeden cyklus staršie ako rapovské.

Štvrté štádium cyklu sa v Lučenskej kotline pravdepodobne nevyvinulo, lebo model cyklu predpokladá pokles hladiny mora na úroveň kontinentálneho svahu, t. j. vynorenie šelfu a sedimentáciu len na kontinentálnom svahu a v hlbších častiach panvy. Lučenská kotlina i Cerová vrchovina v kiscelli predstavovali šelfové prostredie intrakontinentálneho mora a v tomto štádiu asi boli vynorené.

V čížskom súvrství Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny možno rozlíšiť sedimenty troch prostredí resp. sedimentačných oblastí (príl. 2).

### Kontinentálna riečna oblasť

Skálnické vrstvy, najstaršie kiscellské sedimenty, vznikli v kontinentálnom, najpravdepodobnejšie v riečnom prostredí a predstavujú prológ cyklu kolísania morskej hladiny. Ich denudačné relikty sa vyskytujú iba na sz. kryhe rapovského zlomu a na J od neho sa nezistili. Sú rozšírené medzi sz. okrajom Lučenca a Tomášovcami resp. medzi Pincinou a Kalinovom, v okolí Nižného Skálnika a na Z od Rimavskej Soboty.

Kontinentálny pôvod skálnických vrstiev potvrdzujú nasledujúce fakty:

1. V ich typickom profile vo vrte JH-1 pri Nižnom Skálniku ležia na báze polohy zlepenca, vyššie pestrého prachovca so zlepencovými vložkami, nad nimi piesok až pestrý pieskovec a profil uzatvára pestrý íl s preplástkami uhoľného ílu. Profil sa zjemňuje smerom nahor a možno ho kvalifikovať ako profil riečnych sedimentov (fácie korytovej výplne – zlepenec, fácie agradačných valov resp. nánosov *(point bars)* – piesok, ako aj nivných močiarov – pestrý a uhoľný íl).
2. Pestré sfarbenie sedimentov. V plytkom morskom prostredí sa pestro sfarbené sedimenty zachovajú zriedka.
3. Neprítomnosť morskej fauny.
4. Prevaha kaolinitu v íle.

Pri vzniku skálnických vrstiev sa predpokladá suchá aridná klíma, o čom svedčí pestré sfarbenie sedimentov a silne oxidované sporomorfy. Potom ju vystriedala vlhkejšia klíma a na aluviálnej nive vznikali močiarská, čo potvrdzuje výskyt uhoľného ílu (vrt JH-1) a tenkých uhoľných preplástkov vo vrte LR-5 pri Rimavskej Sobote.

### Morské oblasti

More, ktoré v kiscelli preniklo do Lučenskej kotliny, vytvorilo niekoľko čiastkových prostredí. V prvom štádiu transgresívno-regresívneho cyklu more preniklo až takmer po dnešný severný okraj kotliny, kde riečne prostredie bolo vystriedané *prostredím príbrežných lagún,* ktoré sa občas zmenili na močiarská (marše) s uhoľnou sedimentáciou. Sedimenty, ktoré v tomto prostredí vznikli, tvoria *hostišovské vrstvy,* rozšírené medzi Lučencom a Tomášovcami, Boľkovcami a Kalinovom a od Nižného Skálnika a Teriakoviec až po východné okolie Oždian (príl. 2). Prevládajúcou fáciou týchto vrstiev je íl a prevažne sivý až tmavosivý alebo hnedý prach obsahujúce preplástky uhlia.

V pobrežných lagúnach a močiaroch neboli na tvorbu uhlia veľmi priaznivé podmienky, a preto sú uhoľné vrstvičky hrubé iba niekoľko cm.

Pokračujúca rýchla transgresia viedla k zániku pobrežných lagún a močiarov, ktoré vystriedal otvorený litorál a v ňom pri relatívne pomalej sedimentácii vznikali transgresívne morské hrubé klastiká – *blžské vrstvy*. Tam, kde hostišovské vrstvy chýbajú, sú jediným reprezentantom prvého transgresívneho štádia cyklu blžské vrstvy, ktoré, ako o tom svedčí vrt FV-1 pri Blhovciach – spravidla podstielajú sedimenty hlbšieho otvoreného mora – lenartovské vrstvy – v celej Lučenskej kotline i v Cerovej vrchovine. Blžské vrstvy sú z brekcie, zlepenca a rozpadavého pieskovca. Zlepenec i brekcia sa skladajú najmä z ováľaných aj ostrohranných úlomkov hornín bezprostredného podložia (paleogeografická mapa, príl. 2, túto fáciu nezobrazuje).

Rýchlu transgresiu vystriedalo druhé štádium, pre ktoré je charakteristická pokračujúca transgresia zalievajúca už iba neveľké pobrežné oblasti, ale sprevádzaná intenzívnou subsidenciou. Sedimenty ukladajúce sa v tomto štádiu vznikali v prostredí *hlbšieho otvoreného mora* v sublitorálnej oblasti. Toto prostredie bolo na Z rozšírené v dačovolomskej prepadline, v priestore dnešných Bušiniec a Dolnej Strehovej, odtiaľ zasahovalo po Pôtor a ďalej do Ipeľskej kotliny, ako aj v priestore, v ktorom sa neskôr začala tvoriť rapovská delta. Smerom na V bolo rozšírené najmä na JV od rapovského zlomu. V prostredí hlbšieho otvoreného mora vznikali pelitické sedimenty *lenartovských vrstiev,* ktoré sú hlavnou masou čížskeho súvrstvia. Striedajú sa v nich vrstvy vápnitého ílovca a prachovca s nevýraznými pieskovcovými polohami. Podľa absencie prúdových textúr usudzujeme, že vznikali v pokojnom prostredí bez významnej intervencie prúdov. Sedimenty sa vytvárali z uniformnej suspenzie prinášanej povrchovými prúdmi. Častice sa pri sedimentácii ďalej netriedili (porovnaj Passega a Byramje, 1969).

Lenartovské vrstvy obsahujú spoločenstvo foraminifer s vysokým podielom planktonických druhov s nárokmi na hĺbku v rozpätí sublitorál – plytký batyál (Kantorová in Vass a Bajaník et al., 1988). Šutovská (1990) sa domnieva, že dominantným bolo prostredie hlboké 100–200 m (vrt Bušince-1 a FV-1). Hojná prítomnosť pyritu, ktorý vypĺňa organické schránky alebo sa vyskytuje vo forme framboidov (Kantorová in Vass a Bajaník et al., 1988; Marková, 1977, in Vass a Bajaník et al., 1988), ako aj euryoxybiózny charakter foraminiferových spoločenstiev (Šutovská, 1990) poukazujú na zle vetrané prostredie v hlbších častiach panvy.

### Deltové oblasti

Transgresívno-regresívny cyklus pokračoval tretím štádiom – štádiom ustálenej hladiny. Vtedy do Lučenskej kotliny začala vstupovať delta. V prostredí delty sa dá rozlíšiť prostredie *vnútorného prstovitého kužeľa,* prostredie deltových močiarov a podľa zákonitostí vývoja delty predpokladáme prostredie *vonkajšieho prstovitého kužeľa* so svahom delty a prostredie prodelty.

**Prostredie vnútorného prstovitého kužeľa delty** reprezentujú piesčité sedimenty **rapovských vrstiev**. Rozšírené sú v južnom a jv. okolí Lučenca, ale ich prítomnosť predpokladáme ďalej na V až do južného okolia Oždian a v západnom okolí Rimavskej Soboty, ale tam chýbajú vrty, ktoré by to potvrdili. Sedimentom vnútorného prstovitého kužeľa delty je jemnozrnný piesok s polohami prachu obsahujúci plytkomorskú faunu.

**Prostredie vonkajšieho prstovitého kužeľa delty** sa rozprestieralo na J od priestoru rozšírenia rapovských vrstiev. Postgenetický horizontálny posun na rapovskom zlome spôsobil, že dnešná rapovská delta je amputovaná a jej vonkajšie časti treba hľadať v Rimavskej kotline (obr. 73) odsunuté z pôvodného sedimentačného priestoru sv. smerom.

Na paleogeografickej mape kiscellu (príl. 2) sme schematicky rekonštruovali pôvodnú deltu aj s vonkajším prstovitým kužeľom. Nazdávame sa, že sa v tomto prostredí ukladali jemnopiesčité až prachové sedimenty.

**Prostredie prodelty** lemovalo čelo delty. Na paleogeografickej mape jeho hypotetickú pozíciu zobrazujeme v nadloží lenartovských vrstiev sublitorálneho prostredia. Sedimenty prodelty sa od sedimentov otvoreného mora litologicky neodlišovali.

Prostredie deltových močiarov predpokladáme na J od Lučenca. Vo vertikálnom slede vystriedalo prostredie vnútorného prstovitého kužeľa delty a indikuje progradáciu delty do panvy, t. j. pokračujúcu regresiu. Sedimentmi tohto prostredia sú litologické analógy hostišovských vrstiev, t. j. íl a prach sivej až tmavosivej farby s preplástkami uhlia. Kým hostišovské vrstvy ležia v spodnej časti čížskeho súvrstvia spravidla pod blžskými vrstvami, sedimenty deltových močiarov ležia nad vrstvami rozpadavého pieskovca a piesku a končí sa nimi vrstvový sled kiscellu (vrt LR-2 pri Lučenci, obr. 81).

### Znosové oblasti a klíma

Prínos klastického materiálu do panvy sprostredkovali riečne toky zo S. Klastický materiál prinášaný do panvy teda pochádzal z priestoru centrálnych Karpát, najmä z veporského pásma, odtiaľ sa splavovala kaolinická kôra zvetrávania a poskytovala klastický materiál na formovanie skálnických vrstiev. Kaolinit je prevládajúcim ílovým minerálom aj v blžských vrstvách (napr. vo vrte FV-1; Kraus, 1989). Z veporského pásma pochádzal aj ostatný klastický materiál čížskeho súvrstvia.

Znosová oblasť bola asi podobne ako v predkiscellskom období rovná. Svedčí o tom nedostatok hruboderitického materiálu s výnimkou blžských a skálnických vrstiev. V znosovej oblasti vystupovali hlavne sedimenty a metamorfity karbónu, permu, triasu, gemerika a veporika. Na S od Nižného Skálnika sa vyskytovali horniny triasu, spodnej i vrchnej kriedy a staršieho paleogénu. Kým prítomnosť triasu je potvrdená výskytom triasových hornín v bezprostrednom

podloží čížskeho súvrstvia, prítomnosť kriedových a paleogénnych sedimentov predpokladáme iba na základe nálezu sporomorf (kriedové, kriedové až paleocénne a priebežné paleogénne druhy) preplavených do kiscellských sedimentov (Planderová in Vass et al., 1982). Výskyt kriedových (včítane vrchnokriedových) sedimentov v znosovej oblasti potvrdzujú aj nálezy preplavených kriedových foraminifer (Kantorová, 1982).

Asociácie sporomorf vo vyšších členoch čížskeho súvrstvia poukazujú na to, že na rovinatom území na brehu kiscellského mora rástli vlhkomilnejšie listnaté lesy (so zástupcami rodu *Castanea, Quercus, Carya* a *Corneus*). Ich podrast mohli tvoriť papraďorasty z čeľade *Schizeaceae*. Na pahorkatinách rástli palmy čeľade *Arecaceae* a kroviny rodu *Engelhardtia*. Tienisté chladnejšie svahy boli porastené ihličnanmi rodu *Pinus, Cedrus* a *Picea*. V kiscelli celkovo prevládala subtropická klíma (Planderová, 1966; Snopková, 1975, in Vass a Bajaník et al., 1988).

### Tektonická aktivita a vulkanizmus

Na otváraní budínskej paleogénnej panvy sa zúčastňovali zlomy – smerné posuny (Báldi a Báldi-Béke, 1985). V kiscelli sa jej časťou stala aj Lučenská kotlina a Cerová vrchovina. Podľa Báldiho a Nagymarosyho (1976) je v severnom Maďarsku významný budínsky zlom. Báldi (1986) ho pokladá za transformný, ale Balla a Dudkó (1989) pochybujú o povrchovom prejave takéhoto zlomu a Fodor (1992) do priestoru, kadiaľ má zlom prebiehať, kladie os antiformy *János Hegy*. Táto antiforma spolu s rapovským zlomom generálne oddeľuje sz. blok, na ktorom sa v kiscelli vyvíjali piesčité litofácie (hárshedyské pieskovce v severnom Maďarsku, skálnické, neskôr blžské vrstvy v Lučenskej kotline), od jv. bloku, na ktorom sa vyvíjali prevažne pelitické litofácie (polohy kiscellského ílu v severnom Maďarsku resp. lenartovské vrstvy v Lučenskej a Rimavskej kotline). Pokračovaním rapovského zlomu v Rimavskej kotline je rašický zlom resp. zlom potoka Sograď. Obidva zlomy boli v kiscelli aktívne (Vass a Elečko et al., 1989).

V kiscelli mohol byť aktívny aj bezmenný zlom prebiehajúci od samoty Prieloh po Kalinovo, ktorý sa prejavuje ako hustotné rozhranie v terciéri. Musel byť aktívny v predbádenskom období, lebo ho segmentovali zlomy sz. smeru aktivizované v bádene a po ňom. Z paleogeografickej situácie sa nedá jednoznačne zistiť, či čížske súvrstvie porušuje epigeneticky, alebo či bol voči nemu synsedimentárny. Možnosť synsedimentárnej aktivity podporuje okolnosť, že zlomy sv.-jz. systému, do ktorého tento zlom patrí, v susednej Rimavskej kotline boli voči čížskemu súvrstviu synsedimentárne.

Zlomy kontrolujúce hrúbku čížskeho súvrstvia patria do sz. zlomového systému a vymedzujú sv. okraj dačovolomskej prepadliny. Podobnú funkciu má aj protisklonný zlom, ktorý bol azda predchodcom mladšieho pôtorského zlomového pásma. Konfiguráciu severného okraja dnešného rozšírenia čížskeho súvrstvia kontroluje zlom Krivánskeho potoka a severné pokračovanie fiľakovského zlomu.

Priame dôkazy o vulkanickej aktivite v čížskom súvrství sa v študovanej oblasti doteraz nenašli, ale vzdialenú vulkanickú aktivitu indikujú nálezy premeneného karbonatizovaného tufu vo vrchnej časti krupinského súvrstvia v podloží Krupinskej planiny. Vulkanická aktivita alebo jej produkty oligocénneho veku sú známe zo Slovinska (smrekovecký tuf; Cimerman, 1979), Chorvátska (Šikič a Šikič, 1979), ako aj z okolia Bukových vrchov (Nagymarosy, 1990 a i.).

## Paleogeografia v egeri

Po regresii mora na konci kiscellu a po erózii, ktorá sa zjavne prejavila najmä na severnom okraji Lučenskej kotliny, na začiatku egeru ožila subsidencia juhoslovenského regiónu včítane Lučenskej kotliny sprevádzaná novou morskou transgresiou. Bol to začiatok nového cyklu, ktorý zodpovedá globálnemu cyklu fluktuácie morskej hladiny TB 1.3 (Haq et al., 1987), a trval milión rokov (26,5–25,5 mil. rokov; obr. 77). Dôkazy o transgresívnej povahe egerských sedimentov lučenského súvrstvia sú podobné, ako uvádza Vass a Elečko et al. (1989) v Rimavskej kotline, a to:

– Lučenské súvrstvie na S Lučenskej kotliny prekračuje plošný rozsah čížskeho súvrstvia kiscellského veku.

– Vo vrtoch v západnej a severnej časti kotliny sa na báze lučenského súvrstvia zistili klastiká – panické vrstvy.

Hrúbka lučenského súvrstvia rastie viac-menej pravidelne od S na J. Predpokladáme, že v okolí Šiatorskej Bukovinky je najväčšia (1200 m; príl. 3). Distribúciu hrúbky sčasti kontrolujú zlomy smeru SV–JZ vrátane rapovského. Gradient rastu hrúbky je väčší pri severnom okraji a v Cerovej vrchovine, ale v južnej časti Lučenskej kotliny je miernejší. Čiastkové subsidenčné centrum predpokladáme v niekdajšej dačovolomskej prepadline (široké okolie samoty Hámor), kde by najväčšia hrúbka lučenského súvrstvia mala prekračovať 700 m (predpoklad sa opiera o geofyzikálne údaje, ale nie je overený vrtom).

V egeri boli dva globálne cykly kolísania morskej hladiny, a to TB 1.3 (26,5–25,5 mil. rokov) a TB 1.4 (25,5–22,0 mil. rokov; obr. 77) a pri obidvoch predpokladáme transgresiu z J. Starší je zaznamenaný v litologickom

vývoji, v ktorom ako sedimenty prvého štádia cyklu možno odlíšiť morské transgresívne klastiká – panické vrstvy, a druhému štádiu zodpovedá morský vápnitý prachovec a ílovec – szécsénsky šlír (foto 5). Ďalšie dve štádiá sa v litologickom slede nedajú rozlíšiť. Szécsénsky šlír bez náznaku regresie a novej transgresie prechádza do ďalšieho, mladšieho egerského cyklu. Prejavom novej transgresie je objavenie sa nových – spodnomiocénnych druhov mäkkýšov a vápnitej nanoflóry (Ondrejičková a Lehotayová, práce citované v predchádzajúcom texte). Novšie sa vo vrte LC-2 pri Veľkej Vsi (sz. okraj Lučenskej kotliny) zistila aj makroskopicky rozoznateľná litologická zmena v lučenskom súvrství (resp. v szécsénskom šlíre), ktorá koreš-ponduje s prvými výskytmi miocénnej mikrofauny a vápnitej mikroflóry (Vass et al., 2004). Svedkom tretieho štádia mladšieho egerského cyklu môžu byť pestrofarebné regresívne sedimenty, ktorými sa lučenské súvrstvie v okolí Nových Honov končí. Štvrté štádium cyklu – štádium poklesu morskej hladiny pod úroveň šelfu – nezanechalo v litologickom zázname nijakú stopu. Počas neho pravdepodobne prebehla erózia.

V Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine rozlišujeme morské a deltové oblasti sedimentácie (príl. 3).

### Morské oblasti

Na začiatku egeru sa do Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny opäť vrátilo more. Nástup morskej transgresie možno stotožniť so začiatkom globálneho cyklu fluktuácie morskej hladiny TB 1.3. V prvom štádiu tohto cyklu ako výsledok rýchlej transgresie a pomalej sedimentácie vznikli v litorálnom prostredí **panické vrstvy** – transgresívne morské hrubozrnné klastiká. Tieto klastiká lemujú severný okraj rozšírenia lučenského súvrstvia v kotline a podstielajú szécsénsky šlír približne až po líniu kľukatého priebehu od Kalondy cez Mikušovce a Lučenec do okolia Haliče, odkiaľ sa línia stáča na V a pokračuje po Boľkovce a odtiaľ na S a SZ do východného okolia Kalinova po Vyšný Petrovec. Vo východnej časti Lučenskej kotliny, resp. na styku Rimavskej a Lučenskej kotliny, južný okraj rozšírenia panických vrstiev prebieha od samoty Svetlá po obec Kružno a ďalej na V po Čerenčany (príl. 3). Panické vrstvy sú z piesku až rozpadavého pieskovca s polohami štrku – zlepenca na báze i vo vyššej časti profilu. Morský pôvod panických vrstiev potvrdzuje nález úlomkov plytkomorských foraminifer alebo foraminifer znášajúcich pokles salinity (Kantorová in Pristaš et al., 1983). V panických vrstvách sa vo vrte Bu-1 (Bušince) našlo bohaté spoločenstvo foraminifer normálneho mora (Slavíková, 1958).

Zdá sa, že rozšírenie panických vrstiev kontroluje rapovský zlom, lebo sú rozšírené len na sz. kryhe tohto zlomu. Mohol by to byť výsledok separácie týchto vrstiev horizontálnym posunom pozdĺž rapovského zlomu.

V nadloží panických vrstiev sú miestami vrstvy organodetritického vápenca sprevádzané vrstvami drobnozrnného zlepenca a vápnitého ílovca – **budikovianske vrstvy**. Tieto sedimenty pre ojedinelosť výskytov, ako aj preto, že ich zakrývajú iné morské sedimenty, paleogeografická mapa nezobrazuje. Boli opísané z vrtu LR-2 pri Lučenci a JH-1 pri Nižnom Skálniku. Sú to biolitové vápence bioherm resp. biostróm vzniknuvšie v plytkom morskom prostredí.

Prvé štádium staršieho egerského cyklu kolísania morskej hladiny bolo vystriedané druhým, v ktorom sa rýchlosť transgresie zmiernila, ale rýchlosť sedimentácie zvýšila. Sedimenty tohto štádia vznikali v prostredí **otvoreného mora v litorálnej oblasti** a sú rozšírené v severnej a sz. časti kotliny. Vznikali v plytkom morskom prostredí v istej vzdialenosti od brehu, kam znos hrubého klastického materiálu nezasahoval. Sú to polohy vápnitého prachovca, miestami aj jemne zvrstveného pieskovca – **széczsénsky šlír**.

**Sublitorálna oblasť** sa rozprestierala v južnej časti Lučenskej kotliny v Cerovej vrchovine. V nej sedimentoval prevažne prachovec – szécsénsky šlír a spolu s prachovcom a pieskovcom litorálnej oblasti predstavuje hlavnú masu lučenského súvrstvia. V sublitorálnej oblasti vo vrstvovom slede lučenského súvrstvia chýbajú hruboklastické panické vrstvy, resp. biolitové vápence budikovianskych vrstiev, a szécsénsky šlír leží priamo na prachovcových a ílovcových vrstvách čížskeho súvrstvia, t. j. na lenartovských vrstvách. Litologické rozdiely medzi obidvoma vrstvovými celkami nie sú veľké, podrobné štúdium ich styku laboratórnymi metódami ukazuje, že hranicu medzi nimi indikuje náhla zmena v zložení spoločenstva foraminifer, pokiaľ ide o ekologické nároky, zníženie obsahu pyritu, zvýšenie obsahu $P_2O_5$ a $CaCO_3$ a objavenie sa vrstvičky s hojným glaukonitom. Všetky tieto príznaky poukazujú na zmenu cirkulácie vody v panve a na nový režim lepšej aerácie panvy (Šutovská, 1990). Pri pohľade na vznik a vývoj lenartovských vrstiev a szécsénskeho šlíru zo stránky globálnych cyklov fluktuácie morskej hladiny treba medzi týmito vrstvovými celkami predpokladať hiát (chýbajú litologické členy tretieho a štvrtého štádia kiscellského cyklu) a skrytú diskordanciu.

Prachovcové polohy szécsénskeho šlíru vznikli za podobných podmienok ako lenartovské vrstvy čížskeho súvrstvia – sedimentáciou uniformnej suspenzie prinášanej povrchovými prúdmi z pevniny bez intervencie pridnových prúdov. Podľa ekologických nárokov spoločenstiev mikrofauny možno usudzovať, že hĺbka prostredia vzniku bola do 200 m. Relatívne najhlbokovodnejšie spoločenstvo sa zistilo medzi Fiľakovom a Hajnáčkou. Šutovská (1990) rozlíšila dva základné typy foraminifer – nodozáriové neritické a cibicidesovo-bolivínové, typické pre rozhranie sublitorálu a neritika. Vodné prostredie bolo dobre vetrané, len s občasným poklesom obsahu O vo vodnom stĺpci.

Spoločenstvo mäkkýšov zo szécsénskeho šlíru poukazuje na prostredie pokojného mora s mäkkým substrátom, kde sa mohli pseudosesílne lastúrniky *(Bivalvia)* dobre zahrabávať. Pohyb vody v takej hĺbke bol minimálny, lebo piesčitobahnité dno by mohlo zaniesť sifóny zahrabávajúcich

sa živočíchov. Prítomnosť zástupcov pekteníd a solitérnych hexakoralov poukazuje na normálnu salinitu mora. Častý výskyt rastlinných zvyškov v sedimentoch poukazuje na to, že areál osídlený faunou nebol príliš ďaleko od brehu a predpokladaná hĺbka je horná hranica cirkalitorálu (Ondrejičková in Vass a Bajaník et al., 1988).

Mladší egerský transgresívno-regresívny cyklus sa nedá litologicky vymedziť, lebo niet litologických ekvivalentov tretieho a štvrtého štádia staršieho cyklu a prvého štádia mladšieho cyklu, a tak v Lučenskej kotline (aj v obidvoch susedných – Ipeľskej a Rimavskej) splývajú do jedného súvislého litologicky monotónneho celku szécsénskeho šlíru. Szécsénsky šlír predstavuje panvovú fáciu. Pobrežné fácie z obdobia regresie staršieho a transgresie mladšieho egerského cyklu sa v juhoslovenských kotlinách nikde nezachovali. Existenciu mladšieho egerského cyklu – novú transgresiu – prezrádza objavenie sa nových prvkov v spoločenstve mäkkýšov a vápnitej nanoflóry.

Tretie štádium mladšieho cyklu, ktoré zodpovedá obdobiu ustálenej morskej hladiny, v Lučenskej kotline a v Cerovej vrchovine reprezentuje vrchná časť szécsénskeho šlíru. Regresívne sedimenty tohto štádia sa od hlavnej masy litologicky odlišujú vyššou piesčitosťou, vyššou frekvenciou pieskových polôh resp. prevahou piesku (napr. vrchná časť egerských sedimentov vo vrte LR-3 pri Rapovciach), ale aj plytkovodnejším charakterom asociácií foraminifer a iných organizmov (Kantorová in Vass a Elečko et al., 1989; Šutovská, 1990). Toto prostredie možno celkovo charakterizovať ako litorálne. Na paleogeografickej mape (príl. 3) je zobrazené ako litorálne prostredie alebo ako oblasť prekrývajúca sublitorálnu oblasť.

Sedimentmi tretieho štádia mladšieho egerského cyklu sú aj pestrofarebné pelitické sedimenty tvoriace vrchnú časť szécsénskeho šlíru pri Nových Honoch (vrt ED-1; obr. 59). Keďže sa v nich spájajú prvky typické pre kontinentálne fácie (pestré sfarbenie) s vlastnosťami morských fácií (prítomnosť morskej plytkovodnej fauny), predpokladáme, že ide o relikt deltových sedimentov, najpravdepodobnejšie **sedimentov deltovej plošiny** vnútorného prstovitého kužeľa delty, teda prostredia, kde alebo boli podmienky na vznik pestrého sfarbenia alebo aspoň na zachovanie pestrého sfarbenia po náhlom splavení sedimentov zo súše.

### Znosové oblasti a klíma

Drenážny systém, ktorý sprostredkúval prínos detritického materiálu do panvy, nie je známy. Rieky prinášajúce materiál museli pritekať zo S, ale pôvodné delty a iné sedimenty príbrežnej nížiny, ako aj riečne sedimenty na pevnine podľahli neskoršej erózii. Preto, ale azda aj ako výsledok ľavého strihu sa na zlomoch sprevádzajúcich rapovský zlom na severnom okraji dnešného rozšírenia egeru medzi Tomášovcami – Hrnčiarskymi Zalužanmi a samotou Svetlá (na JZ od Hrachova) vyskytujú zväčša šlírové sedimenty, nie pobrežné klastiká.

Znosová oblasť na S, podobne ako v kiscelli, bola zarovnaná. Len na začiatku transgresie prvého egerského cyklu mohol byť reliéf znosovej oblasti členitejší, lebo poskytol hrubodetritický materiál pre panické vrstvy. Geologické zloženie znosovej oblasti bolo podobné ako v kiscelli. V egeri sa z nej eróziou odstránili vrchnokriedové morské sedimenty, lebo preplavené vrchnokriedové *Globotruncana* sa našli len v spodnej časti lučenského súvrstvia (Kantorová, 1982).

Klíma sa počas ukladania lučenského súvrstvia postupne ochladzovala. Pri sedimentácii spodnej časti lučenského súvrstvia zostávala podobná kiscellskej, t. j. subtropicko-tropická. Okrem iného o tom svedčia biolitové vápence budikovianskych vrstiev s *Operculina, Heterostegina, Lepidocyklina, Amplistegina* a *Miogypsina*. Tieto útesotvorné veľké foraminifery žili v teplých tropicko-subtropických moriach. Teplomilné – tropicko-subtropické – boli aj rastlinné spoločenstvá, ktorých zvyšky sa nachádzajú v spodnej časti lučenského súvrstvia.

Na brehu egerského mora v rovinatých pobrežných oblastiach a v nižšej nadmorskej výške rástli palmy *(Arecaceae),* zástupcovia druhu *Dicolpopollis cockeli* a ich podrastom boli *Schyzaceae*. Na pahorkatinách a vo väčšej nadmorskej výške rástli stromovité dreviny, ako je eukalyptus, a zástupcovia čeľade *Myrtaceae* (Planderová, 1990).

Neskoršie v egeri sa klíma postupne ochladzovala, čo potvrdzuje spoločenstvo sporomorf, z ktorých ustupujú tropicko-subtropické druhy a rastie zastúpenie chladnomilnejších druhov. Na rovinatom pobreží v malej nadmorskej výške rástli *Taxodiaceae* a *Sapotaceae*. Zamokrené a močaristé miesta boli porastené krovinami *Myricaceae*. Na pahorkatinách vo vyššej nadmorskej výške rástli *Castanea, Alnus, Pinaceae* a *Proteaceae* (Planderová, 1990).

### Tektonická aktivita a vulkanizmus

Tektonická aktivita sa v egeri prejavovala synsedimentárnymi pohybmi po zlomoch. Synsedimentárnu aktivitu mali aj zlomy dačovolomskej prepadliny sz. smeru, ktoré vymedzujú v tejto prepadline sedimentačné centrum. Ostatné zlomy sz. smeru ako fiľakovský a niektoré ďalšie porušujú egerské sedimenty epigeneticky. Epigeneticky porušuje eger aj rapovský zlom, na ktorom sa podľa distribúcie fácií predpokladá ľavý horizontálny posun ako súčasť laterálnej translácie pri tektonickom úniku západokarpatsko-severopanónskeho teranu z alpskej do karpatskej oblasti. Na jeho aktivitu, ako aj na aktivitu ďalšieho sv. zlomu (nepomenovaný zlom medzi samotou Prieloh a Kalinovom) poukazuje aj distribúcia hrúbky.

Stopy vulkanickej aktivity v lučenskom súvrství sa nenašli ani v Lučenskej kotline, ani v Cerovej vrchovine, ale aktivita vzdialeného vulkanizmu sa musí predpokladať, lebo stopy vulkanickej aktivity sa našli vo vrchnej časti lučenského súvrstvia v Ipeľskej kotline (Marková, 1971; Vass et al., 1979).

## Paleogeografia v egenburgu

V egenburgu prebiehala v priestore dnešnej Cerovej vrchoviny sedimentácia v príbrežnom, plytkom morskom prostredí, kde vznikalo fiľakovské súvrstvie. Neskôr ju vystriedala sedimentácia v kontinentálnom prostredí, kde vzniklo bukovinské súvrstvie. Plytkomorské sedimenty fiľakovského súvrstvia a relatívne hlbokovodnejšie sedimenty staršieho lučenského súvrstvia egerského veku vytvárajú zdanlivo regresívny vrstvový sled a fiľakovské súvrstvie na južnom Slovensku by sa dalo geneticky interpretovať ako súvrstvie vzniknuté na pozadí regionálnej regresie. Ale pri pohľade na vzťah týchto dvoch súvrství zo širšieho regionálneho pohľadu, možno konštatovať, že medzi fiľakovským a lučenským súvrstvím je vzťah skrytej diskordancie, pričom predegenburská erózia musela na veľkom území erodovať pôvodné regresívne vrstvy egerského veku.

Regionálnu egenburskú transgresiu potvrdzujú nasledujúce fakty:

– Na sklonku egeru musela nastať regionálna regresia, lebo sa ňou skončila existencia budínskej paleogénnej panvy. Fiľakovské súvrstvie (resp. pétervásárske pieskovce v severnom Maďarsku) vznikalo v „severomaďarskom zálive" (Sztanó, 1994), t. j. v priestore značne redukovanom voči maďarskej paleogénnej panve.

– Fauna fiľakovského súvrstvia obsahuje nové druhy mäkkýšov, foraminifer aj vápnitej nanoflóry.

– V období, keď fiľakovské súvrstvie vzniklo – medzi 22,0–20,0 miliónmi rokov pred súčasnosťou, prebehol globálny cyklus fluktuácie hladiny mora TB 1.5 a začal sa cyklus TB 2.1 (obr. 77).

Aktuálnosť predegenburskej erózie na južnom Slovensku, a teda skryto diskordantný styk medzi lučenským a fiľakovským súvrstvím naznačuje lokálna, ale na riešenie otázky predegenburskej erózie závažná situácia v Ipeľskej kotline. V priestore medzi Kosihovcami a Zomborom sa vrstvový sled lučenského súvrstvia končí tzv. terminálnymi resp. opatovskými vrstvami (Vass et al., 1979; Vass et al., 1983). Sú to zjavne regresívne deltové sedimenty so slojkami uhlia, s polohami s brakickou faunou a s pestrými vrstvami *(red beds)*. Príznaky regresie lučenského súvrstvia možno pozorovať aj v Lučenskej kotline. Farebne pestré vrstvy s morskou faunou ležiace pri Nových Honoch na polohách sivého morského prachovca a pod kvartérom možno považovať za erozívny relikt vrchnej časti delty (príl. 4). Splytčenie morského sedimentárneho prostredia na konci egeru v Lučenskej kotline naznačujú vrstvy piesku, ktorými sa končí ináč prevažne prachovcové lučenské súvrstvie pri Rapovciach (vrt LR-3) a na S od Bušiniec, ako aj relatívne plytkovodnejšia fauna v prachovci vrchnej časti lučenského súvrstvia v Rimavskej kotline (Kantorová in Vass a Elečko et al., 1989; Šutovská, 1990).

## Paleogeografická rekonštrukcia fiľakovského súvrstvia

Fiľakovské súvrstvie na južnom Slovensku spolu s pétervásárskym v severnom Maďarsku predstavujú pobrežné sedimenty epikontinentálneho mora vo fiľakovsko-pétervásárskej panve s konfiguráciou zálivu („severomaďarský" záliv; Sztanó, 1994). Na južnom Slovensku je fiľakovské súvrstvie rozšírené v Cerovej vrchovine a v západnej časti Lučenskej kotliny, odkiaľ zasahuje do dačovolomskej prepadliny v podloží neovulkanitov Krupinskej planiny.

Hrúbka súvrstvia v Cerovej vrchovine rastie od S na J (príl. 4). Maximálnu hrúbku predpokladáme v Tachtoch (okolo 500 m), ale na slovenskom území sa vrtmi neoverovala. Predpokladáme ju podľa vrtu Som-3 pri obci Somosköújfalu na maďarskom území, kde je hrúbka fiľakovského súvrstvia 517 m (prvotná grafická dokumentácia vrtu MAFI, Budapešť).

Na distribúciu hrúbky fiľakovského súvrstvia mohol mať syngenetický aj epigenetický vplyv rapovský zlom, lebo fiľakovské súvrstvie na slovenskom území je rozšírené hlavne na poklesnutej kryhe tohto zlomu.

Hrúbka súvrstvia rastie aj smerom do dačovolomskej prepadliny, a to v smere od V na Z a v centrálnej časti tam predpokladáme hrúbku nad 200 m. Ani v tomto priestore celou hrúbkou súvrstvia neprenikol nijaký vrt a jeho najväčšiu nekompletnú hrúbku overil vrt LKŠ-1 (viac ako 179 m). Distribúciu hrúbky fiľakovského súvrstvia v Lučenskej kotline a dačovolomskej prepadline mohol kontrolovať mučínsky zlom sz. smeru ako jeden z okrajových zlomov prepadliny, ale ovplyvnil distribúciu súvrstvia aj epigeneticky.

Fiľakovsko-pétervásárska panva, v ktorej fiľakovské súvrstvie vznikalo, bol súčasťou rozsiahleho systému panví v centrálnej Paratetyde. Začiatok sedimentácie súvrstvia asi pred 22 miliónmi rokov koinciduje so začiatkom globálneho cyklu fluktuácie hladiny mora TB 1.5 (obr. 77). Vo fiľakovskom súvrství nemožno zreteľne definovať genetickú príslušnosť jeho členov k štádiám globálneho transgresívno-regresívneho cyklu. Celé súvrstvie má časovotransgresívny charakter, čo vyvoláva zdanie príslušnosti do prvého štádia cyklu, ale na maďarskom území sa podarilo v pétervásárskych pieskovcoch definovať dva cykly globálneho kolísania hladiny morí (Sztanó, 1992). Prvý zakončujú jalovské vrstvy, potom sa fácie transgresívne opakujú a nastupuje nový cyklus TB 2.1, do ktorého v Cerovej vrchovine patria lipovianske pieskovce a čakanovské vrstvy. Regresívnou fáciou druhého cyklu sú pravdepodobne jelšovské zlepence ako výnosový deltový kužeľ, reprezentant tretieho štádia mladšieho cyklu. Pre šelfovú povahu sedimentačného prostredia na južnom Slovensku

sedimenty štvrtého štádia cyklu, keď morská hladina klesla pod úroveň šelfu, nemohli vzniknúť.

V časovej relácii cyklus TB 2.1 bol prerušený ešte v egenburgu (asi 20 mil. rokov pred súčasnosťou).

Podrobná analýza čiastkových litostratigrafických jednotiek súvrstvia – laterálnych vzťahov, horninového zloženia, štruktúrnych vlastností sedimentov, sedimentárnych textúr a v neposlednom rade aj biologického obsahu sedimentov – umožnila charakterizovať sedimentačné prostredie vzniku fiľakovského súvrstvia a vymedziť aj definovať rad čiastkových prostredí (príl. 4).

## Morské oblasti

**Oblasť plytkého šelfu** s obmedzenými podmienkami života bentóznej fauny

V tejto oblasti vznikli **tachtianske pieskovce**, ktorých genetickým znakom je ojedinelý výskyt sedimentárnych textúr resp. beztextúrny charakter sedimentu, neprítomnosť alebo veľmi ojedinelý výskyt schránok mäkkýšov a prítomnosť stôp po vŕtavej činnosti organizmov a výskyt syngeneticky cementovaných lavíc pevného pieskovca.

Tachtianske pieskovce (foto 6, 7, 8, 9) predstavujú transgresívnu litofáciu. Tá vznikla pri novej transgresii a v Cerovej vrchovine má najväčší plošný rozsah zo všetkých litofácií fiľakovského súvrstvia. Zriedkavý výskyt sedimentárnych textúr mohli spôsobiť nasledujúce okolnosti a činitele:

a) Rýchly znos eróziou a transportnými činiteľmi pripraveného klastického materiálu do mora. Dynamické činitele v plytkomorskom prostredí také množstvo materiálu nemohli prepracovať a sformovať v sedimente výrazné a hojné textúrne znaky.

b) Vlnenie, ktoré rozrušilo prúdové a iné sedimentárne textúry pôvodne vzniknuté v sedimente (Nagle, 1967). Zvrstvenie sedimentov vznikajúcich pod vplyvom vlnenia je na rozdiel od zvrstvenia sedimentov, ktoré vznikali účinkom prúdenia často nevýrazné. Oscilačné vlnenie zvyčajne mieša prinášaný sediment so sedimentom už usadeným na dne a stiera jeho zvrstvenie. Napriek tomu sú známe textúry vzniknuvšie vlnením – symetrické čeriny a šikmé čerinové zvrstvenie, ale v tachtianskych pieskovcoch nenašli.

Účinky vlnenia sa mohli uplatniť iba v plytkom morskom prostredí. Prostredie vzniku tachtianskych pieskovcov, ako ho naznačujú iné sedimentologické črty, bolo azda hlbšie ako 30 m, čo je prihlboko na intenzívne pôsobenie vlnenia na sedimenty dna.

c) Vŕtavá činnosť organizmov, ktoré prepracovali vrchnú polohu sedimentov až do hĺbky 20 cm. Pieskovec však nemá „škvrnitú" textúru príznačnú pre bioturbačné sedimenty.

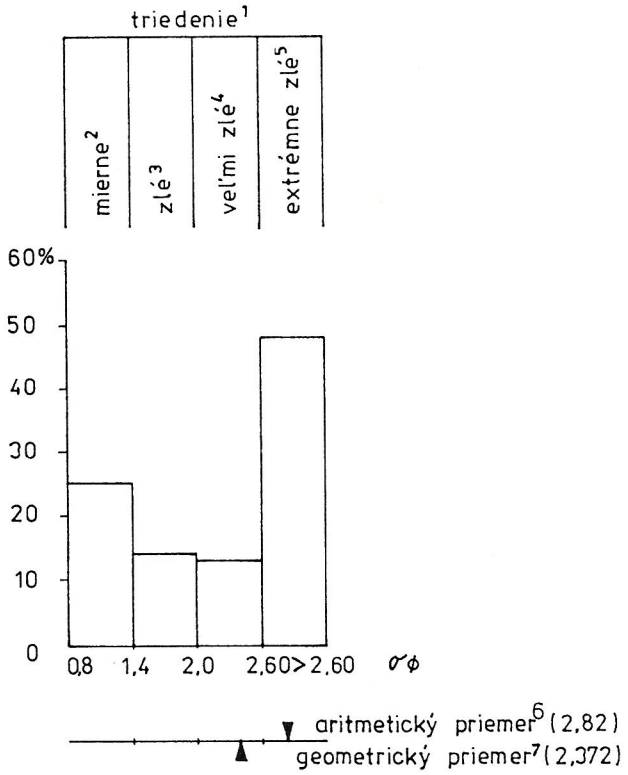
Sztanó (1994) uvádza ešte ďalšie možné činitele zodpovedné za masívny vzhľad pieskovcov:

d) Pôvodné sedimentárne textúry boli zotreté pri stmeľovaní – cementácii pieskovca, čím vznikli pevné lavice. Takúto možnosť podporuje fakt, že sa v niektorých prípadoch šikmé zvrstvenie v rozpadavom pieskovci zasahovalo priamo pod pieskovcovou lavicou, ale v lavici nepokračuje.

e) Aj pri zlom vytriedení je piesčitá frakcia rovnomerne zrnitá a v sedimente nie je medzi vrstvičkami zrnitostný kontrast.

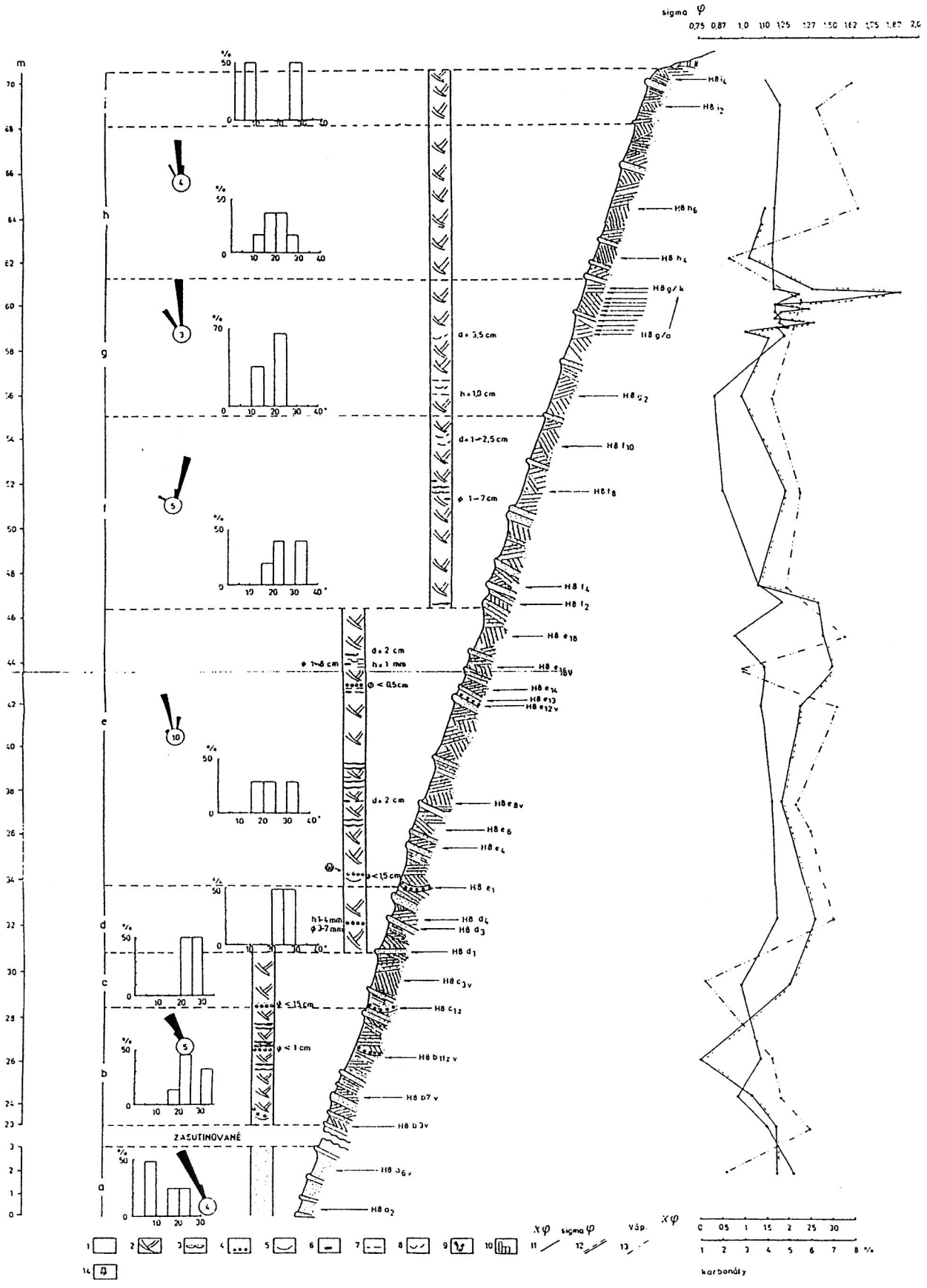
Sztanóová (Sztanó, 1994) sa domnieva, že vrstvy transgresívneho piesku, t. j. tachtianske pieskovce a ich ekvivalenty v severnom Maďarsku, vznikli v hlbšom prostredí, než bolo prostredie vzniku jalovských vrstiev – pieskovcových vrstiev s veľkým šikmým zvrstvením, ktoré formovali piesčité subakvatické duny resp. piesčité vlny. Neprítomnosť čerín alebo čerinového zvrstvenia, ktoré býva vyvinuté práve pri sedimentoch podobného zrnitostného zloženia, naznačuje morské prostredie s relatívne vysokou energiou, pri ktorej rýchlosť prúdenia prekračovala 0,3 $m.s^{-1}$ (Southard a Boguchwal, 1990). Podľa schematickej rekonštrukcie sedimentačného prostredia, ktoré predložila Sztanóová (l. c.), tachtianske pieskovcové polohy vznikli v hĺbke 30 až 60 m.

Neprítomnosť schránok mäkkýšov poukazuje na podmienky nevhodné na život týchto organizmov. Zdôrazňujeme, že neišlo o abiotické prostredie, pretože stopy bioturbácie prezrádzajú prítomnosť organizmov, no neboli to mäkkýše so schránkami vhodnými na petrifikáciu. Mäkkýše sú veľmi citlivé na zmenu salinity a relatívne ťažko sa jej prispôsobujú. Možno predpokladať, že v sedimentačnom prostredí tachtianskych pieskovcov výrazne kolísala salinita, čo bránilo adaptácii stenohalinných asociácií mäkkýšov. Potvrdzujú




**Obr. 82.** Histogram triedenia (σϕ) tachtianskych pieskovcov.

**Fig. 82.** Sorting histogram (σϕ) of the Tachty Sandstone. 1 – sorting, 2 – moderate, 3 – bad, 4 – very bad, 5 – extremly bad, 6 – arithmetic mean, 7 – geometric mean.

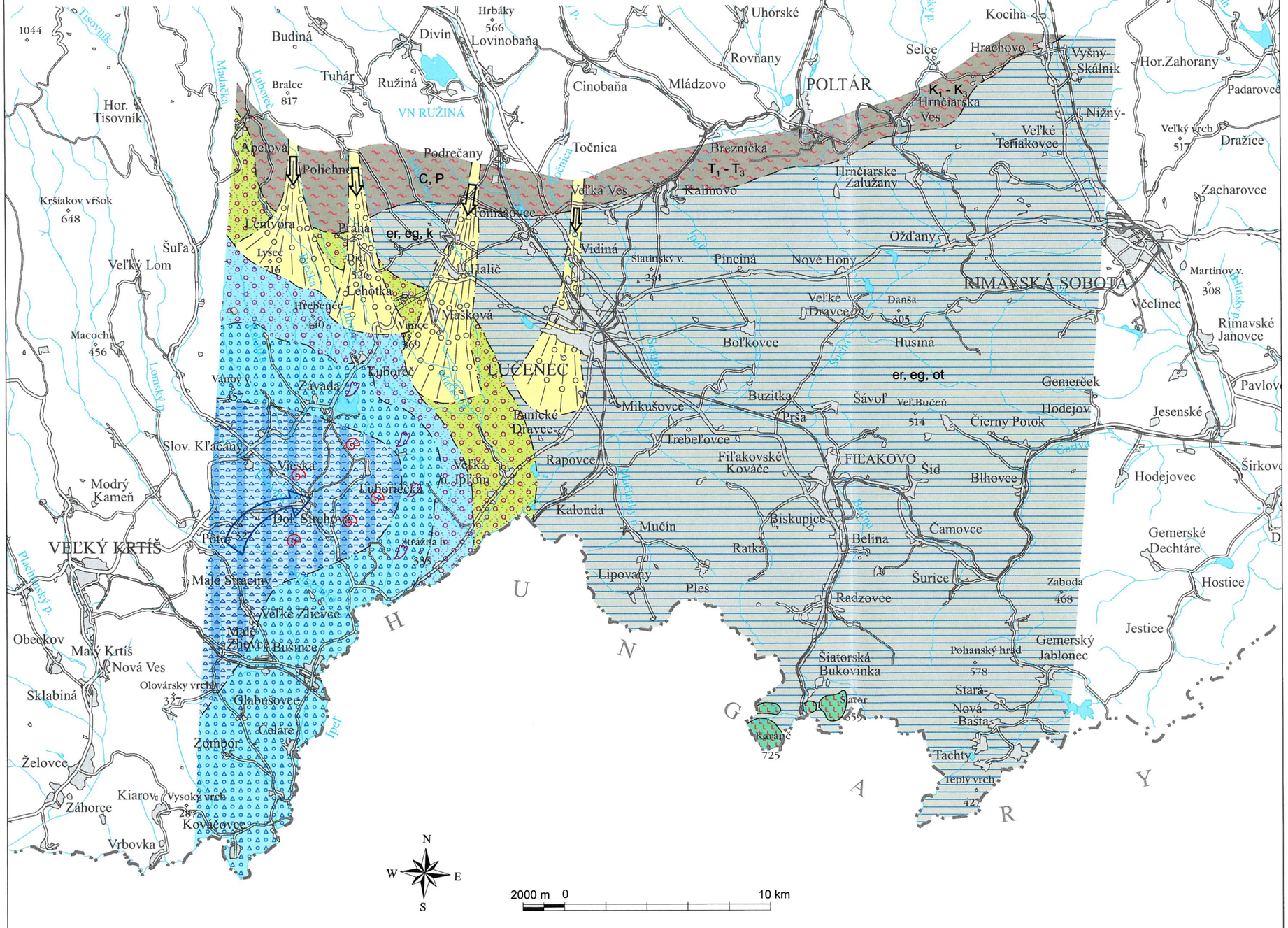

sigma φ
0,75 0,87 1,0 1,10 1,25 1,37 1,50 1,62 1,75 1,87 2,0
m
ZASUTINOVANÉ
H8 i4
H8 i2
H8 h6
H8 h4
H8 g/k
H8 g/o
H8 f2
H8 f10
H8 f8
H8 f4
H8 f2
H8 e18
H8 e16v
H8 e14
H8 e13
H8 e12v
H8 e8v
H8 e6
H8 e4
H8 e1
H8 d4
H8 d3
H8 d1
H8 c3v
H8 c1z
H8 b11zv
H8 b7v
H8 b3v
H8 b1v
H8 a2
d = 3,5 cm
h = 1,0 cm
d = 1–2,5 cm
φ 1–7 cm
d = 2 cm
h = 1 mm
Ø < 0,5 cm
d = 2 cm
φ < 1,5 cm
h1-4 mm
φ 3-7 mm
φ < 1,5 cm
φ < 1 cm
xφ
sigma φ
Váp.
xφ
karbonáty

# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA SPODNÉHO BÁDENU

## SUBMARINNÝ VULKANIZMUS VINICKEJ FORMÁCIE A INTRÚZIE HYPERSTENICKO-AMFIBOLICKÉHO ANDEZITU S GRANÁTOM

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autor: V. Konečný, 2001


POLTÁR
LUČENEC
RIMAVSKÁ SOBOTA
VEĽKÝ KRTÍŠ
FIĽAKOVO
VN RUŽINÁ
K1 - K3
T1 - T3
C, P
er, eg, k
er, eg, ot
Hrnčiarska Ves
Hrnčiarske Zalužany
Veľké Teriakovce
Nižný-Skálnik
Vyšný-Skálnik
Hor.Zahorany
Padarovce
Dražice
Zacharovce
Ožďany
Martinov v.
Rimavské Janovce
Pavlovce
Jesenské
Hodejovec
Gemerské Dechtáre
Hostice
Jestice
Gemerský Jablonec
Širkovce
Gemerček
Hodejov
Čierny Potok
Kraskovo
Kyjatice
Lipovec
Babinec
Hlavina
Ratkovská Lehota
Potok
Sinec
Hnúšťa
Rim.Brezovo
Rimavská Baňa
Čechová
Lehota n. Rimavicou
Rimavské Zalužany
Lovnica
Kociha
Selce
Hrachovo
Uhorské
Rovňany
Mládzovo
Cinobaňa
Divín
Hrbáky
Lovinobaňa
Budiná
Tuhár
Ružiná
Bralce
Hor. Tisovník
Tisovník
Kršiakov vŕšok
Šuľa
Veľký Lom
Macocha
Slov. Kľačany
Modrý Kameň
Obeckov
Malý Krtíš
Nová Ves
Sklabiná
Olovársky vrchy
Želovce
Záhorce
Kiarov
Vysoký vrch
Kováčovce
Vrbovka
Zombor
Glabušovce
Malé Straciny
Veľké Zlievce
Malé Zlievce
Rašnice
Potôr
Dol. Strehovce
Lubeníca
Vieska
Závada
Tuhárska
Podrečany
Polichno
Čentvora
Práha
Lysec
Halič
Lehôtka
Hrebenec
Maškova
Vinice
Tomášovce
Veľká Ves
Točnica
Vidiná
Slatinský v.
Pinciná
Nové Hony
Veľké Dravce
Danša
Husiná
Boľkovce
Kalinovo
Breznička
Kalonda
Mučín
Lipovany
Pleš
Ratka
Biskupice
Belina
Radzovce
Šurice
Čamovce
Zaboda
Mikušovce
Buzitka
Prša
Šávoľ
Veľ.Bučeň
Trebeľovce
Fiľakovské Kováče
Šíd
Blhovce
Rapovce
Tanické Dravce
Lubeník
Kalinčiak
Vinice
Tachty
Teplý vrch
Pohanský hrad
Stará-Nová-Baštas
Šiatorská Bukovinka
Karanč
Suchá
Rimavica
Slatina
Ipeľ
Lomnický p.
Plachtinský p.
Sušanský p.
Papín
Blh
Čierna voda
Ostrá
Tichý
Lubenický p.
Bielinský p.
Hrnčiarska
Veľký vrch
Veľký Bučeň
Macocha
Kršiakov vŕšok
Šuľa
Veľký Lom
Lysec
Lehôtka
Hrebenec
Vinice
Závada
Tuhárska
Lubeníca
Vieska
Dol. Strehovce
Potôr
Malé Straciny
Veľké Zlievce
Malé Zlievce
Rašnice
Glabušovce
Celare
Zombor
Želovce
Kováčovce
Vrbovka
Záhorce
Kiarov
Vysoký vrch
Olovársky vrchy
Sklabiná
Obeckov
Malý Krtíš
Nová Ves
Modrý Kameň
Slov. Kľačany
Macocha
Kršiakov vŕšok
Šuľa
Veľký Lom
Hor. Tisovník
Tisovník
Madačka
Lubovec
Bralce
Budiná
Divín
Hrbáky
Lovinobaňa
Tuhár
Ružiná
Uhorské
Rovňany
Mládzovo
Cinobaňa
Selce
Hrachovo
Kociha
Lovnica
Rimavské Zalužany
Rimavská Baňa
Rimavica
Suchá
Sušanský p.
Lehota n. Rimavicou
Čechová
Kraskovo
Kyjatice
Lipovec
Babinec
Hlavina
Ratkovská Lehota
Potok
Sinec
Hnúšťa
Rim.Brezovo
Papín
Blh
Hrnčiarska
Veľký vrch
Veľký Bučeň
Hrnčiarske Zalužany
Veľké Teriakovce
Nižný-Skálnik
Vyšný-Skálnik
Hor.Zahorany
Padarovce
Dražice
Zacharovce
Ožďany
Martinov v.
Rimavské Janovce
Pavlovce
Jesenské
Hodejovec
Gemerské Dechtáre
Hostice
Jestice
Gemerský Jablonec
Širkovce
Gemerček
Hodejov
Čierny Potok
Podrečany
Polichno
Čentvora
Práha
Lysec
Halič
Lehôtka
Hrebenec
Maškova
Vinice
Tomášovce
Veľká Ves
Točnica
Vidiná
Slatinský v.
Pinciná
Nové Hony
Veľké Dravce
Danša
Husiná
Boľkovce
Kalinovo
Breznička
Kalonda
Mučín
Lipovany
Pleš
Ratka
Biskupice
Belina
Radzovce
Šurice
Čamovce
Zaboda
Mikušovce
Buzitka
Prša
Šávoľ
Veľ.Bučeň
Trebeľovce
Fiľakovské Kováče
Šíd
Blhovce
Rapovce
Tanické Dravce
Lubeník
Kalinčiak
Vinice
Tachty
Teplý vrch
Pohanský hrad
Stará-Nová-Baštas
Šiatorská Bukovinka
Karanč
Suchá
Rimavica
Slatina
Ipeľ
Lomnický p.
Plachtinský p.
Sušanský p.
Čierna voda
Ostrá
Tichý
Lubenický p.
Bielinský p.
Veľký Krtíš
Strážna h.
Olovársky vrch

**Supplement 8**

**PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE LOWER BADENIAN**
Submarine volcanism of Vinica Formation and intrusions of hypersthene-hornblende andesite with garnet
Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland (western part)

PALEOGEOGRAPHIC AREAS. AREAS OF DENUDATION AND EROSION
- 1 – flat relief assumed
- 2 – steep relief assumed

AREAS OF SEDIMENTATION
- 3 – fluvial sediments of proluvial fans
- 4 – areas of fluvial-limnic sedimentation
- 5 – marine sediments: 5a – littoral area, 5b – sublittoral and neritic areas

LITHOLOGY AND AGE OF ROCKS IN THE SOURCE AREA (prevolcanic basement)
- 6 – Lower Miocene sediments (er – Egerian, eg – Eggenburgian, ot – Ottnangian, k – Karpatian)
- 7 – areas of metamorphites and Paleozoic–Mesozoic sediments (C – Carboniferous, P – Permian, $T_{1-3}$ – Lower and Upper Triassic, $K_{1-3}$ – Lower and Upper Cretaceous)

LITHOFACIES OF VOLCANIC AND INTRUSIVE ROCKS

*Vinica Formation*
- 8 – epiclastic volcanic breccia with tuffitic–calcareous and clay matrix
- 9 – epiclastic volcanic breccia – conglomerates with tuffitic-clay to sandy matrix

*Basal Formation*
- 10 – tuffitic sands and gravels with nonvolcanic material, intercalations of rhyodacite tuffs, algal limestones – Príbelce Formation

*Šiator intrusive Complex*
- 11 – laccoliths of hypersthene-hornblende andesite

OTHER SYMBOLS
- 12 – recent erosional margin of deposits
- 13 – assumed margins of volcanosedimentary facies
- 14 – lithological margin
- 15 – assumed direction of clastic material transport
- 16 – assumed direction of sea transgression
- 17 – littoral macrofauna
- 18 – sublittoral macrofauna

to spoločenstvá foraminifer, ktoré sú druhovo málo diverzifikované a prevažujú v nich porozononióny a drobné *Ammonia*. Poukazujú na hyposalinné, plytkovodné prostredie, o ktorom Šutovská (1990) predpokladá, že bolo plytkejšie ako 20 m.

Tachtianske pieskovce majú hojný podiel ílovej frakcie (tab. 18), zlé vytriedenie (obr. 82) a pozitívne hodnoty symetrie.

Sedimentárne textúry v tachtianskych pieskovcoch sú veľmi zriedkavé a nevýrazné. Ojedinele sa vyskytuje malé a stredne šikmé zvrstvenie (foto 8, 9), ale jeho azimut bolo možno merať iba v štyroch prípadoch, z čoho v dvoch sa dá dedukovať smer paleoprúdu na SZ čiže na predpokladané pobrežie a v dvoch na JV.

Nápadným znakom tachtianskych pieskovcov sú lavice pevného pieskovca. Lavice a ich vzťah k ostatnej mase súvrstvia – rozpadavému pieskovcu – študoval, opísal a ich genézou sa zaoberal Vass (1970). Z mikroskopického štúdia pieskovca lavíc (Danillová in Vass et al., 1989) vychodí, že rozdiel medzi rozpadavým pieskovcom a pieskovcovými lavicami nie je iba v rozdielnom obsahu karbonátového tmelu a v rozdielnej tesnosti zŕn, ako uvádza Vass (1970), ale aj v tom, že pieskovec, ktorý tvorí lavice, prakticky neobsahuje nijakú ílovú prímes, kým v rozpadavom pieskovci ílová prímes dosahuje až 33,6 % (tab. 18). Z toho usudzujeme, že piesok, z ktorého neskôr vznikli lavice, bol lepšie premytý ako ostatná masa piesku, a preto aj vhodnejší na prienik karbonatických roztokov a nimi vyvolanú cementáciu.

Príčinou odplavenia ílovej prímesi mohli byť periodicky sa striedajúce obdobia zvýšenej kinematickej energie prostredia s relatívne pokojnejšími. Takéto striedanie mohli vyvolávať občasné búrky. Tvar lavíc to potvrdzuje, lebo lavice predstavujú nepravidelný sieťový skelet, a najmä ich spodná plocha je nerovná a často korytovitého tvaru.

Prítomnosť ílovej prímesi v rozpadavom pieskovci a neprítomnosť v pieskovcových laviciach možno vysvetliť aj postgenetickým vypĺňaním voľného priestoru medzi zrnami v rozpadavom pieskovci (porovnaj Friedman, 1967), kým ílový matrix do pieskovcových lavíc, cementovaných karbonátovými roztokmi krátko po usadení, v neskoršom diagenetickom procese nemohol preniknúť. Treba poznamenať, že rozpadavý pieskovec jalovských vrstiev ílovú prímes prakticky neobsahuje, hoci, ako relatívne hrubozrnnejší, mohol byť v neskoršom diagenetickom procese vhodnejší na zapĺňanie ílovým materiálom, ale jalovské vrstvy vznikli v inom prostredí ako tachtianske pieskovce.

**Oblasť progradujúcich veľkých piesčitých dún** (príbrežná zóna s dominantnou aktivitou vzdúvania)

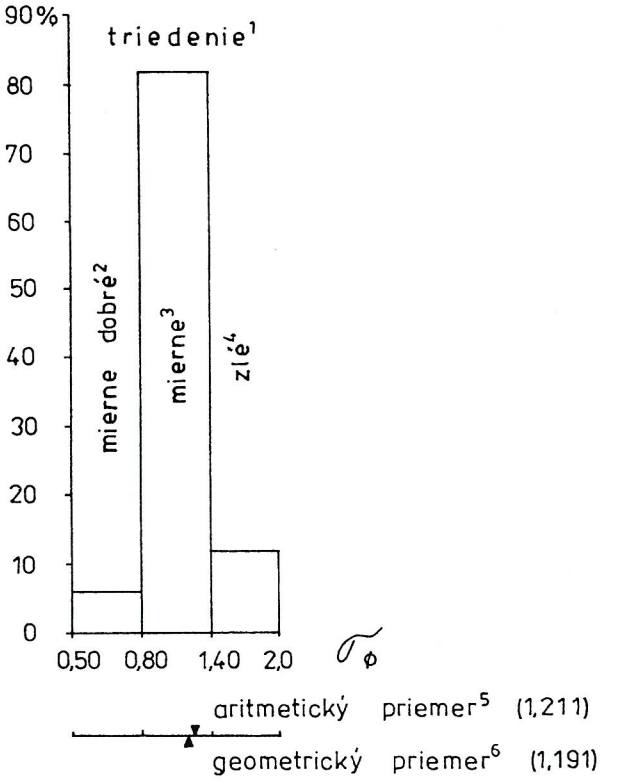
Vo fľakovskom súvrství fáciu veľkých piesčitých dún (piesčitých vĺn) predstavujú **jalovské vrstvy**. Tieto vrstvy sú často zle odkryté alebo ich úplne zakrýva svahová hlina (napr. na svahoch Pohanského hradu), no na niekoľkých veľkých odkryvoch ich sedimentárne textúry možno študovať.

Najvýraznejším a hlavným indikačným znakom jalovských vrstiev je veľké šikmé zvrstvenie.

*Charakteristika šikmého zvrstvenia jalovských vrstiev.* Najlepšie podmienky na štúdium šikmého zvrstvenia jalovských vrstiev sú na ich typovej lokalite v doline Jalovej samoty na V od Hostíc (obr. 83).

◀ **Obr. 83.** Profil jalovských vrstiev. Dok. bod H-8; 3,5 km na V od Hostíc (Vass a Elečko, 1980). 1 – pieskovec bez výrazného zvrstvenia, 2 – šikmé zvrstvenie, 3 – textúry zosúvania *(sand flow)*, 4 – polohy drobnozrnného zlepenca (∅ – číselný údaj o maximálnom priemere obliačikov), 5 – erózne korytá, švy zväzkov šikmého zvrstvenia korytového tvaru, 6 – závalky ílu (∅ – číselný údaj o priemere závalkov), 7 – laminky prachovca a ílovca (h – číselný údaj o hrúbke lamín), 8 – stopy po lezení organizmov (d – číselný údaj o dĺžke stopy), 9 – ružice azimutu sklonu šikmého zvrstvenia (v krúžku počet meraní, ojedinelé azimuty), 10 – histogramy uhlu sklonu šikmého zvrstvenia, 11 – krivka vertikálnej zmeny stredného momentu zrnitosti (Xfi), 12 – krivka vertikálnej zmeny triedenia (σφ), 13 – krivka vertikálnej zmeny % zastúpenia karbonátov, 14 – úlomky mäkkýšov.

**Fig. 83.** Schematic section through the Jalová Member. Doc. point H-8; 3.5 km east of Hostice (Vass and Elečko, 1980). 1 – sandstone with indistinct bedding, 2 – cross-bedding, 3 – sand flow structures, 4 – layers of fine-grained conglomerate (∅ – numbers represent maximum average size of pebbles), 5 – erosional channels and/or sutures of cross bedding sets having channel form, 6 – clay rolls (∅ – numbers represent the roll diameter), 7 – siltstone and claystone lamina (h – thickness of lamina), 8 – fauna trails (d – length of trail), 9 – rosette diagram showing the azimuths of cross-bedding (number of measurements in the circle; and individual azimuth values), 10 – histograms showing the dip angles of cross-beding, 11 – curve of grain size mean moment (Xfi), 12 – curve of sorting (σφ), 13 – curve of carbonate contents (%), 14 – fragments of molluscs.




**Obr. 84.** Histogram triedenia (σϕ) pieskovcov jalovských vrstiev v doline Jalová samota.

**Fig. 84.** Sorting histogram (σϕ) Jalová Member, sandstones, Jalová samota valley. For explanation see Fig. 82.

Charakteristické znaky šikmého zvrstvenia:

– Zväzky šikmého zvrstvenia sú veľké a ich výška kolíše od 2,4 do 12,6 m.

– Zväzky sa neskladajú z lamín, ale z vrstiev, čo je v súlade s veľkosťou zväzku, lebo hrúbka lamín alebo vrstiev tvoriacich zväzok s veľkosťou resp. výškou zväzku rastie. Vo vrchnej časti zväzku b (obr. 83) hrúbka vrstvičiek kolíše od 7,0 do 17,0 cm, v strednej časti zväzku e od 4,0 do 7,0 cm, v strednej časti zväzku f od 2,0 do 3,0 cm a vo vrchnej (odkrytej) časti zväzku i od 4,0 do 8,0 cm. Premenlivá hrúbka vrstiev zväzkov pravdepodobne reflektuje premenlivosť slapových síl podmieňujúcich pobrežné vzdúvanie, a to v závislosti od postavenia Mesiaca voči Zemi (Homewood a Allen, 1981; Allen a Homewood, 1984).

– Vrstvy vo zväzku sú navzájom diskordantné, t. j. na reze paralelnom so sklonom majú tangenciálny tvar, zbiehajú sa v smere sklonu.

– Sklon vrstiev kolíše od 10 do 34° a pri väčšine zväzkov je od 20 do 30°.

– Vrstvy zväzkov majú zvyčajne vnútornú textúru, sú pozitívne gradačne zvrstvené. Na ich báze je hrubozrnný piesok alebo až veľmi drobnozrnný štrk (štrčík), ktorý smerom nahor prechádza do strednozrnného alebo až jemnozrnného piesku.

– Na báze vrstiev miestami vidno ploché šošovky hrubého piesku až veľmi drobnozrnného štrku (zväzok b, e, f, i). Šošovky sú hrubé 1,0–3,0 cm. Na reze kolmom na sklon je tvar plochých šošoviek vypuklý nadol s rovným stropom. Šošovky sa laterálne strácajú a opäť objavujú. Sú dlhé 30–65 cm. Tieto textúrne formy vznikli zosúvaním hrubozrnnejšieho piesku po strmom svahu piesčitej duny *(sand flow)*.

– Väčšina zväzkov je litologicky nehomogénna. Prevládajúcim litotypom je piesok, ale v malom množstve ho sprevádza drobnozrnný štrk a laminy siltu až ílu.

– Veľmi drobný štrk (štrčík) (1–2 cm) sa vyskytuje zväčša na báze zväzku (c, e), ale aj uprostred neho (b, e). Miestami sú obliačiky nepravidelne rozptýlené vo zväzku. Sú dobre opracované. Ide o čierne, hnedé aj tmavozelené rohovcové obliačiky a mliečny kremeň.

– Laminky siltovca až ílu sú vo zväzku e (sú v ňom aj polohy drobného zlepenca) a vo vrchnej časti odkryvu. Sú to laminy hrubé do 1 mm koncentrované v plochách hrubých okolo 5 cm, ktoré sa striedajú s pieskovcovými polohami hrubými 20 cm, a laminy a vrstvičky hrubé až 1 cm s vnútornou textúrou nepravidelne rozptýlené v hornine.

Švy medzi zväzkami (kontakt dvoch zväzkov) sú erozívne, korytovitého tvaru alebo planárne. Šírka korýt, napr. pri zväzku b a e, je väčšia ako 30 m. Medzi niektorými zväzkami sú mierne sklonené pieskovcové polohy (medzi zväzkami c – d, f – g, h – i).

– Vo zväzku e a f sú ostrohranné útržky pelitov – siltovcov, na reze izometrické, s priemerom 1–1,2 cm, alebo pretiahnuté, s priemerom 1,5 cm, ojedinele až 8 cm.

– Vo zväzku e, g a vo vrchnej časti zväzku f sú priame alebo mierne oblúkovite ohnuté rúrkovité útvary vyplnené peliticko-siltovou hmotou dlhé 0,5–3,8 cm.

*Genetická interpretácia šikmého zvrstvenia.* Pieskovcové polohy s veľkým šikmým zvrstvením korytovitého tvaru (typ c – Allen, 1963) môžu vznikať v eolickom alebo vo vodnom prostredí.

Šikmo zvrstvené pieskové polohy eolických dún majú rad špecifických znakov. Niektoré z nich majú aj opisované pieskovcové vrstvy. Je to veľká výška zväzkov, častý veľký sklon vrstiev – okolo 30° (ojedinele 34°), veľká dĺžka individuálnych vrstiev, výskyt textúr *sand flow*, t. j. zosúvanie piesku po povrchu duny, nízky obsah alebo nedostatok pelitickej frakcie.

Niektoré ďalšie znaky eolický pôvod pieskovcov jednoznačne vyvracajú. Je to heterogénna stavba niektorých zväzkov, v ktorých sa popri prevládajúcom piesčitom materiáli vyskytujú obliačiky s priemerom 1–2 cm a niektoré iné štruktúrne parametre ako pri polohách pieskovca akumulovaného vetrom.

Najmä vytriedenie ($\sigma\varphi$) je horšie ako pri eolických pieskovcoch (kolíše od 0,75 do 1,88 s aritmetickým priemerom 1,211). Z obr. 84 je zrejmé, že až 81,8 % vzoriek má mierne, zvyšok zlé (12,1 %) resp. mierne dobré vytriedenie.

Šikmé zvrstvenie je opísané z recentných sedimentov viacerých morských prostredí.

Pobrežné pieskové chrbty *(coastal ridges)* majú na strane strmšieho sklonu vrstvovitosť so sklonom okolo 30°. Laminy sa skláňajú k pobrežiu (Davies et al., 1972), ale zdá sa, že zväzky šikmého zvrstvenia pobrežných valov nemajú korytovitý tvar (porovnaj Davies a Fox, 1972).

Veľké korytovité zvrstvenie patrí medzi najčastejšie typy šikmého zvrstvenia. Jeho zväzky vypĺňajú pretiahnuté erózne koryto vyplnené šikmými ohnutými laminami. Korytá bývajú pretiahnuté v smere toku, ktorého eróziou vznikli, a ich výplň – laminy lopatkovitého tvaru – sa skláňajú v smere prúdu.

Podľa premenlivej sily prúdenia v prostredí, v ktorom korytovité šikmé zvrstvenie vzniká, nastáva čiastočná alebo úplná erózia zväzkov, a preto sú údaje o šírke a výške zväzkov zvyčajne o erodovanom, nie o pôvodnom zväzku. Sklonené laminy vypĺňajúce zväzok tvorí jemný až hrubý piesok, v ktorom môžu byť obliaky alebo obrnené závalky s priemerom okolo 1 cm (niekde aj s väčším). Obliačiky sa často vyskytujú vo zväzkoch vyšších ako 0,5 m, kým v menších sú zriedkavé alebo v nich nie sú vôbec. Sklon lamín kolíše od 18 do 30° (Harms a Fahnestook, 1965, s. 93–95).

Šikmé zvrstvenie korytovitého typu vzniká v prostredí prúdiacej vody v dolnom prúdovom režime. Pohyb častíc spôsobuje intermitentný prúd so strednou koncentráciou transportovaných častíc (Simons a Richardson, 1961; Harms a Fahnestook, 1965). Frazier a Osanik (1961) predpokladajú, že takéto zvrstvenie vzniká v migrujúcich hlbších rozmyvoch tvoriacich sa v smere prúdu bezprostredne po veľkých pieskových vlnách. Allen (1963) ho geneticky spája s migrujúcimi jazykovitými a polmesiacovitými dunovými formami. Harms et al. (1963) dávajú trogové šikmé zvrstvenie do súvislosti s rozmyvmi lyžicovitého tvaru,

aké pozorovali na zákrutových nánosoch *(point bars)* a domnievajú sa, že sú výsledkom vírov.

Korytovité šikmé zvrstvenie je opísané hlavne z riečneho prostredia, ale mohlo vznikať aj v inom prostredí s podobným režimom prúdenia.

Veľké korytovité zvrstvenie vzniká v prostredí morských prílivových kanálov *(tidal channels)*. Tieto kanály zvyčajne priečne narezávajú príbrežné valy a plážové bariérové ostrovy *(back barrier islands)*, ktoré bývajú paralelné s pobrežím, čiže prílivové kanály sú kolmé tak na bariérové ostrovy, ako aj na pobrežie. Kanály laterálne migrujú a deštruujú typické sedimenty plážových bariérových ostrovov.

Keďže v kanáloch je rozhodujúcim hydraulickým činiteľom prúdový režim, textúra piesku vypĺňajúceho kanály sa podobá textúre riečnych sedimentov. Konkrétne sú to piesková polohy s veľkým korytovitým šikmým zvrstvením. Zrnitosť piesku sa v nich zjemňuje do nadložia a smerový vektor sklonu lamín má prednostnú orientáciu v jednom smere. Ale ak kanál privádza aj odvádza príliv, potom je šikmé zvrstvenie bipolárne.

Veľké šikmé zvrstvenie je opísané aj zo sedimentov prílivového prielivu (*tidal inlet;* Kumar a Sanders, 1974). V takomto prielive sa definovalo niekoľko čiastkových prostredí a veľké šikmé zvrstvenie sa vyskytuje v čiastkovom prostredí „hlbokého kanála", ktorého sedimenty najčastejšie zostávajú uchránené pred eróziou pri laterálnej migrácii prielivu. Na báze takýchto kanálov bývajú obliaky a veľké schránky mäkkýšov. Šikmé zvrstvenie predstavuje textúru pieskových dún. Jeho sklon je v smere odlivu, t. j. od pobrežia k moru a tým sa súčasne zásadne odlišuje od šikmého zvrstvenia, ktoré opisujeme. Ďalšia odlišnosť je v tom, že šikmo zvrstvené vrstvy, ktoré my opisujeme obsahujú iba fragmenty schránok mäkkýšov a drobné obliačiky.

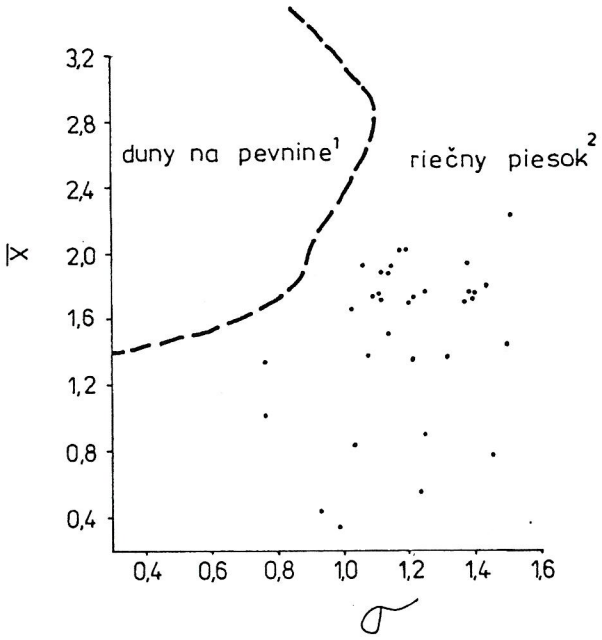
Veľké šikmé zvrstvenie pieskových polôh môže vznikať na morskom dne účinkom pridnového prúdenia. Takéto prúdenie generuje piesčité vlny a ich vnútornou textúrou je veľké šikmé zvrstvenie. Fosílne piesčité vlny opísal Blakey (1984). Spoločné znaky s opisovanými sedimentmi majú laminy s textúrou zosúvania piesku *(sand flows)*, z čoho vyplýva, že táto textúra nie je typická iba pre eolické duny – časť zväzkov má planárny tvar šva a zväzky majú tabulárny tvar. Ostatné charakteristické znaky, ktoré opísal Blakey, sú odlišné. Je to menšia výška zväzkov (2–30 cm), nižší sklon lamín (13–15°, pri hrubšom piesku až 21°), menšia hrúbka vrstiev alebo lamín (1–10 mm) a bipolárna orientácia sklonu lamín *(herringbone structure)*.

Jalovské vrstvy s veľkým šikmým zvrstvením vznikli v morskom prostredí, ako to naznačuje prítomnosť úlomkov morskej fauny. Výška zväzkov naznačuje, že vznikli vo vodnom prostredí hlbokom 15–30 m (Allen, 1984; Davies a Flemming, 1991; Sztanó, 1994), t. j. v plytkovodnom prostredí, relatívne plytšom, ako je prostredie, v ktorom vznikali tachtianske pieskovce.

Jalovské vrstvy sa môžu interpretovať ako sedimenty akrečných polí piesčitých vĺn v plytkomorskom prostredí s dominantným účinkom vzdúvania. Takýto názor na genézu tachtianskych pieskovcov vyjadril Homewood pri návšteve typovej lokality jalovských vrstiev (1987) a podobne interpretuje vznik vrstiev s veľkým šikmým zvrstvením v pétervásárskom súvrství (= fiľakovské súvrstvie) v severnom Maďarsku Sztanó (1992, 1994). Druhou možnou interpretáciou je, že sú výplňou prílivových kanálov.

Premenlivosť hrúbky vrstvičiek zväzkov šikmého zvrstvenia a možný vznik aspoň časti piesčitých dún v prílivových kanáloch upozorňujú na pobrežný režim kontrolovaný vzdúvaním, čo pripúšťa paleogeografickú úvahu o vplyve slapových síl na vodnú masu panvy, kde vznikalo fiľakovské súvrstvie.

*Genetická interpretácia štruktúrnych parametrov jalovských vrstiev.* Rozbor štruktúrnych parametrov jalovských pieskovcov podporuje genetické závery o prostredí vzniku, v ktorom dominovalo silné prúdenie v mnohom pripomínajúce prúdenie v koryte rieky. Popri veľmi nízkom zastúpení ílovej frakcie (maximálny obsah do 0,4 %, priemerné zastúpenie 0,063 %; tab. 27) na prúdový režim upozorňujú aj vzťahy štruktúrnych parametrov: vzťah medzi stredným momentom zrnitosti (K φ) a štandardnou odchýlkou čiže vytriedením (σ φ) (obr. 85), strmosťou krivky zrnitosti (resp. symetria krivky Sk φ = $\alpha_3$) a štandardnou odchýlkou (σ φ) (obr. 86) a strmosťou krivky ($\alpha_3$) a percentuálnym zastúpením frakcie < 0,05 mm (obr. 87). Podľa Friedmana (1967, 1979) diskutované vzťahy štruktúrnych parametrov umožňujú diskrimináciu piesku pobrežných dún od riečneho piesku resp. plážového piesku.




**Obr. 85.** Graf vzájomného vzťahu stredného momentu zrnitosti ($\bar{X}$) a štandardnej odchýlky (t. j. triedenie σ); jalovské vrstvy v doline Jalová samota).

**Fig. 85.** Relationship between grain-size mean moment ($\bar{X}$) and the standard deviation (i. e. sorting σ); Jalová Member, Jalová samota valley). 1 – dunes on land, 2 – river sand.

Jalovské pieskovce sa na všetkých grafoch zobrazujúcich uvedené vzťahy závislosti premietajú do poľa riečneho piesku. Hlavným diskriminačným faktorom je triedenie sedimentu a zastúpenie frakcie 0,05 mm. Stupňom vytriedenia i zastúpenia frakcie 0,05 mm sa jalovské piesky podobajú viac riečnemu ako plážovému piesku (obr. 85, 86, 87).

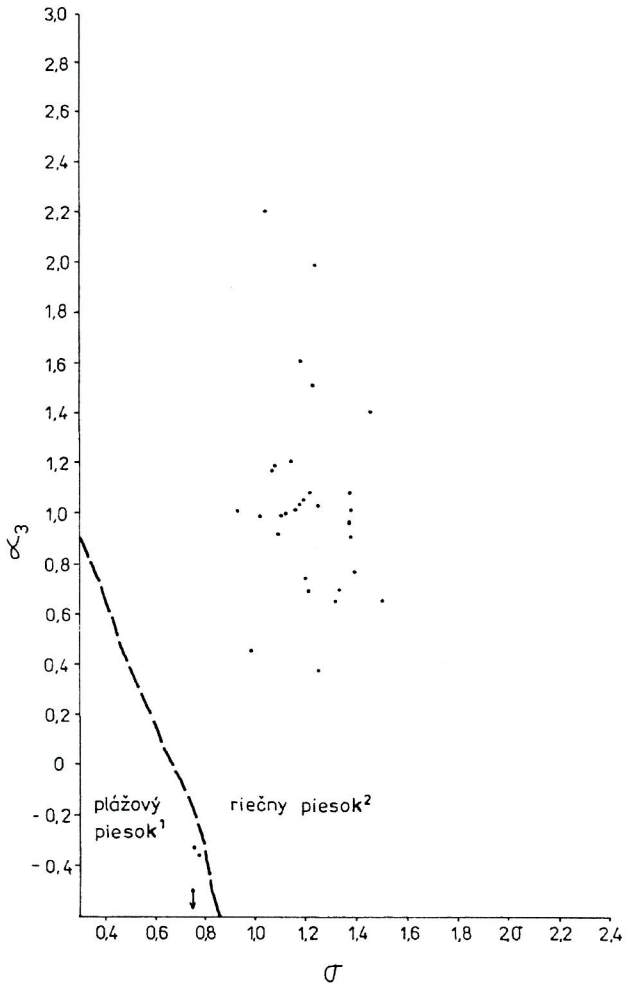
Riečny pôvod jalovského piesku možno jednoznačne vylúčiť (prítomnosť úlomkov morskej fauny), ale dá sa uvažovať o vzniku v prostredí s relatívne silným prúdením, t. j. v podmienkach, ktoré do istej miery simulovali podmienky prúdenia v riečnom koryte. Takým prostredím mohli byť kanály a prielivy vzdúvania a polia piesčitých dún, ktorých pohyb a rast kontrolovali prúdenia vzdúvania – príliv a odliv *(float and refloat)*.

Priestorová distribúcia jalovských vrstiev naznačuje, že vytvárajú telesá smeru V–Z, a to vo východnej časti Cerovej vrchoviny medzi Drňou a Hosticami (mimo študovaného územia), smeru SZ–JV medzi Čakanovcami a Medveďou výšinou resp. medzi Belinou a kótou Monica, a smeru SV–JZ medzi Hajnáčkou a Medveďou výšinou.

Azimut šikmého zvrstvenia jalovských pieskovcových vrstiev medzi Drňou a Hosticami (10 až 37 meraní) naznačuje smer prúdenia na S s miernou odchýlkou na Z aj V, v okolí Čakanoviec a Šiatorskej Bukovinky na S. Orientácia telies jalovských vrstiev v priestore na J od Fiľakova je prevažne v smere SZ–JV.

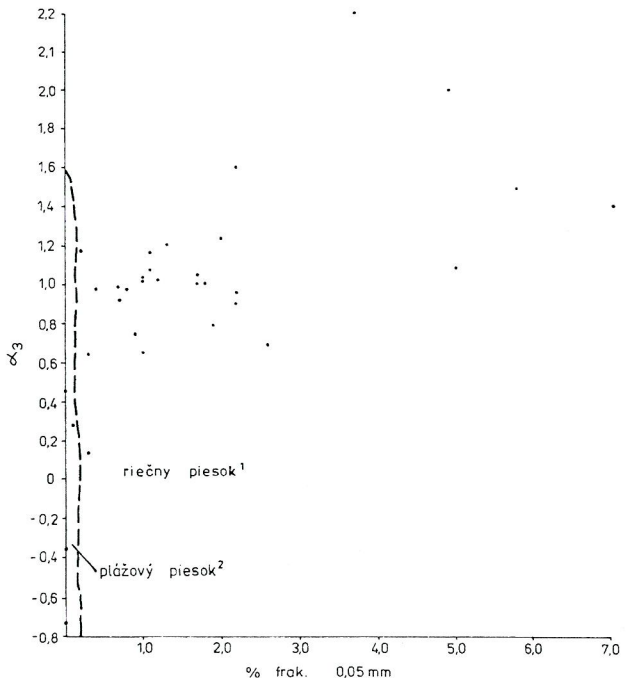
Všeobecne možno konštatovať, že prúdenie generujúce veľké pieskové duny jalovských vrstiev malo v Cerovej vrchovine severný smer. Na S predpokladáme pobrežie panvy resp. zálivu (pozri aj Hámor et al., 1988, mapa 2). Aj O. Sztanóová, ktorá študovala ekvivalenty jalovských vrstiev v severnom Maďarsku, podľa azimutu šikmého zvrstvenia konštatovala prúdenie generálne na S, a to pozdĺžne alebo mierne koso na predpokladaný východný okraj panvy. Tento okraj stotožňuje s dnešnou líniou či tektonickou darnóskou zónou a vo vrchovine Darnó vidí zdrojovú oblasť hruboklastického materiálu v piesčitých dunách jalovských vrstiev.

Pohľad z Cerovej vrchoviny a zo severného Maďarska evokuje dvojakú interpretáciu smeru prúdov vzdúvania, ktorých vplyv na genézu veľkých piesčitých dún sa pripúšťa na obidvoch stranách. Ukazuje sa, že v Cerovej vrchovine prúdenie smerovalo na S, t. j. na pobrežie, pevninu, čiže išlo o prílivové prúdenie. Sztanóová vychádza zo štúdia v odkryvoch v severnom Maďarsku a predpokladá cyklické prúdenie v prevažne uzavretom morskom zálive, do ktorého príliv vnikal po západnej a odliv prebieha po východnej strane zálivu. Otvorené more, odkiaľ príliv prichádzal a kam sa odliv vracal, bolo na SV. V tomto modeli prílivové prúdy formovali piesčité pieskovcové telesá Budafoku,




**Obr. 86.** Graf vzájomného vzťahu strmosti krivky zrnitosti ($\alpha_3$) a štandardnej odchýlky (triedenie $\sigma$).

**Fig. 86.** Relationship between the steepness of sorting curve ($\alpha_3$) and standard deviation (sorting $\sigma$). 1 – beach sand, 2 – river sand.




**Obr. 87.** Graf vzájomného vzťahu strmosti krivky zrnitosti ($\alpha_3$) k percentuálnemu zastúpeniu frakcie < 0,05 mm.

**Fig. 87.** Relationship between steepness of sorting curve ($\alpha_3$) and the percentage of the fraction < 0.05 mm. 1 – river sand, 2 – beach sand.

v ktorých prevláda šikmé zvrstvenie s azimutom na J. Veľké piesčité duny s generálnym azimutom na sever mali formovať odlivové prúdy, ktoré boli alebo silnejšie ako prílivové, alebo transportovali viac materiálu, lebo šikmé zvrstvenie je väčšie ako v pieskovcových telesách Budafoku.

Jalovské vrstvy vznikali v dynamickom prostredí pri značnej sile prúdu. Pozitívne gradačné zvrstvenie vrstiev vo zväzkoch upozorňuje na ochabovanie intenzity prúdenia pri ukladaní jednej vrstvy zväzku.

Piesčité duny s korytovitým tvarom bazálneho šva (šikmé zvrstvenie typu π resp. *festoon cross-bedding*) mali jazykovitý (lingvoidný) tvar. Piesčité duny s planárnym bazálnym švom boli pretiahnuté v smere kolmom na smer prúdu a ich chrbty boli priame. Vznikli pri relatívne slabšom prúdení ako jazykovité duny.

Smer prúdenia vo väčšine prípadov, keď sa dal merať azimut na väčšom počte zväzkov na tej istej lokalite, je zväčša unimodálny alebo s výraznou prevahou prúdenia v jednom smere, kým odchýlky menšie ako 70° na obidve strany od prevládajúceho azimutu sú bezvýznamné. Iba v jednom prípade sa paleoprúdy rozpadávajú na dve skupiny (Šiatorská Bukovinka). Hlavný azimut je na SSZ a druhý, len o málo menej významný, na SV.

Výsledky merania azimutu šikmého zvrstvenia poukazujú na jednosmerné prúdenie, ale pri väčšine recentných aj fosílnych pobreží so zrejmým účinkom vzdúvania sa popri prevládajúcich smeroch prúdenia sú aj opačné. Vo väčšine takýchto prostredí prúdové textúry vznikajú účinkom odlivu (prílivové prúdenie je príliš silné a neumožňuje sedimentáciu – prebieha vo vyššom prúdovom režime; Simons et al., 1965). Napr. sedimentárne textúry pobrežných sedimentov formovaných vzdúvaním, pri ktorých prevládajú paleoprúdy odlivu, zatiaľ čo sa textúry vzniknuté účinkom prílivu zachovali iba rudimentárne, z alpskej predhlbne vo Švajčiarsku opísal Homewood (1981), Homewood a Allen (1981), Allen a Homewood (1984). Opačný prípad, t. j. sedimentárne textúry uloženín fosílnych kanálov vzdúvania s prevahou textúr vzniknutých účinkom prílivu orientovaných koso na predpokladanú os pobrežného valu z toarku južného Anglicka, opísal Davies (1969).

### Oblasť otvoreného šelfu

V oblasti otvoreného šelfu vznikali **lipovianske pieskovce** (foto 29), ekvivalent pieskových vrstiev od Budafoku v severnom Maďarsku, a čakanovské vrstvy.



**Foto 29.** Typová lokalita lipovianskych pieskovcov, fiľakovské súvrstvie, egenburg. Rozpadavý pieskovec s guľovými pieskovcovými konkréciami. Opustená pieskovňa na J od Lipovian (chránený prírodný objekt). Foto D. Vass.

**Photo 29.** Lipovany Sandstone type locality, Fiľakovo Formation, Eggenburgian. Friable sandstone with spheroidal concretions of solid sandstone. Abandoned quarry south of the village Lipovany (protected natural object). Photo D. Vass.

Genetické znaky lipovianskych pieskovcov:

– Obsahujú jemnozrnnejší materiál ako jalovské vrstvy aj tachtianske pieskovce (porovnaj tab. 27 a 28).

– Obsahujú viac prachovej a ílovej prímesi.

– Častejšie sa v nich vyskytujú sedimenty granulometricky zodpovedajúce prachovcu.

– Sú horšie vytriedené ako jalovské vrstvy.

– Pieskovcové polohy sú zvrstvené, vyskytuje sa v nich aj prúdové zvrstvenie, ale šikmé zvrstvenie tvorí menšie zväzky ako v jalovských vrstvách (foto 10, 11).

– Uzatvárajú lavice pevného pieskovca, ale pravdepodobne inej genézy ako v tachtianskych pieskovcoch.

– Obsahujú hojnú makrofaunu (schránky mäkkýšov).

*Sedimentárna textúra lipovianskych pieskovcov.* Vrstvy sú zväčša zle odkryté, a preto sa nedá jednoznačne určiť typ a hojnosť zvrstvenia v nich. Výnimkou je odkryv na východnom okraji Mučína na pravej strane bezmenného potoka. Lipovianske pieskovce tu pripomínajú jalovské vrstvy, ale výška zväzkov šikmého zvrstvenia je podstatne menšia (od 4 do 30 cm). Šikmo zvrstvené pieskovcové telesá obsahujú veľa úlomkov aj celých schránok mäkkýšov.

Okrem zväzkov šikmého zvrstvenia možno rozlíšiť drobné vlnité zvrstvenie *(wavy bedding)* s hrúbkou zvlnených lamín do 0,5 cm a drobné čerinové alebo šošovkovité zvrstvenie s výškou čerín do 2,5 cm.

Pieskovec vo vrchnej časti odkryvu je relatívne pevnejší a zväzky šikmého zvrstvenia sú väčšie (okolo 30 cm).

### *Charakteristika a genetická interpretácia šikmého zvrstvenia lipovianskych pieskovcov*

Výška zväzkov kolíše od 4 do 30 cm a najčastejšia je od 4 do 15 cm, čiže ide o stredné až veľké zväzky, ale zväzky patriace do kategórie veľkých sú menšie ako v jalovských vrstvách.

– Prevládajúcim litotypom vo zväzkoch šikmého zvrstvenia na mučínskej lokalite je rozpadavý pieskovec, ktorý sa vo zväzkoch strieda s laminkami siltovca alebo jemnozrnnejšieho pieskovca. Jemnozrnné laminky sú pevnejšie stmelené a majú svetlejšiu farbu.

– Laminy vo vnútri zväzkov majú tangenciálny tvar.

– Sklon lamín šikmého zvrstvenia kolíše od 10 do 30°, najčastejšie od 5 do 20°.

– Zväzky sú zväčša šošovkovitého tvaru a šošovky sú veľké od 0,5 do 2 m.

– Bazálne švy sú ostré, erozívne, korytovitého tvaru.

– Bazálnu časť zväzku vo väčšine prípadov tvorí pelitický sediment hrubý približne 1,0 cm. Vypĺňa aj korytá (zrejme pôvodných čerín resp. megačerín) a je hrubý až 7,0 cm. V niektorých prípadoch tvorí bázu zväzku piesčitý sediment a celkom ojedinelé aj veľmi drobný štrk.

– Laminy väčšiny zväzkov sa skláňajú na S, SSZ alebo na SSV, niekoľkých na SV alebo na Z a v jednom prípade na J. Prevládajúci smer transportu bol teda na S a vedľajší na SV resp. na Z (príl. 5).

V spodnej časti mučínskeho odkryvu je veľmi drobný štrk z obliakov veľkých od 2 do 5 mm.

Podľa tvaru a stavby zväzkov šikmého zvrstvenia možno usudzovať, že pôvodnými prúdovými textúrami boli malé čeriny a megačeriny alebo malé pieskové vlny. Malým čerinám zodpovedá necelých 30 % z meraných zväzkov (výška 4–5 cm) a zvyšok patrí do skupiny megačerín, ale boli z kategórie malých megačerín s výškou do 15 cm (okolo 60 % z meraných zväzkov).

Tvar lamín (tangenciálny), zväzkov (šošovkovitý) a bazálne švy zväzkov (korytovité) naznačujú, že megačeriny aj mikročeriny mali jazykovitý tvar, a teda nepredstavovali čeriny s dlhými súvislými a priamymi chrbtmi. Zväzky s výškou zväzkov okolo 30 cm pravdepodobne predstavovali malé jazykovité duny. Takýto typ šikmého zvrstvenia sa vyskytuje v sedimentoch rozličného subakválneho prostredia vrátane piesčitých intertidálnych plošín a subtidálneho šelfu.

Nerovnako veľké šikmé zvrstvenie vznikalo ako výsledok nerovnakej intenzity prúdenia, ale nie je vylúčené, že prúdenie bolo viac-menej rovnomerné, a tak sa z jemnozrnnejšieho materiálu formovali malé a z hrubšieho veľké čeriny (Reineck a Singh, 1973).

Čerinové, vlnité a šošovkovité zvrstvenie je časté v subakválnom prostredí vrátane intertidálnych plošín a šelfu pred pobrežnými valmi.

Predpoklad vzniku na plytkom šelfe podporujú aj štruktúrne vlastnosti pieskovca lipovianskych vrstiev. Je jemnozrnnejší ako sedimenty piesčitých dún (jalovské vrstvy) aj ako transgresívne piesčité sedimenty (tachtianske pieskovce; porovnaj tab. 18, 27, 28). Je dodržaná normálna postupnosť zrnitostných zmien príbrežných sedimentov, čiže jemné sedimenty vznikajú v hlbšom a od pobrežia vzdialenejšom prostredí a naopak. Na relatívne hlbokovodnejšie prostredie vzniku, v ktorom boli obmedzené účinky vlnenia, resp. kam vlnenie nezasahovalo, poukazuje aj horší stupeň vytriedenia sedimentov.

Zvrstvenie lipovianskych pieskovcov – najmä prúdové textúry – poukazuje na dynamiku prostredia vzniku. Niektoré merania naznačujú bipolárnu orientáciu prúdových textúr, ale jeden smer je prevládajúci. Bipolárnosť prúdových textúr možno vysvetliť ako výsledok vzdúvania (príliv – odliv). Dominantná orientácia azimutov je približne kolmo na predpokladaný priebeh pobrežia. Na iných miestach azimut šikmého zvrstvenia ukazuje na prevahu jednosmerného prúdenia.

Lavice pevného pieskovca, ktoré sa miestami v lipovianskych pieskovcoch vyskytujú, sa pravdepodobne tvorili za iných podmienok ako v tachtianskych pieskovcoch. Vznikli epigeneticky, lebo súčet objemu dutín vyplnených tmelom, základnou hmotou a nevyplnených dutín vo väčšine analyzovaných vzoriek neprekračuje 30 %, a teda zapĺňanie pórov pieskovca karbonatickým tmelom nasledovalo po diagenetickom stlačení sedimentu. Cementácia lavíc karbonatickým tmelom nebola predurčená predchádzajúcim premytím sedimentu a vyplavením ílovej frakcie ako v prípade tachtianskych pieskovcov, pretože niektoré pieskovcové vrstvy obsahujú vysoký podiel základnej hmoty. Možno teda usudzovať, že fenomény, ktoré periodicky spôsobovali

premývanie sedimentu na dne (napr. búrkové vlnenie), boli v prostredí vzniku lipovianskych pieskovcov zriedkavejšie alebo menej účinné ako v prostredí, v ktorom sa tvorili tachtianske pieskovce. Tým sa nepriamo potvrdzuje predpoklad o relatívne hlbokovodnejšom prostredí vzniku lipovianskych pieskovcov.

V lipovianskych pieskovcových vrstvách je hojná morská fauna. Je v nich najpočetnejšie a najpestrejšie spoločenstvo mäkkýšov z celého sedimentárneho komplexu oligocénnych a spodnomiocénnych sedimentov Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Zhruba ide o tri typy výskytu: schránky rozptýlené v sedimente, schránky tvoriace lumachelové polohy a o zväčša podrvené schránky tvoriace súčasť sedimentu s prúdovou textúrou.

Biotop fauny podrobne analyzovala a paleoekologicky zhodnotila Ondrejičková (1972). Pektenidy, glycimeridy a ďalší zástupcovia vagilného, sesílneho a pseudosesílneho bentosu poukazujú na morské prostredie – infralitorálnu zónu s normálnou salinitou, s teplou, dostatočne presvetlenou a okysličenou vodou s dostatkom živín. V infralitorálnej zóne sú najlepšie fyzikálnochemické podmienky na život.

Schránky mäkkýšov majú spravidla znaky mechanického poškodenia a opracovania, ale nejednotnú smerovú orientáciu, čo svedčí o ich posmrtnom premiestnení, hoci väčšina skamenelín sa pravdepodobne nachádza neďaleko od miesta, kde organizmy pôvodne žili (povrchový odkryv pri Lipovanoch, Rapovciach, Čakanovciach, Panických Dravciach, na S od Jelšovca a i.).

O niektorých lumachelových nahromadeniach schránok mäkkýšov možno predpokladať, že odumreté schránky pobrežné prúdy premiestnili z rozličných hĺbkových pásiem mora do priehlbín na pobrežných plytčinách, kde potom fosilizovali (lokalita pri Lipovanoch).

Zlepencové polohy so schránkami mäkkýšov vytriedenými podľa veľkosti mohli vzniknúť účinkom vysokoenergických udalostí – búrok – a predstavujú tempestity (Kalonda).

Lumachely môžu predstavovať aj lumachelové vápence otvoreného mora *(offshore coquina banks)*, ktoré Homewood a Allen (1981) umiestňujú medzi najexternejšie sedimentárne útvary pobreží s významným uplatnením energie vzdúvania (prílivu).

Spoločenstvo foraminifer je hlbokovodnejšie ako spoločenstvo tachtianskych pieskovcov s nárokom na hĺbku 20–100 m a dobrú prekysličenosť prostredia. Vo vrte LKŠ-1 pri samote Hámor v jz. časti Lučenskej kotliny sa popri spoločenstvách požadujúcich hĺbku mora 50–100 m zistili aj relatívne hlbokovodnejšie spoločenstvá s optimálnou hĺbkou vodného prostredia vyše 100 m (Šutovská, 1990).

Z analýzy sedimentárnych textúr a biotopu fauny možno urobiť záver, že lipovianske pieskovce vznikali na plytkom šelfe v prostredí, ktorého dynamiku kontrolovalo prúdenie vzdúvania s občasnými intervenciami búrok.

**Čakanovské vrstvy** sú relatívne najhlbokovodnejšie sedimenty fiľakovského súvrstvia a majú tieto genetické znaky: šlírový habitus (sú najjemnozrnnejším vrstvovým členom fiľakovského súvrstvia), neprítomnosť prúdových sedimentárnych textúr a hojný výskyt morskej fauny.

Ich štruktúrne vlastnosti potvrdzujú, že sú relatívne najhlbokovodnejším litotypom fiľakovského súvrstvia, čo popri šlírovom habite sedimentov dokumentujú aj ich nasledujúce štruktúrne vlastnosti:

– Majú najvyšší podiel prachovcov zo všetkých členov fiľakovského súvrstvia. Pomer prachovcov a pieskovcov je 1 : 1, kým v jalovských vrstvách prachovce prakticky chýbajú a v tachtianskych pieskovcoch je zanedbateľný (213 : 4, t. j. 1,8 %) a v lipovianskych 42 : 5, t. j. 12 %.

– Pieskovec čakanovských vrstiev má najnižší podiel pieskovej, najvyšší prachovej a ílovej frakcie, ako aj najnižší stredný moment zrnitosti vyjadrený v mm resp. najväčšie hodnoty Xϕ (tab. 31). Horšie vytriedenie ako pieskovce čakanovských vrstiev majú iba pieskovce so šlírovým habitom v tachtianskych pieskovcových polohách.

Mimoriadne vysoký podiel prachovcových polôh ukazuje, že čakanovské vrstvy mohli vzniknúť v hlbokovodnejšom prostredí alebo ďalej od pobrežia ako lipovianske pieskovce. Neprítomnosť prúdových textúr a nevýrazná laminácia, ktorú možno v sedimente bežne pozorovať, potvrdzuje predpoklad hlbšieho prostredia vzniku. V každom prípade to bolo prostredie, v ktorom sa pri dne neuplatňovalo prúdenie a na dno nezasahovalo ani vlnenie.

Hojná morská bentózna makrofauna sa skladá z druhov alebo rodov s tenkostennou schránkou (schránky sú tenšie ako sú fauny lipovianskych pieskovcov). Pokojné prostredie pri dne bez intervencie prúdenia potvrdzuje fakt, že obidve schránky lastúrnikov často zostali spojené. Schránky mäkkýšov sa teda mechanicky nepremiestňovali a sú na mieste, kde pôvodne organizmy žili. Fauna poukazuje na morské prostredie s normálnou salinitou, ktoré bolo dobre prevzdušňované a presvetlené (Ondrejičková, 1972). Presvetlenosť prostredia potvrdzuje, že chýbalo prúdenie pri dne a vlnenie dno nedosahovalo. Vodná masa nad dnom však bola v pohybe, bola dostatočne prekysličená a bol dostatočný prísun potravy. Foraminifery majú podobné nároky na hĺbku morského prostredia ako foraminifery z lipovianskych pieskovcov (Šutovská, 1990).

Vzájomný priestorový vzťah lipovianskych pieskovcov a čakanovských vrstiev – obidve litofácie sa laterálne aj vertikálne prstovite prelínajú – naznačuje morskú transgresiu s občasným prehĺbením prostredia. V hlbšom prostredí vznikali čakanovské vrstvy.

Vzájomný vzťah všetkých štyroch základných fácií fiľakovského súvrstvia možno v súlade so Sztanóovou (1992, 1994) interpretovať ako dva megacykly. Spodný, zodpovedajúci globálnemu cyklu TB 1.5, v ktorom transgresívne štádium predstavujú tachtianske pieskovce a regresívne prograduje hrubozrnnejšie jalovské vrstvy. Ožívanie transgresie a nástup nového globálneho cyklu TB 2.1 predstavujú lipovianske pieskovce. Kulminačným štádiom sú čakanovské vrstvy, ktoré možno stotožniť s vrchným cyklom pétervásárskych pieskovcov v severnom Maďarsku, ako ho definovala Sztanóová. Reálnosť tejto korelácie umocňujú polohy bentonitu, bentonitizovaného tufu (okolie

Pétervásáry – vrchný cyklus pétervásárskych pieskovcov) resp. polohy tufu až tufitu v lipovianskych pieskovcoch, ktorých rádiometrický vek je 20,4 mil. rokov. Regresívne sedimenty – progradujúce pieskovce s veľkým šikmým zvrstvením vrchného sedimentačného cyklu – sa na rozdiel od severného Maďarska v Cerovej vrchovine pravdepodobne nezachovali alebo ich reprezentuje vrchná časť jalovských vrstiev. V jz. časti Lučenskej kotliny sú regresívnymi progradujúcimi sedimentmi sedimenty štrkovej delty (jelšovské vrstvy).

Cerová vrchovina a Lučenská kotlina sa rozprestierajú na príliš malom území, aby sa na ňom mohli riešiť širšie paleogeografické súvislosti pri vzniku fiľakovského súvrstvia. Jasnejší paleogeografický obraz vznikne, ak sa do úvahy vezmú aj pétervásárske pieskovcové a pieskové polohy od Budafoku v severnom Maďarsku.

Sedimentologická analýza pétervásárskych pieskovcov, ako aj zreteľne širšie paleogeografické súvislosti v rámci Paratetydy viedli Sztanóovú (Sztanó, 1994) k nasledujúcej paleogeografickej rekonštrukcii.

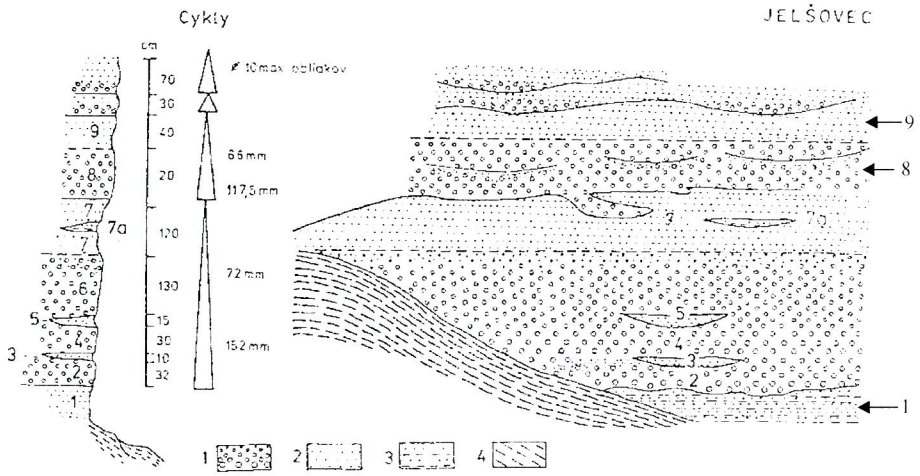
Pétervásárske pieskovce aj fiľakovské súvrstvie sedimentovali v rozsiahlom morskom zálive (severomaďarský záliv), ktorý komunikoval s otvoreným morom vo vtedajšej čelnej priehlbine Karpát cez východoslovenskú panvu, cez vnútrohorské kotliny a územie zakryté stredoslovenskými neovulkanitmi (obr. 96) a na J bol uzavretý. Takúto predstavu podporuje distribúcia fácií pétervásárskych pieskovcov, ktorých základné fácie sú usporiadané v pruhoch pozdĺž predpokladaného jv. a sz. resp. východného a západného okraja severomaďarského zálivu tak, že pri pobrežiach sú plytkovodnejšie a v centre relatívne najhlbokovodnejšie fácie (obr. 97). Model je impresívny, ale aplikácia na fiľakovské súvrstvie nie je jednoznačná (príl. 4). Na lokálnej distribúcii fácií nevidieť zonalitu kontrolovanú predpokladanými brehmi zálivu a distribúcia najhlbokovodnejšej fácie – čakanovských vrstiev – naznačuje vyklinovanie na S a SV. Na druhej strane novozistený výskyt egenburských morských sedimentov v sv. cípe Rimavskej kotliny v Gemerskej Panici spolu s paleogeografickou predstavou o pôvodnej distribúcii fiľakovského súvrstvia v Rimavskej kotline (Vass a Elečko et al., 1989) naznačujú možnosť spojenia severomaďarského zálivu s východoslovenskou panvou (Halásová et al., 1996) cez relatívne mlado vynorený Slovenský kras a Spišsko-gemerské rudohorie (príp. aj cez Moldavskú kotlinu, hoci v nej sa egenburg nezistil).

Vylúčiť nemožno ani komunikáciu severomaďarského zálivu s egenburským sedimentačným priestorom v Hornonitrianskej i Bánovskej kotline a na strednom Považí (morský koridor 2b na obr. 96). Na túto možnosť poukazujú nálezy morských egenburských sedimentov vo vrtoch v okolí Horných Strhár, Červenian a Veľkého Lomu. Epifytické a cibicidoidové foraminifery v týchto sedimentoch sú veľké a majú faciálnu afinitu k egenburským spoločenstvám zo stredného Považia resp. z oblasti Vtáčnika. To poukazuje na možnosť morského koridoru vedúceho naprieč dnešnou oblasťou stredoslovenských neovulkanitov spájajúcich alpsko-karpatskú čelnú priehlbinu, Viedenskú panvu, stredné Považie, Bánovskú a Hornonitriansku kotlinu so severomaďarským morským zálivom (Šutovská-Holcová, písomná správa).

### Deltová oblasť

Reprezentantom deltového prostredia vo fiľakovskom súvrství sú jelšovské zlepence a spevnené pieskovce. Sú rozšírené na malom území na SV od Jelšovca a ich genetickú interpretáciu popri zakrytosti terénu komplikuje fakt, že v ich nadloží sú ďalšie dva mladšie štrkové horizonty – štrkové vrstvy bukovinského a poltárskeho súvrstvia. Ich štrk sa od štrku mladšieho bukovinského súvrstvia odlišuje výskytom obliakov mezozoických karbonátov a čiernych silicitov s numulitmi (tab. 33).

Sedimenty deltového prostredia možno stotožniť s denudačným reliktom sedimentov tretieho štádia cyklu fluktuácie morskej hladiny. Prevládajúcim litotypom deltových uložení je rozpadavý zlepenec s polohami piesku až rozpadavého pieskovca. Sedimenty majú cyklické usporiadanie. Hranice medzi cyklami sú erózne, ostré a nerovné.



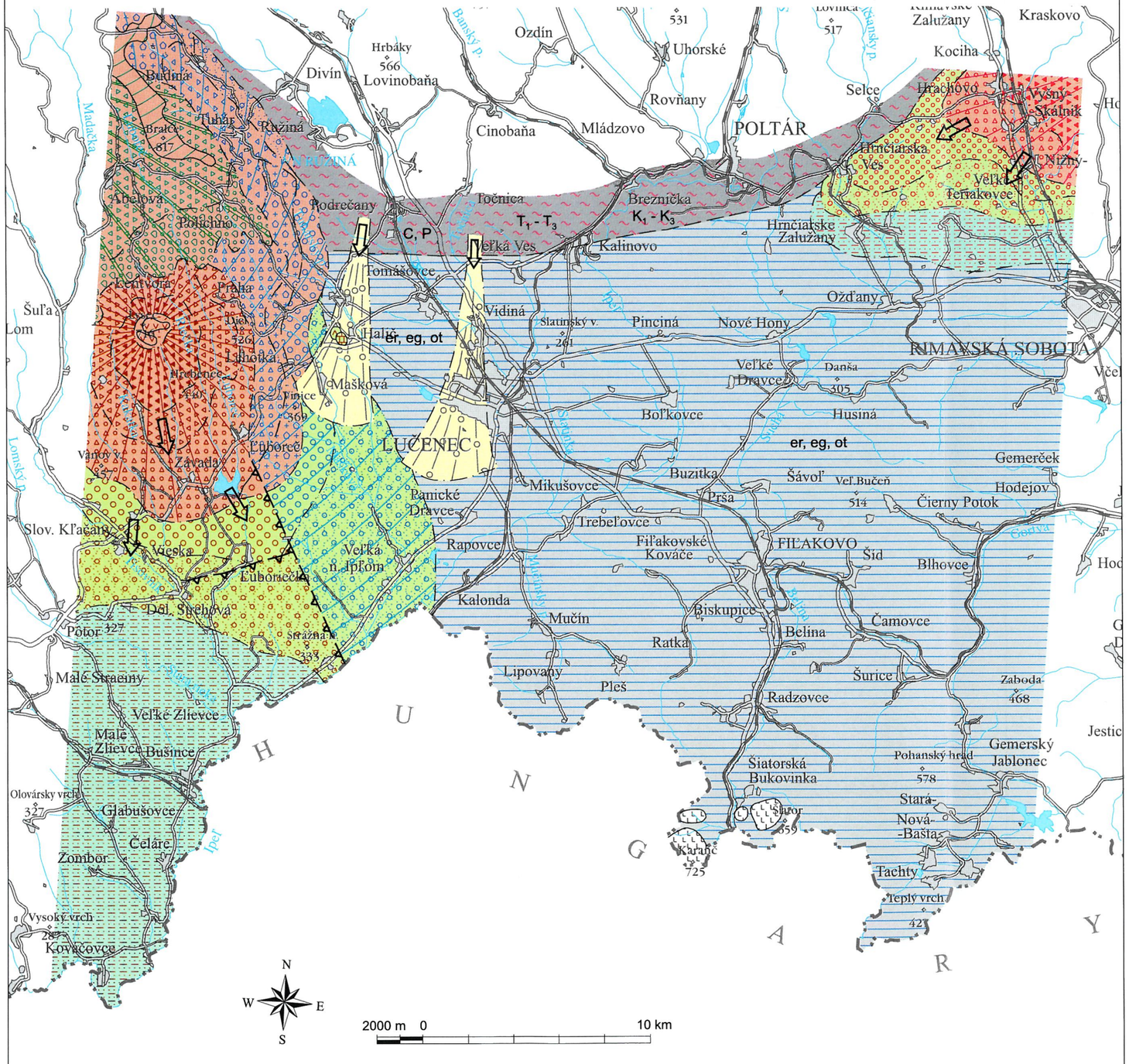

**Obr. 88.** Profil jelšovských zlepencov (odkryv pri Jelšovci). 1 – štrk, 2 – piesok, 3 – siltový piesok, 4 – sutina.

**Fig. 88.** Schematic section through the Jelšovec Conglomerate (outcrop near the Jelšovec village). 1 – gravel, 2 – sand, 3 – silty sand, 4 – debris.

# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA STREDNÉHO BÁDENU AŽ SPODNÉHO SARMATU

## VÝVOJ STRATOVULKÁNU JAVORIA, VULKÁNU LYSEC A VEPORSKÉHO STRATOVULKÁNU LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autor: V. Konečný, 2001




PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI

OBLASTI DENUDÁCIE A ERÓZIE

1 predpokladaný plochý reliéf

2 predpokladaný strmý reliéf

OBLASTI SEDIMENTÁCIE

3 fluviálne sedimenty predpokladaných výplavových kužeľov

4 kontinentálne prostredie

5 fluviálnolimnické prostredie

6 limnické prostredie

LITOLÓGIA A VEK HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI (predvulkanické podložie)

7 sedimenty spodného miocénu (er – eger, eg – egenburg, ot – otnang)

8 oblasť budovaná metamorfitmi a sedimentmi (C – karbón, P – perm, $T_{1-3}$ – spodný až vrchný trias, $K_{1-3}$ – spodná až vrchná krieda)

Spodnobádenské intrúzie

9 starší intruzívny komplex hyperstenicko-amfibolického andezitu s granátom – šiatorský intruzívny komplex

LITOFÁCIE VULKANICKÝCH HORNÍN

Spodný sarmat

Vrchná stavba stratovulkánu Javoria

10 a) lávový prúd
b) hrubá epiklastická vulkanická brekcia proximálnej vulkanickej zóny
c) hrubá až bloková epiklastická vulkanická brekcia – konglomerát

Stredný až vrchný báden

Vulkán Lysec

Oblasť vulkanického centra

11 a) intrúzie amfibolického andezitu
b) extruzívna brekcia
c) oblasť kužeľa s prevahou pyroklastík
d) hrubá až bloková epiklastická vulkanická brekcia proximálnej zóny
e) epiklastická vulkanická brekcia – konglomeráty
f) hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty pri úpätí vulkanického svahu
g) epiklastický vulkanický pieskovec a štrk
h) epiklastický vulkanický pieskovec so siltovcovými polohami

12 a) extrúzia amfibolického andezitu pri Haliči
b) vysunutý blok mezozoika

Stredný až spodný báden

Spodná stavba stratovulkánu Javoria

13 a) hrubá až blokovitá epiklastická vulkanická brekcia
b) epiklastická vulkanická brekcia – konglomerát
c) chaotická brekcia pyroklastických prúdov
d) hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty pri úpätí vulkanického svahu
e) epiklastický vulkanický pieskovec a štrk

Spodný až stredný báden

Veporský vulkán (pokoradzské súvrstvie)

14 a) pyroklastická a epiklastická vulkanická brekcia
b) epiklastická vulkanická brekcia – konglomeráty
c) epiklastické vulkanické konglomeráty
d) epiklastický vulkanický pieskovec a štrk
e) epiklastický vulkanický pieskovec s vložkami siltovca

OSTATNÉ SYMBOLY

15 predpokladaná erózna hranica

16 predpokladané hranice vulkanickosedimentárnych fácií

17 litologická hranica

18 zlomový systém vymedzujúci strhársko-trenčskú depresiu

19 predpokladaný smer znosu klastického materiálu

**Supplement 9**

**PALEOGEOGRAPHIC MAP OF MIDDLE BADENIAN TO LOWER SARMATIAN**
Evolution of Javorie stratovolcano, Lysec volcano and Vepor stratovolcano
Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland (western part)

PALEOGEOGRAPHIC AREAS: AREAS OF DENUDATION AND EROSION
1 – flat relief assumed
2 – steep relief assumed
AREAS OF SEDIMENTATION
3 – fluvial sediments of alluvial fan assumed
4 – continental terrestric environment
5 – fluvial-limnic environment
6 – limnic environment
LITHOLOGY AND AGE OF ROCKS IN THE SOURCE AREA (pre-volcanic underlier)
7 – Lower Miocene sediments (er – Egerian, eg – Eggenburgian, ot – Ottnangian)
8 – areas of metamorphites and Paleozoic–Mesozoic sediments (C – Carboniferous, P – Permian, $T_{1-3}$ – Lower and Upper Triassic, $K_{1-3}$ – Lower and Upper Cretaceous)
*Lower Badenian intrusions*
9 – intrusive complex of hypersthene–hornblende andesite with garnet (laccoliths) – Šiator intrusive Complex
LITHOFACIES OF VOLCANIC ROCKS
*Lower Sarmatian*
*Upper stratovolcanic structure of Javorie stratovolcano*
10a – lava flow
10b – coarse epiclastic volcanic breccia of proximal volcanic zone
10c – coarse to blocky epiclastic volcanic breccia – conglomerate
*Middle to Upper Badenian*
*Lysec volcano*
*Central volcanic zone*
11a – intrusion of hornblende andesite
11b – extrusive breccia
11c – volcanic cone with dominancy of pyroclastic rocks
11d – coarse to blocky epiclastic volcanic breccia of proximal volcanic zone
11e – epiclastic volcanic breccia – conglomerate
11f – coarse epiclastic volcanic conglomerate at foot of volcanic slope
11g – epiclastic volcanic sandstone and gravel
11h – epiclastic volcanic sandstone with interbeds of siltstone
12a – extrusion of hornblende andesite at Halič village
12b – uprised block of Mesozoic rocks
*Middle and Upper Badenian*
*Lower structure of Javorie stratovolcano*
13a – coarse to blocky epiclastic volcanic breccia
13b – epiclastic volcanic breccia – conglomerate
13c – chaotic breccia of pyroclastic flows
13d – coarse epiclastic conglomerate at foots of volcanic slope
13e – epiclastic volcanic sandstone and gravel
*Lower-Middle Badenian*
*Vepor volcano (Pokoradza Formation)*
14a – pyroclastic and epiclastic volcanic breccia
14b – epiclastic volcanic breccia – conglomerate
14c – epiclastic volcanic conglomerate
14d – epiclastic volcanic sandstone and gravel
14e – epiclastic volcanic sandstones with interbeds of siltstones
OTHER SYMBOLS
15 – assumed margins of erosion
16 – assumed margins of volcanosedimentary facies
17 – lithological boundary
18 – fault system limiting the Horné Strháre–Trenč graben
19 – assumed direction of clastic material transport

V štrkovni pri Jelšovci možno pozorovať aspoň štyri sedimentačné cykly (obr. 88, foto 12) hrubé od 0,3 do 3,37 m. V ich rámci je pozorovateľná pozitívna gradácia. Zmenšuje sa aj veľkosť obliakov v cykloch zdola nahor (napr. priemer z desiatich najväčších obliakov v spodnej časti najspodnejšieho cyklu je 152 mm, vo vrchnej 72 mm, ale v nasledujúcom cykle iba 117,5 a 66 mm). V spodnom cykle klesá stredné zrno (Md) v pieskovcových polohách od 0,48 po 0,10 mm. Možno pozorovať aj erózne korytá, ktorých výplň zodpovedá čiastkovým cyklom. Šírka korýt varíruje od 1,2 do 3 m a hĺbka od 0,14 do 0,8 m. Vo výplni korýt sú pozorovateľné náznaky šikmého zvrstvenia, imbrikácia obliakov alebo gradácia.

Zlepencové obliaky sú zväčša imbrikované a plochy AB obliakov prevažne sklonené na J až JV spravidla pod uhlom väčším ako 16° (96,6 % imbrikovaných obliakov má sklon plochy AB > 16°). Podľa Caileuxa (1945) sa väčšina obliakov v riekach skláňa pod uhlom 16–30°. Dlhé osi prevažnej väčšiny obliakov (90,4 %) sú orientované kolmo na sklon plochy AB, čo poukazuje na transport obliakov rolovaním.

Na hodnotenie genézy jelšovských zlepencov sme použili tvarové parametre obliakov, ktoré umožňujú odlíšiť obliaky opracované na pláži od obliakov opracovaných v riečnom prostredí. Podľa Dobkinsa a Folka (1970) obliaky opracované v riečnom prostredí majú bez ohľadu na petrografické zloženie vyššiu sféricitu ako 0,650. V prípade jelšovských zlepencov až 83,0 % kremenných obliakov triedy 16–32 mm, 77 % obliakov triedy 32–64 mm a 51 % vápencových obliakov triedy 32–64 mm má vyššiu sféricitu ako 0,650.

Maximum indexu zaoblenia kremenných obliakov triedy 32–64 mm je v rozpätí 200–250 (druhé maximum od 400 do 450) a priemerná hodnota 333,82. Dobre opracovaných obliakov s Ro > 500 je 10 % a zle opracované s Ro < 10 sa nevyskytujú. Vápencové obliaky sú zaoblenejšie. Maximum indexu zaoblenia je 350–550, priemerná hodnota 465,23, 41 % obliakov je dobre zaoblených a zle opracované sa nevyskytujú. Podľa Tricarta (1960) takéto zaoblenie majú plážové obliaky alebo obliaky v riekach miernej klímy.

Podľa Dobkinsa a Folka (1970) obliaky zaoblené v riečnom prostredí majú priemernú hodnotu Ro od 300 do 400. Kremenné obliaky v jelšovských zlepencoch toto kritérium spĺňajú. Vápencové obliaky sú zaoblené lepšie.

Podľa celkového tvaru obliakov, posudzovaného podľa Lenk-Chevitcha (1959), prevažujú obliaky riečneho tvaru nad obliakmi plážového tvaru, a to pri kremenných obliakoch triedy 16–32 mm v pomere 80 : 20, pri väčších kremenných obliakoch (trieda 32–64 mm) v pomere 75 : 25 a pri vápencových obliakoch triedy 32–64 mm v pomere 87,8 : 12,2.

Vzťah zaoblenia Ro a elongácie (E1) sa porovnával so štandardným diagramom Samesa (1966). Priemety obliakov kremeňa z jelšovských zlepencov sa koncentrovali v poli riečneho štrku.

Sféricita obliakov s rastom veľkosti klesá. Nepriamo úmerný vzťah svedčí o relatívne vyššej energii prostredia, v ktorom sa obliaky zaobľovali.

Index OP (*oblate-prolate index;* Dobkins a Folk, 1970) umožňuje rozlišovať riečne obliaky od plážových tak, že pri riečnych sa hodnota indexu pohybuje od –1 až do +5. Kremenné obliaky jelšovských zlepencov majú priemerný index OP 0,145 resp. 0,094 a vápencové 0,49, čo potvrdzuje opracovanie v riečnom prostredí. K podobným záverom vedie aj porovnanie indexu OP a sféricity. Na diskriminačnom grafe Dobkinsa a Folka vzťahu týchto dvoch parametrov sa jelšovské zlepence premietajú do poľa obliakov opracovaných v riečnom prostredí.

Piesčité polohy sú v niektorých prípadoch šikmo zvrstvené. Ide o šikmé zvrstvenie typu Q, t. j. osamelé korytovité šikmé zvrstvenie (Allen, 1963). Takýto typ šikmého zvrstvenia vzniká pri hĺbení a zapĺňaní malých korytovitých depresií a jeho formovanie sa pozorovalo na plážach. Šikmé zvrstvenie θ sa podobá zvrstveniu π (súbor šikmých zvrstvení korytovitého tvaru) a niektorí autori predpokladajú, že aj genéza a prostredie vzniku obidvoch zvrstvení môžu byť totožné. Šikmé zvrstvenie π bolo opísané z riečneho prostredia (Harms a Fahnestock, 1965) a z frontálnej časti riečnych delt (Coleman a Gagliano, 1965).

Súbor genetických textúrnych a štruktúrnych znakov poukazuje na opracovanie obliakového materiálu v riečnom prostredí, a to v koryte rieky. Detrit transportovaný riekou sedimentoval v plytkovodnom pobrežnom prostredí a formoval výnosový deltový kužeľ (delta s prevládajúcim vplyvom rieky – *river dominated delta*). Morské prostredie akumulácie deltového kužeľa potvrdzuje výskyt zvyškov morskej fauny (Čechovič, 1959), aj keď veľmi vzácny.

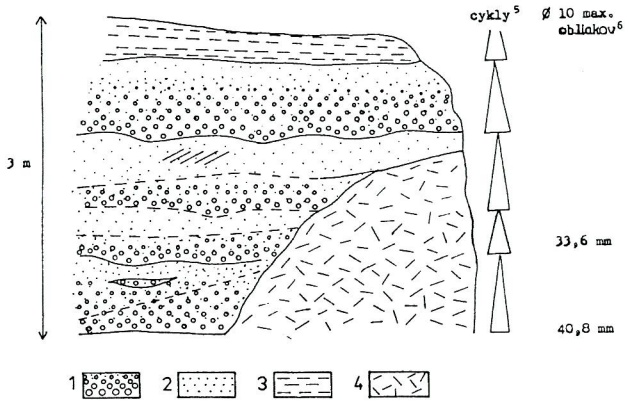
### *Znosové oblasti a klíma*

Riečny systém, ktorý sprostredkúval prínos materiálu zo S do panvy, sa – s výnimkou jelšovských zlepencov, ktoré predstavujú výnosový kužeľ riečnej delty – nezachoval. Sedimentologické znaky a tvarové parametre obliakov poukazujú na riečny transport zo S a SZ.

V znosovej oblasti na S od Lučenskej kotliny možno vyčleniť znosovú oblasť s predpokladaným plochým a znosovú oblasť s predpokladaným strmým reliéfom.

Plochý reliéf predpokladáme v severnej a sv. časti Lučenskej kotliny, ktorú budovali sedimenty lučenského súvrstvia. Táto oblasť sa na dotácii fiľakovského súvrstvia klastickým materiálom zúčastňovala iba v menšej miere alebo vôbec nie. Riečne toky cez ňu tranzitom prenášali „klastický" materiál zo S z veporského pásma alebo zo Slovenského krasu. Veporské pásmo bolo v egenburgu členitejšie ako v egeri, resp. znosová oblasť bola bližšie k panve. Usudzujeme tak preto, že fiľakovské súvrstvie je prevažne piesčité, kým lučenské prevažne prachovcové.

Na SZ od Lučenskej kotliny musela mať znosová oblasť strmší, členitejší reliéf, z ktorého riečny tok splavoval hrubý štrkový materiál do sz. časti kotliny, kde sa formoval výnosový deltový kužeľ jelšovských zlepencov.

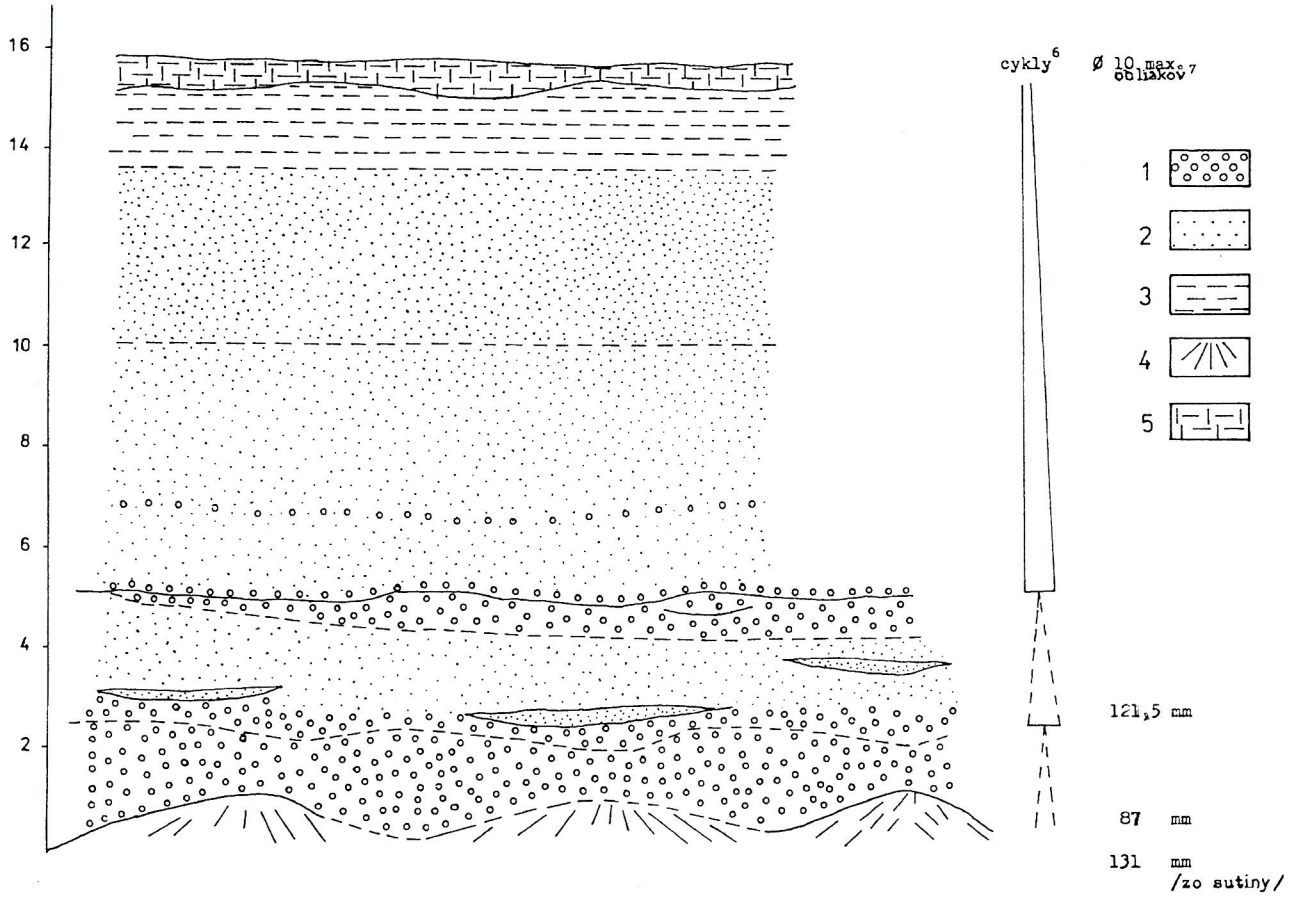



**Obr. 89.** Profil bukovinského súvrstvia na J od Lipovian. 1 – štrk, 2 – piesok, 3 – íl, 4 – sutina.
**Fig. 89.** Schematic section through the Bukovinka Formation, south of the Lipovany village. 1 – gravel, 2 – sand, 3 – clay, 4 – debris.

Zo štúdia obliakového materiálu vyplýva (obr. 13, tab. 33), že v znosovej oblasti musel vystupovať kremenec (spodný trias obalu veporika alebo hronika?), tmavý rohovcový vápenec (trias obalu veporika), kremitý porfýr (perm gemerika alebo veporika, spodné paleozoikum – gelnická skupina gemerika) a lydity (gelnická skupina). Okrem týchto prevažne paleozoických hornín resp. hornín mezozoického obalu veporika, ktoré na S od Lučenskej kotliny v znosovej oblasti jelšovských zlepencov vystupujú aj dnes, sa museli vyskytovať aj mezozoické karbonáty a sedimenty centrálneho karpatského paleogénu. Karbonáty v znosovej oblasti indikujú svetlý a ružovkastý vápenec. Paleogénne sedimenty v zlepenci reprezentuje rezistentný litotyp – čierny silicit s numulitmi, ktorého lutétsky vek na základe výskytu *Nummulites millecaput* stanovil Köhler (nepublikované).

Vysoko metamorfované horniny v znosovej oblasti prezrádza minerál andaluzit a distén zistené v spoločenstve ťažkých minerálov fiľakovského súvrstvia (Marková in Vass a Elečko et al., 1992; tab. 24, 29, 30, 32).

Klíma počas usadzovania fiľakovského súvrstvia sa po egerskom ochladení opäť otepľovala. V spektrách sporomorf v porovnaní so spektrami lučenského súvrstvia ustupujú arkto-terciérne prvky a rastie podiel tropicko-subtropických prvkov. Na príbrežných rovinách stromovitý porast tvorili zástupcovia rodu *Taxodium* a *Quercus* a čeľade *Nyssaceae* a *Sapotaceae*, močaristé miesta boli porastené krovinami *Myricaceae*, na pahorkatinách na miestach s väčšou nadmorskou výškou rástol ihličnatý les s viacerými druhmi rodu *Pinus* a s krovinatým porastom *Engelhardtia* (Planderová, 1990).




**Obr. 90.** Profil bukovinského súvrstvia. Odkryv Šiatorská Bukovinka-pieskovňa. 1 – štrk, 2 – piesok, 3 – íl, 4 – sutina, 5 – hlina.
**Fig. 90.** Schematic section through the Bukovinka Formation. Sand pit at Šiatorská Bukovinka. 1 – gravel, 2 – sand, 3 – clay, 4 – debris, 5 – loam.

*Tektonická aktivita a vulkanizmus*

Pri vzniku fiľakovského súvrstvia mohol byť aktívny rapovský zlom (dnešné hlavné rozšírenie súvrstvia je na poklesnutej kryhe tohto zlomu) a mučínsky zlom ako jeden z okrajových zlomov dačovolomskej prepadliny.

Obidva mohli mať na distribúciu súvrstvia popri syngenetickom aj epigenetický vplyv.

O aktivite ostatných zlomov pri sedimentácii fiľakovského súvrstvia niet veľa údajov. V priestore Nógrádszakál – Muľa na rapovský nadväzuje budínsky zlom (v zmysle Báldi a Nagymarosy, 1976). Obidva sú sv. smeru a zdá sa, že mali významnú horizontálnu zložku pohybu a zúčastňovali sa na otváraní panvy budínskeho paleogénu. Ich aktivita pokračovala aj v egenburgu, lebo na ne sa viaže výskyt budafockých (Báldi, 1986) a lipovianskych pieskovcov.

Na formovanie fiľakovského súvrstvia mohli mať vplyv aj zlomy sz. smeru, popri mučínskom aj fiľakovský, ale ten, zdá sa, ovplyvňuje dnešnú konfiguráciu fiľakovského súvrstvia najmä epigeneticky.

Pri usadzovaní fiľakovského súvrstvia bol aktívny vulkanizmus so vzdialenými centrami. Vulkanický materiál transportovaný vzduchom sa usadzoval v morskom prímorskom prostredí, a tak vznikol kyslý tuf a tufit, ktoré tvoria polohy v lipovianskych pieskovcoch a v čakanovských vrstvách. V severnom Maďarsku v okolí Pétervására a Istenmezeje sú polohy bentonitu, ktoré sú pravdepodobne laterálnymi ekvivalentmi tufových a tufitových polôh v lipovianskych pieskovcoch. Polohy bentonitov sú uprostred vrchného cyklu (sensu Sztanó, 1992).

## Paleogeografická rekonštrukcia bukovinského súvrstvia

Po usadení fiľakovského súvrstvia more z priestoru Lučenskej kotliny, Cerovej vrchoviny a z celého južného Slovenska, ako aj z celej panónskej oblasti ustúpilo. Príčinou bol zdvih ako prvá reakcia na aktivizáciu astenosféry vyvolanú predchádzajúcim (paleogén – začiatok miocénu) tektonickým únikom krustálnych fragmentov z Álp a Dinaríd do priestoru dnešných Karpát.

Po ústupe mora nastala erózia, ktorá okrem iného začala modelovať aj dnešný sz. okraj rozšírenia fiľakovského súvrstvia v Lučenskej kotline. Morská transgresia globálneho cyklu 3. radu TB 2.1, ktorá vystriedala regresiu po spodnom cykle fiľakovského súvrstvia, nemohla na súvekom tektonickom pozadí pokračovať. Nový lokálny transgresívny cyklus resp. jeho predtransgresívny prológ sa začal, keď sa vytvorili podmienky na riečnojazernú sedimentáciu, ktorá sformovala bukovinské súvrstvie.

Bukovinské súvrstvie tvoria sedimenty reprezentujúce rozličné riečne a jazernú fáciu. Riečne fácie sú rozšírené vo forme denudačných zvyškov vo vrcholových častiach pod bazaltmi Cerovej vrchoviny v okolí Mučína, Radzoviec, Šiatorskej Bukovinky a ďalej v západnej časti Lučenskej kotliny v okolí Jelšovca, na Z od Maškovej a v okolí Lupoče (príl. 5). Tieto sedimenty ležia aj v podloží mladších neogénnych sedimentov a vulkanitov Krupinskej planiny a zúčastňujú sa tam na zapĺňaní dačovolomskej prepadliny (Vass et al., 1979).

Hrúbka bukovinského súvrstvia kolíše od niekoľko desiatok metrov do približne 200 m. Najväčšia sa zistila v dačovolomskej prepadline vrtom EV-2 na V od Ľuboreči, ktorý overil súvrstvie hrubé 190 m, ale neprevŕtal ho. Južnejšie ho niekoľko vrtov prevŕtalo a z nich najväčšiu hrúbku overil vrt EV-1 na JZ od Veľkej nad Ipľom (162 m).

V Cerovej vrchovine súvrstvie vystupuje vo forme denudačných reliktov a najväčšiu hrúbku (120 m) má vo vrte ČL-2 pri Lipovanoch (obr. 59, 95). Predpokladáme, že hrúbka súvrstvia je pôvodná resp. blízka pôvodnej, pretože vo vrte LO-7, na J od Čakanoviec, súvrstvie (hrubé 107 m) leží pod sedimentmi salgótarjánskeho súvrstvia, a tak bolo pred eróziou uchránené. Z toho vychodí, že riečne fácie bukovinského súvrstvia mali menšiu hrúbku ako sedimenty jazerných fácií. Možno tiež konštatovať, že už pri sedimentácii bukovinského súvrstvia mala dačovolomská prepadlina väčšiu subsidenciu ako vysoké kryhy v jej východnom susedstve.

Prostredie sedimentácie bukovinského súvrstvia možno rozdeliť na riečne resp. prostredie dolinnej nivy a jazerné (príl. 5).

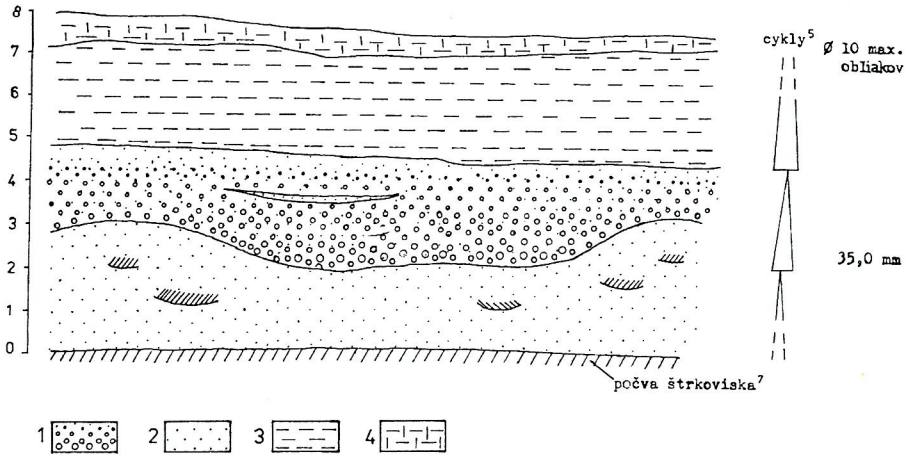
### Riečna oblasť (oblasť údolnej nivy)

Oblasť údolnej nivy tvorila oblasť resp. prostredie riečnych korýt, zákrutových nánosov *(point bars)*, agradačných valov, nivných jazier a nivných močiarov.

*Oblasť riečnych korýt, zákrutových nánosov, agradačných valov a nivných jazier.* Sedimenty tejto oblasti tvoria súbory cyklicky sa opakujúcich sedimentov, pričom úplný sedimentačný riečny cyklus tvorí štrk, piesok a íl. Na lokalite Lipovany sa identifikovalo päť cyklov (obr. 89). Pri štyroch spodných ide o cyklické opakovanie štrku, ktorý postupne prechádza do piesku. V každom z týchto cyklov možno pozorovať pozitívnu gradáciu. Nasadanie novej polohy štrku indikuje bázu nového cyklu. Švy medzi cyklami bývajú nezreteľné, ale priebeh bazálnej štrkovej polohy cyklu naznačuje, že bázy cyklov sú nerovné a že tam plnil istú úlohu rozmyv po usadení staršieho cyklu. Hrúbka cyklov je 0,5 až 1 m.

Piaty (neúplný) cyklus na lokalite Lipovany predstavuje piesčitý íl. Vyčleňujeme ho ako samostatný cyklus pre ostré obmedzenie voči podložnému cyklu. V zmysle Bersiera (1958 in Mc Duff et al., 1971) pravdepodobne ide o nerozvinutý cyklus, t. j. o laterálny okrajový ekvivalent normálneho cyklu, v ktorom ako výsledok laterálnych faciálnych zmien riečnych sedimentov chýbajú hrubozrnnejšie elementy normálneho cyklu. Mohli by to byť aj prietržové sedimenty *(crevasse splay)*.

V Šiatorskej Bukovinke (obr. 90) sa spoľahlivo identifikoval jeden trojkomponentový cyklus skladajúci sa zo štrku, piesku a piesčitého ílu. V podloží tohto cyklu možno vidieť náznaky ďalších dvoch cyklov, z ktorých spodnejší by mohol reprezentovať neúplný cyklus (má vyvinutý iba štrkový element, kým piesčitý chýba). Ďalší cyklus je dvojkomponentový (štrk a piesok), ale piesok sa laterálne z profilu




**Obr. 91.** Profil bukovinského súvrstvia, pieskovňa na JZ od Čakanoviec. 1 – štrk, 2 – piesok, 3 – íl, 4 – hlina.

**Fig. 91.** Schematic section through the Bukovinka Formation – sand pit southwest of the village Čakanovce. 1 – gravel, 2 – sand, 3 – clay, 4 – loam.

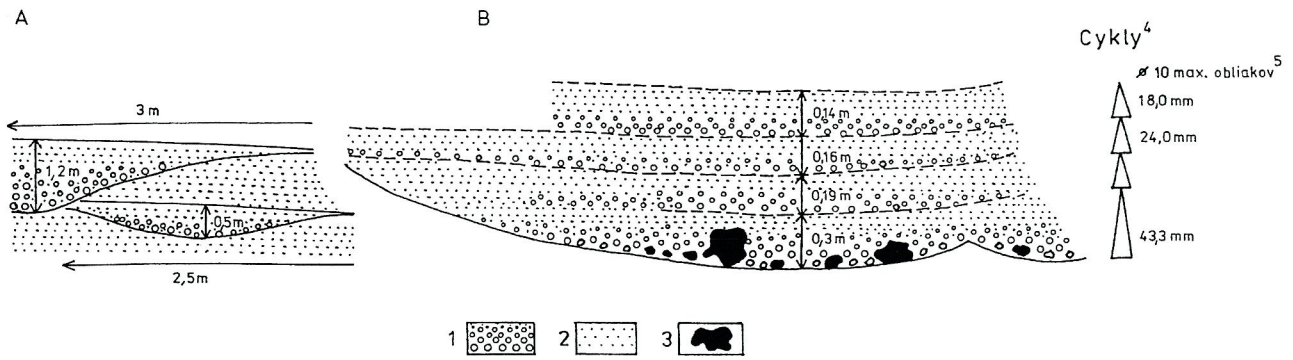
Tab. 55
Erózne korytá (základné údaje)
Erosial channels (basic data)

| Lokalita | dĺžka (v m)[1] | výška (v m)[2] | Výplň |
|---|---|---|---|
| Čakanovce | 1,5<br>1,5 | 0,3<br>0,3 | nejasný š. zv. piesok a jemnozrnný štrk – koryto vyvinuté v podobných horninách<br>unclear cross-bedded sand and fine grained pebble – channel developed in the same sediments |
| | 10 | 2 | drobnozrnný štrk, ostrá korytovitá báza, ostrý rovný strop, koryto vymyté v pieskoch<br>fine-grained pebble, sharp basis of channel, sharp plain top, channel scoured out in the sand |
| Pleš | 2,5<br>>3 | 0,5<br>1,2 | korytá sa navzájom erodujú, sú zarezané v pieskoch, vyplnené drobnozrn. štrkom; gradácia v 4 cykloch vnútri a navzájom od bázy nahor; pri báze útržky izometrického siltovca (30; 18; 7; 3,5; 4,5; 2 cm)<br>channels eroded each other, incised in sand and filled by fine-grained pebble; grading in 4 cycles inside and each other; at the base isometric fragments of siltstone |
| Jelšovec | 3 | 0,8 | štrk s tendenciou pozitívnej gradácie<br>gravel with tendency of positive gradation |
| | 1,2 | 0,14 | hrubý piesok až drobný štrk; gradačné pozitívne zvrstvenie, imbrikácia<br>coarse sand to fine gravel, positive gradation, imbrication |

1 length (in m)
2 height (in m)

stráca. Vo všetkých cykloch je pozorovateľná pozitívna gradácia.

Na lokalite Čakanovce sa identifikovali tri cykly. Zo spodného je obnažená iba vrchná, piesčitá časť, stredný je neúplný, lebo mu chýba druhý, t. j. piesčitý element, a vrchný má povahu nerozvinutého cyklu a na lokalite ho reprezentuje piesčitý íl (obr. 91, foto 13).




**Obr. 92.** A – Profil bukovinského súvrstvia, pieskovňa pri Pleši, B – Detail – cyklická výplň koryta. ∅ 10 maximálnych obliakov. 1 – štrk, 2 – piesok, 3 – útržky ílu.

**Fig. 92.** A – Schematic section through the Bukovinka Formation – sand pit near Pleš village. B – Detail – cyclic filling of the erosional stream channel. 1 – gravel, 2 – sand, 3 – clay fragments, 4 – cycles, 5 – pebbles.

Na lokalite Pleš (obr. 92) sa sledoval cyklický vývoj eróznych kanálov. Na jeho báze sú relatívne najväčšie štrkové obliaky a útržky siltovcov izometrického resp. nepravidelného tvaru.

*Sedimentárne textúry sedimentov údolnej nivy*

Najvýraznejším textúrnym fenoménom v sedimentoch údolnej nivy sú erózne kanály – **korytá**. Vyhĺbené sú v inom type sedimentu, ako je ich výplň. Najčastejšie erózne kanály sú zarezané do piesčitého sedimentu a vypĺňa ich štrk. Kanály sú široké 1,5–10 m, hlboké 0,3 do 2 m (tab. 55) a majú tvar širokého U. Báza korýt je zvyčajne ostrá a v niektorých prípadoch je ostrý aj strop výplne (ostrá litologická zmena, napr. v Čakanovciach, kde štrkovú výplň kanála náhle strieda piesčitý íl). V iných prípadoch ide o postupný prechod z výplne do nadložných sedimentov, ktoré už nie sú súčasťou výplne koryta. V štrkovni pri Pleši je sledovateľná vzájomná erózia korýt – vrchné eroduje výplň spodného.

Zvrstvenie vo vnútri výplne kanálov je zvyčajne **pozitívne gradačné**. Pri báze korýt sú najväčšie štrkové obliaky resp. útržky izometrických alebo nepravidelných siltovcov, ktoré napríklad v prípade jedného z korýt v štrkovni pri Pleši niekoľkonásobne prekonávajú najväčšie obliaky. Priemerná veľkosť desiatich najväčších obliakov je 43,3 mm, kým priemer útržkov je až 180 a 300 mm (obr. 92).

Ďalším typom je hrubé zvrstvenie resp. **cyklický vývoj výplne**. Takýto vývoj má výplň jedného z kanálov v štrkovni pri Pleši, kde sa podľa zmeny zrnitosti identifikovali štyri cykly resp. mikrocykly. Každý cyklus má vnútornú pozitívnu gradáciu (na báze sú relatívne najväčšie obliaky, smerom nahor sa zmenšujú až vytrácajú a vrchnú časť cyklu tvorí piesok). Hrúbka cyklov je od 0,16 do 0,3 m. Styky mikrocyklov sú neostré a nezreteľné (bez šva resp. bez príznakov erózie). Jedným z odlišovacích znakov je nasadenie polohy s obliakmi nad piesčitým stropom predchádzajúceho mikrocyklu. Okrem gradačného zvrstvenia vnútri mikrocyklov je pozorovateľné celkové zmenšovanie veľkosti obliakov v rámci výplne kanála ako celku. Kým na báze kanála je priemerná veľkosť desiatich najväčších obliakov 43,3 mm, uprostred kanála je to 24,0 mm a v jeho vrchnej časti 18,0 mm.

V iných kanáloch (napr. v Čakanovciach) sú vo výplni popri štrku aj šošovkové polohy piesku.

Erózne kanály môžu slúžiť ako bezpolaritné indikátory smeru prúdu resp. transportu, ale v nespevnených sedimentoch, kde sú obnažené zväčša rezy kanálov, sa smer odhaduje ťažko alebo sa ani odhadnúť nedá. V štrkovni pri Pleši, ktorého stena má pravouhlý tvar, sa smer kanálov podarilo odhadnúť pomerne vierohodne (60–240° a 110–290°).

Ďalším typom je **prúdová textúra** – šikmé zvrstvenie (foto 15). V sedimentoch údolnej nivy je pomerne zriedkavé. Tak sú zvrstvené vrstvy piesku a drobného štrku. Niektoré lepšie vyvinuté šikmé zvrstvenia bolo možno zaradiť do typov Allenovej klasifikácie (Allen, 1963). Typ α sa identifikoval na lokalite Lipovany (2 zväzky) a Pleš (3 zväzky), ß na lokalite Pleš (2 zväzky), Π na lokalite Pleš (4 zväzky) a θ na lokalite Pleš (1 zväzok).

Na lokalite Pleš sa v štrkopiesčitých vrstvách vyskytuje zväzok šikmého zvrstvenia typu α a tvoria ho pomerne hrubé vrstvičky (až do 7 cm) s pozitívnou gradáciou. Štrkové obliaky sú nahromadené v spodnej časti zväzku (obr. 93). Podobnú stavbu majú aj niektoré zväzky zvrstvenia typu π na lokalite Pleš, ale aj inde.

Ojedinelé meranie na lokalite Šiatorská Bukovinka zistilo sklon šikmého zvrstvenia na SV, imbrikácia obliakov má smer na JV a v smere SZ–JV sú orientované pne stromov. Ukazuje sa, že smer prúdu na lokalite bol na SZ (imbrikácia obliakov proti smeru prúdu a smeru pňov stromov) a šikmé zvrstvenie orientované kolmo na smer prúdu predstavuje najskôr šikmé zvrstvenie na zákrutovom nánose *(point bar)*, ktoré sa formovalo pri jeho raste kolmo na smer prúdu.

Najviac meraní sa vykonalo na lokalite Pleš, kde sa väčšina zväzkov skláňa na V a JV. Tento smer koreluje so smerom eróznych korýt (60 až 110°), a tak možno predpokladať, že smer paleoprúdu na tejto lokalite bol na V a VJV.

Na lokalite Čakanovce neveľa meraní sklonu šikmého zvrstvenia ukazuje, že prevažuje sklon JJZ. Erózne kanály sa pozorovali na profiloch stien štrkovísk orientovaných zhruba kolmo na prevládajúci smer sklonu šikmého zvrstvenia. Aj keď sa smer korýt nedal spoľahlivo odhadnúť, zdá sa, že koreluje s prevládajúcim smerom šikmého zvrstvenia.

Na lokalite Lipovany sa vykonali iba dve merania šikmého zvrstvenia, čo nie je dostatočné na určenie typu šikmého zvrstvenia a aký smer prúdenia reprezentuje. Opäť to môže byť šikmé zvrstvenie na zákrutovom nánose alebo na agradačných valoch.

*Genetické zhodnotenie šikmého zvrstvenia*

Šikmé zvrstvenie typu α vzniká pod účinkom prúdu, ktorý nebol dostatočne silný na to, aby erodoval podložné sedimenty (Allen, 1963). Zdá sa, že išlo o prúd s rastúcou energiou. Podobné šikmé zvrstvenie vzniká v plytkovodnom prostredí (pri konštrukcii osamelých piesčitých telies) a je bežné v riečnom prostredí, najmä v divočiacich riekach, ale aj v estuáriách, na plážach a v plytčinách pri plážach.

Šikmé zvrstvenie β vzniká účinkom prúdu, ktorý eroduje podložie a potom deponuje unášaný sediment. Vzniká v rovnakom prostredí ako šikmé zvrstvenie α, ale za menej stálych podmienok.




**Obr. 93.** Detail šikmého zvrstvenia s vnútornou pozitívnou gradáciou (lokalita Pleš).

**Fig. 93.** Detail of a cross-bedding with inner positive graded bedding (site Pleš).

Genéza šikmého zvrstvenia typu θ sa opisuje v súvislosti s jelšovskými zlepencami.

Na vznik šikmého zvrstvenia π je viac názorov. Podľa jedného vzniká podobne a v podobnom prostredí ako typ θ, ale formovanie sa niekoľkokrát opakuje. Ďalší možný spôsob vzniku je pri migrácii veľkých asymetrických čerín s výrazne zvlneným priebehom chrbtov, pri migrácii lunárnych (polmesiacovitých) a veľkých jazykovitých čerín. Podobné šikmé zvrstvenie sa opisuje v riečnom prostredí (Harms a Fehnestock, 1965) a vo frontálnej časti delty rieky (Coleman a Galgiano, 1965).

Z uvedeného vyplýva, že šikmé zvrstvenie opísané z bukovinského súvrstvia patrí medzi typy, ktoré bežne vznikajú v riečnom prostredí.

**Horizontálne zvrstvenie** je veľmi zriedkavá textúra v bukovinskom súvrství. Jeho náznaky sa pozorovali v piesku na lokalite Čakanovce, kde ho zvýrazňujú červenohnedé prúžky v hnedom piesku.

**Textúra vtláčania** – sa pozorovala v bukovinskom súvrství tiež iba veľmi ojedinele. Vyskytujú sa najmä na báze šošoviek piesku s utopenými obliačikmi, ktoré sú uprostred piesčitého ílu. Piesok sa vtláča do ílu. Šošovky piesku s odtlačkami na báze sú dlhé do 3 m a hrubé do 0,25 m (lokalita Čakanovce).

**Sklzová textúra** je tiež ojedinelá a predstavujú ju chaoticky potrhané vrstvy sivého piesku v hnedom íle. Vcelku je málo výrazná a niektorá pripomína deformované čeriny. V druhom prípade ide o šošovkovú vrstvu hrubú maximálne 10 cm, z ktorej spodnej časti sa odlupujú tenké vrstvičky a izolované útržky (náznak *pull-apartovej textúry*). Na deformovaných sivých vrstvičkách možno vidieť aj náznaky vtláčania nadložného hnedého piesku (sivý deformovaný piesok je ílovitejší). Táto textúra sa opisuje na lokalite Čakanovce.

**Imbrikácia**. Najvýraznejšiu imbrikáciu má štrk bukovinského súvrstvia v Šiatorskej Bukovinke. Plochy AB obliakov sa prevažne skláňajú na V–JV. Orientácia imbrikácie poukazuje na tok od V–JV na Z–SZ. Takýto smer potvrdzuje aj orientácia fosílnych pňov stromov, ktorá je 100–280° a 140–320° (obr. 94). Os A, t. j. najdlhšia os obliakov, je vo väčšine prípadov orientovaná kolmo na sklon plochy AB, čo svedčí o transporte obliakov rolovaním (79 %). Tak sa transportovali obliaky v strednom toku riek, kde sa alúvium zalieva periodicky a kde je mierny paleosklon (Ruchin, 1953, in Reineck a Singh, 1973). Sklon plochy AB je vo väčšine prípadov (79 %) väčší ako 16° (Vass a Elečko, 1979). Podľa Cailleuxa (1945) je väčšina obliakov v riečnych korytách naklonená pod uhlom 16–30°.

Na hodnotenie genézy bukovinského súvrstvia sme podobne ako pri jelšovských zlepencoch použili **tvarové parametre** obliakov, ktorými sa dajú rozlíšiť riečne obliaky od plážových.

Riečny pôvod obliakov bukovinského súvrstvia potvrdzujú nasledujúce fakty:

– Index sféricity väčšiny obliakov je vyšší ako 0,650. Podľa Dobkinsa a Folka (1970) je takáto sféricita charakteristická pre riečne obliaky bez ohľadu na ich petrografické zloženie.

– Priemerná hodnota zaoblenia obliakov ρ na lokalitách kolíše od 180 m do 650 mm a jednoznačne neindikuje riečne prostredie, ktorého obliaky by podľa Dobkinsa a Folka (l. c.) mali mať priemerný index zaoblenia medzi 300 a 400. Zo 14 skupín obliakov kremeňa a kremenca dvoch veľkostných tried index zaoblenia obliakov zodpovedal riečnemu prostrediu iba v piatich skupinách.

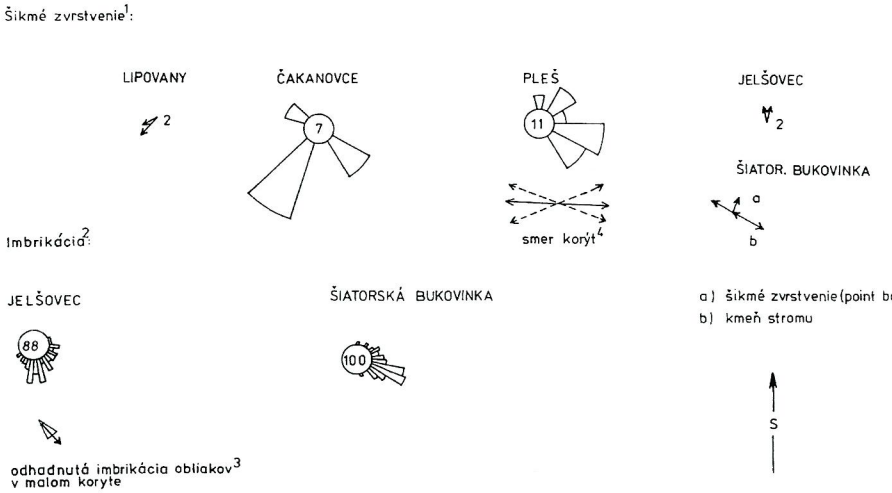
– Celkový tvar obliakov – v obliakových populáciách vysoko prevládajú obliaky riečneho tvaru (v zmysle Lenk-Chevitcha, 1959).

– Vzťah zaoblenia Ro a elongácie El vyjadrený na štandardnom diagrame Samesa (1966) ukazuje, že sa priemety obliakov bukovinského súvrstvia koncentrujú v poli riečneho štrku (Vass a Elečko, 1979).

– Index OP sa pohybuje od –0,560 po +5,231, čiže s jednou výnimkou hodnoty OP spadajú do rozmedzia charakteristického pre riečne obliaky (–1 až ± 15,0; Dobkins a Folk, 1968, 1970).

– Vzťah indexu OP a indexu sféricity – na diskriminačnom grafe (Dobkins a Folk, l. c.) sú priemety obliakov bukovinského súvrstvia v poli riečnych obliakov.

– Na grafickom vyjadrení vzťahu indexu sféricity a zaoblenia sa obliaky bukovinského súvrstvia premietajú




**Obr. 94.** Prúdové textúry v hrubých klastikách bukovinského súvrstvia a odhadnutá imbrikácia obliakov v malom koryte. 1 – šikmé zvrstvenie, 2 – imbrikácia obliakov, 3 – predpokladaná imbrikácia obliakov v malom koryte, 4 – smer korýt, a – šikmé zvrstvenie *(point bar)*, b – smer kmeňov stromov.

**Fig. 94.** Current structures in coarse clastics of the Bukovinka Formation estimated imbrication of pebbles in a small channel. 1 – cross-bedding, 2 – imbrication, 3 – assumed imbrication of pebbles in a small channel, 4 – channel directions, a – cross-bedding of a point bar, b – direction of a trunk of tree.

do pravej dolnej časti grafu a tam sa premietajú aj priemety riečnych bazaltových obliakov, ktorých tvarové parametre študoval Dobkins a Folk (1970).

*Poznámky k sedimentom nivných jazier.* Hlavným litotypom nivných jazier v bukovinskom súvrství je pestrý íl. Miestami tento sediment tvorí hlavnú masu bukovinského súvrstvia, napr. vo vrte Čl-2 vyhĺbenom na J od Lipovian má bukovinské súvrstvie hrúbku 114 m a jeho prevažnú časť tvoria polohy pestrého ílu (obr. 95).

Z genetického hľadiska je dôležité podčiarknuť (porovnaj Mc Bride, 1974), že pestrý íl vzniká, keď sú splnené tieto špecifické podmienky:

a) V íle sa musí vyskytovať Fe.

b) Po usadení ílu musí hladina podzemnej vody klesnúť, organická hmota je prístupná v obmedzenej miere a jej rozklad sa po poklese hladiny spodnej vody zastavil.

c) Klíma musí mať teplé a suché obdobia.

d) Zmena sfarbenia na zelené prebieha po opätovnom stúpnutí hladiny spodnej vody (t. j. hladina spodnej vody oscilovala) a za prítomnosti rastlinných organizmov poskytujúcich potrebnú redukčnú kapacitu. Prítomnosť rastlinných organizmov klímu ďalej špecifikuje. Nemôže ísť o aridnú klímu (rastlinných organizmov by bol nedostatok a redukcia $Fe^3$ na $Fe^2$ by neprebehla), ale o teplú semiaridnú až subhumídnu.

Všetky tieto podmienky v čase vzniku pestrého ílu rozličného druhu museli existovať. Potvrdzuje to nielen striedanie polôh zeleného a červeného ílu, ale subtropicko-tropický subhumídny až semiaridný charakter klímy indikuje flóra nájdená v príslušných vrstvách, ako aj polohy vápenca, ktorý pravdepodobne predstavuje zvyšky vápnitých krúst, ktoré recentne vznikajú iba v pôdnych horizontoch v subtropickej klíme.

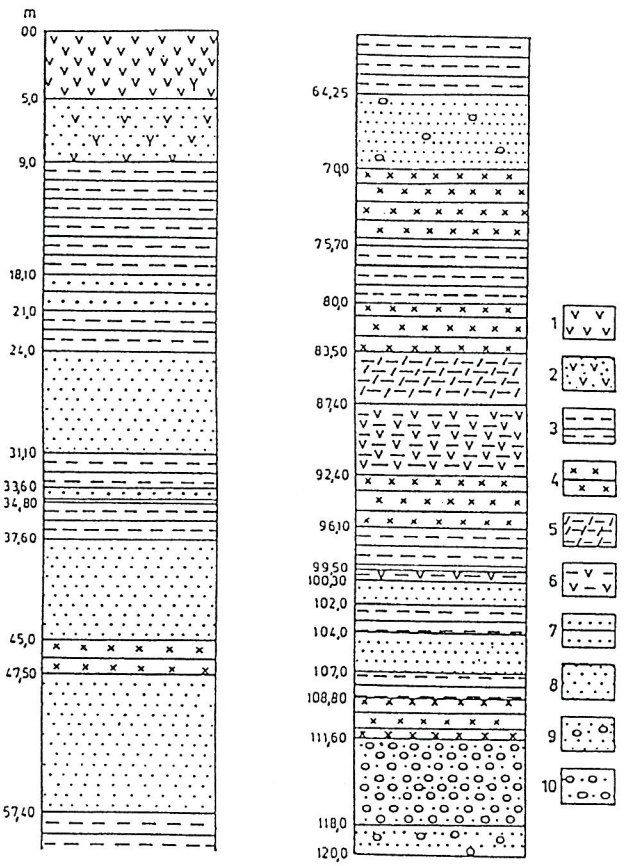
Na sfarbenie pestrých ílov v bukovinskom súvrství majú vplyv nasledujúce faktory chemického zloženia:

1. Vyšší, v priemere viac ako dvojnásobný obsah Fe ($Fe^2$ + $Fe^3$) v červenom ako v zelenom íle (tab. 56; c. f. Mc Bride, 1974). Toto zistenie koreluje s konštatovaním Picarda (1965), podľa ktorého červené sedimenty triasovej formácie Chugwater (Wyoming, USA), ktoré skúmal, majú vyšší celkový obsah Fe ako ináč sfarbené sedimenty vrátane zelených, čo zdôvodňuje vyplavením redukovaného Fe. Vyplavovanie magnetitu a ilmenitu zo zelených škvŕn v červenom pieskovci zaznamenal Miller a Folk (1955).

2. Vyšší obsah $Fe^3$, a teda nižší pomer $Fe^2/Fe^3$ v červenom íle oproti zelenému (tab. 56). Môže to byť výsledok druhotnej redukcie $Fe^3$ na $Fe^2$ v zelenom íle. Redukciu Fe za hlavnú príčinu zeleného sfarbenia ílu pokladá Mc Bride (1974), ktorý vznik zelenej farby v červeno-zelenom íle považuje za diagenetický proces. Proces bol vyvolaný vznikom redukčného prostredia v tých častiach sedimentov, do ktorých prenikla voda (stúpanie hladiny spodnej vody), pričom redukčnú kapacitu mohol poskytnúť rastlinný organický materiál obsiahnutý v sedimentoch.

Treba zdôrazniť, že zelený íl, ktorý študoval Mc Bride (l. c.), má pomer $Fe^2/Fe^3$ väčší ako 1, kým pri červenom íle je menší ako 1. V našom prípade červený aj zelený íl majú pomer $Fe^2/Fe^3$ menší ako 1, avšak pri zelenom íle je hodnota pomeru o niečo vyššia. Vzhľadom na to, čo uvádzame v bode 1 a pri rešpektovaní faktu, že celkový obsah Fe v červených a zelených íloch, ktoré analyzoval Mc Bride, je takmer zhodný, možno pripustiť, že redukcia bola príčinou diagenetickej zmeny červenej farby na zelenú, ale redukované Fe bolo zväčša vyplavené. Vyplavenie $Fe^2$ zo študovaného zeleného ílu podporilo kyslé prostredie, na čo poukazuje nízky obsah $CaCO_3$, ktorý je poznateľne vyšší ako v študovanom červenom íle, ale podstatne nižší než v zelenom íle, ktorý študoval Mc Bride, v ktorom priemerný obsah $CaCO_3$ dosahoval až 15 % a $Fe^2$ nebolo vyplavené.

Pestrý íl teda predstavuje sediment riečnej nivy, ktorá bola občas zaplavená a vznikali na nej dočasné jazierka. S tým súvisela oscilácia hladiny podzemnej vody, čo je pri vzniku pestrého sfarbenia ílu rozhodujúci genetický faktor.




**Obr. 95.** Profil bukovinského súvrstvia (egenburg) podľa vrtu ČL-2 (Lipovany). 1 – hlina, 2 – zahlinený kremitý piesok, 3 – pestrý (červený a zelený) piesčitý íl, 4 – sivozelený íl, 5 – tmavozelený tufitický íl s biotitom, 6 – sivozelený ryodacitový tufit s vulkanickým sklom, 7 – vápnitý pieskovec, 8 – jemnozrnný až strednozrnný ílovitý piesok, 9 – strednozrnný až hrubozrnný piesok s obliakmi kremeňa, 10 – štrkopiesok s obliakmi kremeňa, kremenca, kryštalických bridlíc a rádiolaritov.

**Fig. 95.** Schematic section of the Bukovinka Formation according to borehole ČL-2 at village of Lipovany. 1 – loam, 2 – loamy quartzose sand, 3 – variegated (red and green) sandy clay, 4 – grey-green clay, 5 – dark-green tuffitic clay with biotite, 6 – grey-green rhyodacite tuffite with volcanic glass, 7 – calcareous sandstone, 8 – fine- to medium-grained clayey sand, 9 – medium- to coarse-grained sand with quartz pebbles, 10 – gravelly sand with quartz pebbles, quartz, quartzite, crystalline schists and radiolarites.

### Oblasť nivných močiarov

Sedimenty nivných močiarov – tmavé uhoľné íly so zemitým uhlím – sú v súbore fácií riečnej údolnej nivy najzriedkavejším typom. Vystupujú na povrch iba na jedinom mieste pri samote Hĺbina na JZ od Fiľakova a prenikol nimi jeden z vrtov uhoľnej prospekcie na severnom svahu šahanskej elevácie v depresii Veľkého Lomu mimo študovaného územia (Vass et al., 1999). Uhoľné vrstvičky v bukovinskom súvrství sa pravdepodobne vyskytujú aj na V od Šiatorskej Bukovinky (Čechovič, 1949), ale overiť sa to nepodarilo (Klubert et al., 1986; príl. 6). Pri Hĺbine ide o dve vrstvy hrubé okolo 0,3–0,5 m. Sloj hrubý až 3,8 m bol prevŕtaný vo veľkolomskej depresii.

### Jazerná oblasť

Na paleogeografickej mape bukovinského súvrstvia (príl. 5) je zobrazená jazerná oblasť, ktorá sa ďalej člení na oblasť jazerných delt, jazerných močiarov a vlastných jazier. Všetky tieto oblasti sa nachádzali v priestore dačovolomskej prepadliny.

Podľa profilov niekoľkých vrtov, ktoré prenikli celou hrúbkou bukovinského súvrstvia, usudzujeme, že súvrstvie v týchto miestach tvoria prevažne polohy zeleného a olivovozeleného ílu, prachu a zelenosivého piesku. Sfarbenie je výrazným odlišovacím znakom od ílu riečnej fácie, ktorý je pestrý, často červený až purpurový. Príčinou zeleného sfarbenia ílu jazernej fácie bolo pretrvajúce redukčné prostredie, t. j. jazerné prostredie bez občasného vynárania už uložených sedimentov. Redukčnú kapacitu poskytoval rastlinný materiál splavený do jazera s detritickým horninovým materiálom (porovnaj Mc Bride, 1974). V jazernom zelenom íle sú časté zhluky $CaCO_3$. Zvýšený podiel uhličitanu vápenatého pôsobil pri redukčných procesoch ako faktor znižujúci kyslosť prostredia a to zabránilo vyplaveniu $Fe^2$ alebo ho obmedzilo. Preto je pomer $Fe^2/Fe^3$ vyšší než v zelenom nevápnitom íle riečnej fácie (tab. 56).

Ďalším odlišujúcim znakom od riečnych fácií je menší podiel štrku v súvrství. Relatívne tenká poloha štrku je spravidla iba na báze súvrstvia a môže predstavovať transgresívny bazálny člen jazernej sekvencie, akýsi náznak prvého štádia transgresívno-regresívneho cyklu.

Podľa rozmiestnenia riečnych a jazerných sedimentov sme do paleogeografického obrazu domodelovali aj oblasť jazerných delt, ale tá priamo, na základe litologického vývoja a sedimentologických znakov, nie je dokázaná. Do deltovej oblasti by mohli patriť aj polohy tmavého ílu s vrstvičkami uhlia (3–5 cm), ktorými prenikol vrt EV-1 na JZ od Veľkej nad Ipľom. Na základe tejto indície sme vymedzili ďalšiu čiastkovú oblasť – oblasť deltového močiara.

### Znosové oblasti a klíma

Znosová oblasť klastického materiálu transportovaného riečnym systémom alebo riekami splavovaného do jazerného prostredia bola na S. Z paleoprúdových meraní vychodí, že sa materiál transportoval zo SZ a SV.

Podľa hrúbky klastického materiálu usudzujeme, že reliéf znosovej oblasti bol strmý alebo stredne členitý. Najúplnejšiu informáciu o horninách budujúcich znosovú oblasť bukovinského súvrstvia poskytli obliaky štrku alebo rozpadavého zlepenca (tab. 34). Podľa tohto indikátora v znosovej oblasti vystupovali dynamometamorfované klastiká – zlepenec, tmavé bridlice, arkózy a kremité porfýry

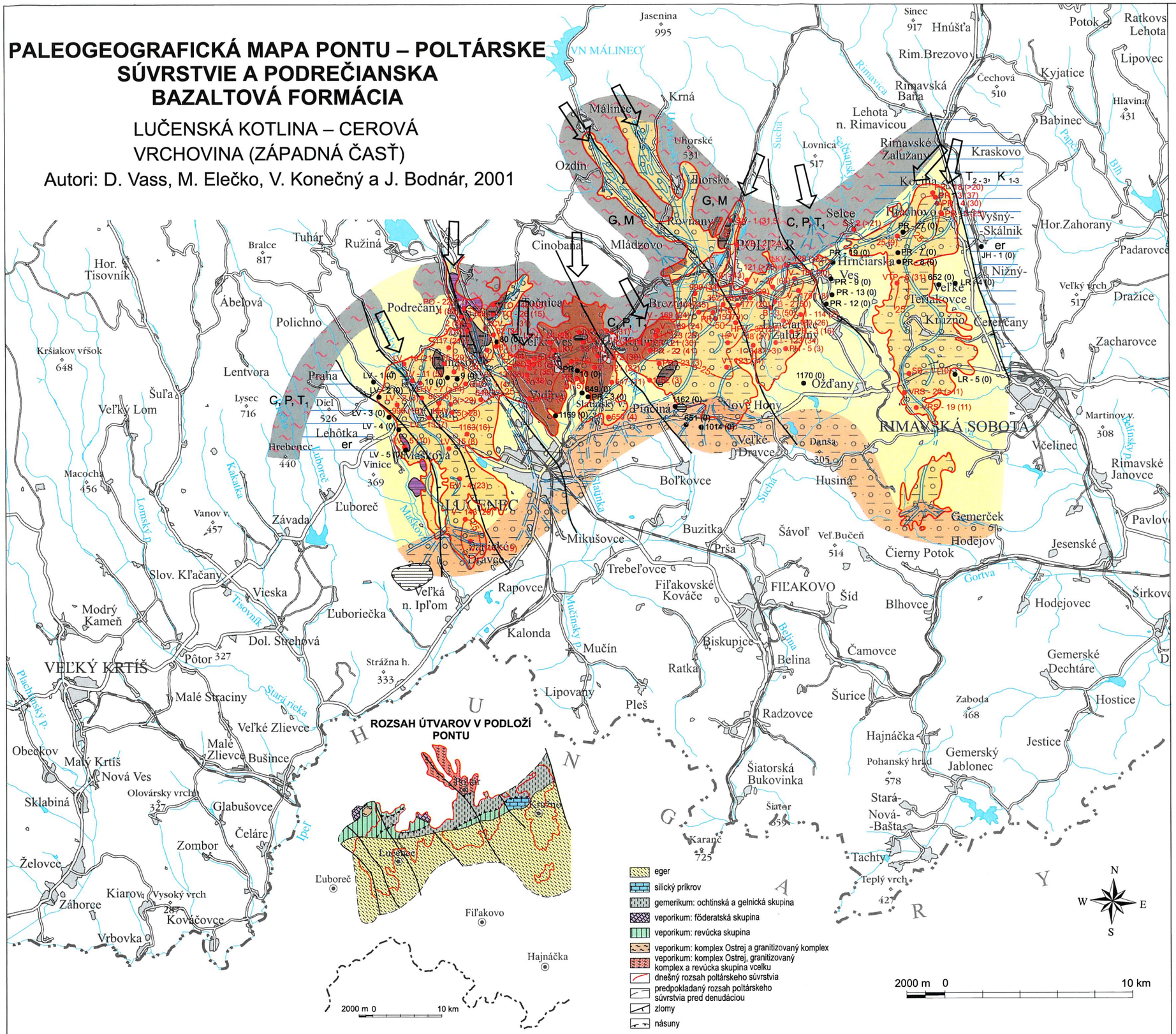
Tab. 56
Štatistické parametre zastúpenia oxidov Fe, Mn a $CaCO_3$ v pestrých íloch bukovinského súvrstvia
Statistic parameters of iron manganese oxides and $CaCO_3$ contents in mottled clays of Bukovinka Fm.

| Červené íly (12 analýz), Red clay | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | $Fe^{tot}$ | $Fe^{2+}$ | $Fe^{3+}$ | $Fe^2/Fe^3$ | Mn | $CaCO_3$ (8 anal.) |
| Aritm. priemer, Arithm. mean | 4,83750 | 0,09526 | 4,74083 | 0,01734 | 0,02775 | 1,481 |
| Štand. odch. (δ), Stand. deviat. | 1,50870 | 0,18806 | 1,38712 | 0,02547 | 0,00945 | 1,252 |
| Min. | 2,83000 | 0,00340 | 2,82000 | 0,00054 | 0,00700 | |
| Max. | 8,46000 | 0,67000 | 7,79000 | 0,08613 | 0,04600 | |
| Korelačná matica, Correlation matrix | | | | | | |
| $Fe^{tot}$ | 1,0000 | | | | | |
| $Fe^{2+}$ | 0,6830 | 0,9099 | | | | |
| $Fe^{3+}$ | 0,9950 | 0,6071 | 0,9999 | | | |
| $Fe^2/Fe^3$ | 0,5141 | 0,9570 | 0,4290 | 1,0000 | | |
| Mn | 0,8046 | 0,6113 | 0,7926 | 0,5378 | 1,0000 | |
| Zelené íly (13 analýz), Green clay | | | | | | |
| | $Fe^{tot}$ | $Fe^{2+}$ | Fe3+ | $Fe^2/Fe^3$ | Mn | $CaCO_3$ (11 anal.) |
| Aritm. priemer, Arithm.mean | 2,23461 | 0,04657 | 2,18846 | 0,02986 | 0,03100 | 3,301 |
| Štand. odch. (δ), Stand. deviat | 0,63850 | 0,06399 | 0,67156 | 0,05389 | 0,01383 | 2,311 |
| Min. | 1,44000 | 0,00210 | 1,20000 | 0,00074 | 0,01500 | |
| Max. | 3,61000 | 0,24000 | 3,58000 | 0,20200 | 0,06100 | |
| Korelačná matica, Correlation matrix | | | | | | |
| $Fe^{tot}$ | 0,9999 | | | | | |
| $Fe^{2+}$ | -0,4648 | 0,9999 | | | | |
| $Fe^{3+}$ | 0,9965 | -0,5364 | 0,9999 | | | |
| $Fe^2/Fe^3$ | -0,4867 | 0,9850 | 0,5561 | 0,9999 | | |
| Mn | -0,3952 | 0,1369 | -0,3871 | 0,1281 | 1,0000 | |

# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA PONTU – POLTÁRSKE SÚVRSTVIE A PODREČIANSKA BAZALTOVÁ FORMÁCIA

LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autori: D. Vass, M. Elečko, V. Konečný a J. Bodnár, 2001




## PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI

### OBLASTI DENUDÁCIE A ERÓZIE

1 – predpokladaný strmý reliéf

### OBLASTI SEDIMENTÁCIE

kontinentálne oblasti

riečna oblasť

2 a – oblasť dolinnej nivy: korytá, agradačné valy, nivné jazerá, a) predpokladaná

3 – oblasť nivných močiarov

4 a – oblasť proluviálnych kužeľov, a) predpokladaná

jazerná oblasť

5 a – oblasť deltovej plošiny (denudačný relikt), a) predpokladaná

### GENERALIZOVANÉ ZOBRAZENIE PETROGRAFICKEJ POVAHY A VEKU HORNÍN ZDROJOVEJ OBLASTI

6 – oblasť budovaná sedimentmi a neovulkanitmi, ($T_{1–3}$ – spodný až vrchný trias, $K_{1–3}$ – spodná až vrchná krieda, er – eger, b – stredný miocén)

7 – oblasť budovaná metamorfitmi a granitoidmi (C – karbón, P – perm, G – granitoidy, M – metamorfity staršieho paleozoika)

### LITOFÁCIE OBLASTI SEDIMENTÁCIE A VULKANICKÉ PRODUKTY

8 – štrk, piesok, íl

9 – íl, uhoľný íl, lignit

10 – íl a piesok

11 – lávový prúd

12 a b – a) maar s diatomitom, b) maar s alginitom

### OSTATNÉ SYMBOLY

13 – dnešný erózny okraj sedimentov

14 100 – izolínie hrúbky v m

15 – zlomy ovplyvňujúce sedimentáciu, resp. vulkanizmus

16 – schematické zobrazenie drenážnej siete

17 – predpokladané smery prínosu klastického materiálu

18 LV - 2 (3) – označenie vrtu (hrúbka poltárskeho súvrstvia v m)

19 PR - 13 (0) – označenie vrtu (vrt bez poltárskeho súvrstvia)

**Supplement 10**

**PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE PONTIAN – POLTÁR FM. AND PODREČANY BASALT FM.**

PALEOGEOGRAPHIC AREAS: AREAS OF DENUDATION AND EROSION
1 – assumed steep relief
AREAS OF SEDIMENTATION
*Continental areas*
*Fluvial area*
2 – area of river alluvial plain, channels, aggradation walls, lakes of alluvial plain
2a – assumed
3 – area of alluvial plain swamp
4 – area of proluvial cones
4a – assumed
*Lacustrine area*
5 – area of delta plain (relic of denudation)
5a – assumed
GENERALIZED PETROGRAPHIC CHARACTER AND AGE OF ROCKS IN THE SOURCE AREA
6 – area built up by sediments and neovolcanics ($T_{1-3}$ – Lower to Upper Triassic, $K_{1-3}$ – Lower to Upper Cretaceous, er – Egerian, b – Middle Miocene)
7 – area built up by metamorphites and granitoids (C – Carboniferous, P – Permian, G – granitoids, M – Lower Paleozoic metamorphites)
LITHOFACIES OF SEDIMENTATION AREAS AND PRODUCTS OF VOLCANISM
8 – gravel, sand, clay
9 – clay, black clay, lignite
10 – clay and sand
11 – lava flow
12a – maar with diatomite
12b – maar with alginite
OTHER SYMBOLS
13 – recent erosional margin of deposits
14 – thickness isolines in metres
15 – fault having influence on sedimentation and/or volcanism
16 – scheme of drainage network
17 – assumed direction of clastic material transport
18 – borehole (thickness of Poltár Fm. in metres)
19 – borehole without Poltár Fm.

(t. j. horniny vrchného paleozoika, gemerika a prípadne veporika), metamorfované magmatity typu porfyroidu, lyditu (staršie paleozoikum gemerika – gelnická skupina), bázické magmatity (gemerikum) a vyššie metamorfované horniny. Výskyt vysoko metamorfovaných hornín v znosovej oblasti potvrdzuje aj zastúpenie andaluzitu a disténu v spoločenstve ťažkých minerálov (Marková in Vass a Elečko et al., 1992; tab. 36). Ďalšími horninami v znosovej oblasti boli granitoidné horniny (veporikum), kremenec, rohovcový vápenec a rohovec (trias obalu veporika). Tieto litotypy aj dnes vystupujú na povrch na S od Lučenskej kotliny vo veporskom pásme. Klastický horninový materiál prechádzal riečnym transportom cez plochý reliéf Lučenskej kotliny budovaný hlavne sedimentmi lučenského, ale aj fiľakovského súvrstvia. V obliakovom materiáli nie sú hrubé klasty z lučenského súvrstvia, a to najmä preto, že jeho sedimenty boli (a sú) rozpadavé, mäkké, neschopné transportu. Ojedinelé nálezy pieskovcových obliakov pochádzajúcich z jalovských vrstiev fiľakovského súvrstvia sa našli v štrku pri Lipovanoch (tab. 34).

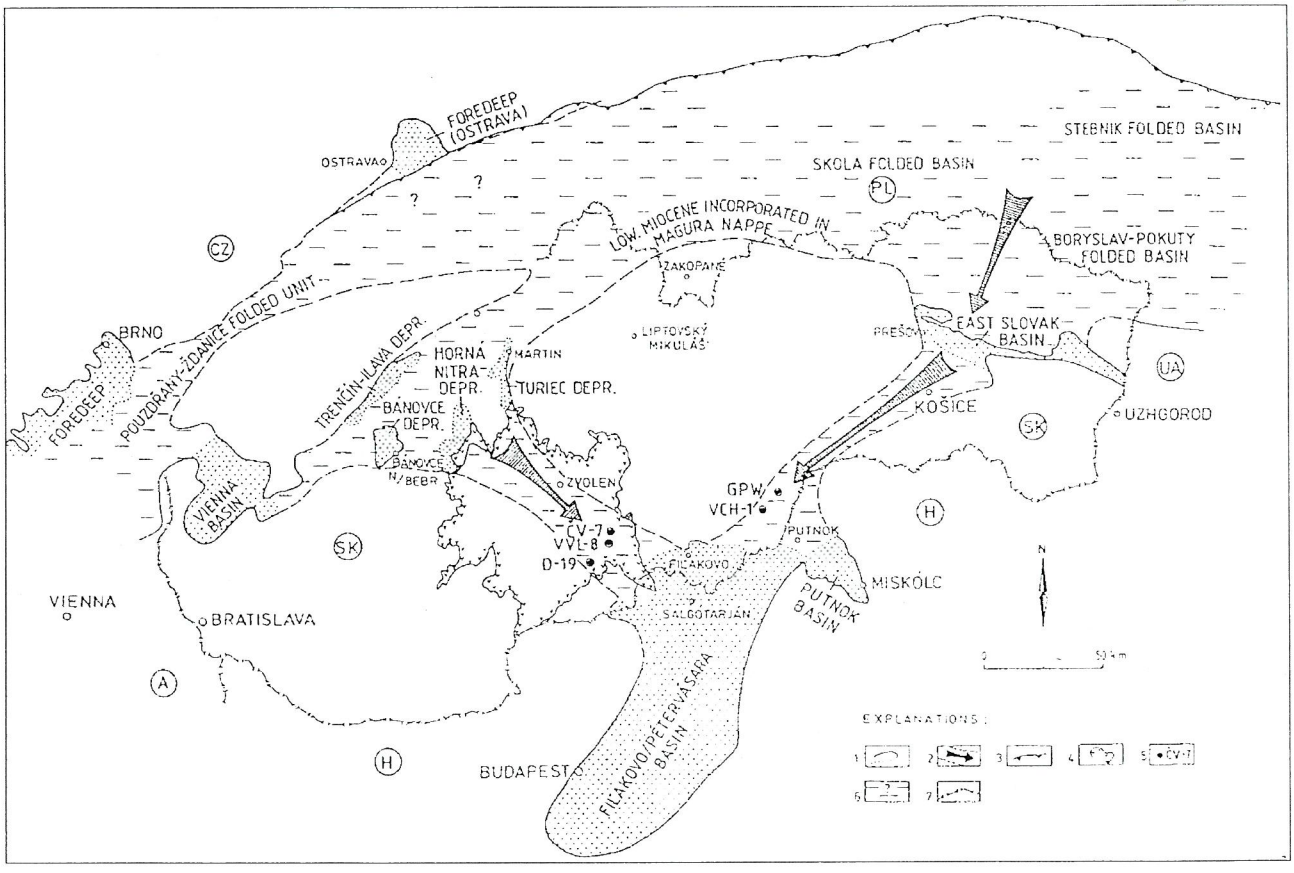
Obliakový materiál podáva správu o kanibalizme riečnych tokov, ktoré erodovali intraformačné horniny (obliaky pestrých siltovcov, ílovcov, ryodacitového tufu a ílovito-železitej brekcie).

Pred egenburgom museli byť južné časti veporského pásma vystavené silnej denudácii a tá odstránila karbonátové horniny karpatských príkrovov a paleogénne horniny. Obliaky týchto hornín na rozdiel od jelšovských zlepencov v bukovinskom súvrství nie sú. Celkový úbytok karbonátových obliakov z obliakovej populácie zlepenca resp. štrku možno vysvetliť aj tak, že karbonátové obliaky boli eliminované pri zvetrávaní, pri ktorom sa karbonátový detritický materiál chemicky úplne rozložil.

Fakt, že v obliakových populáciách vysoko prevažujú rezistentné horniny (tab. 34, obr. 15), upozorňuje na možnosť, že obliakový materiál bol aspoň sčasti redeponovaný zo starších hruboklastických sedimentov.

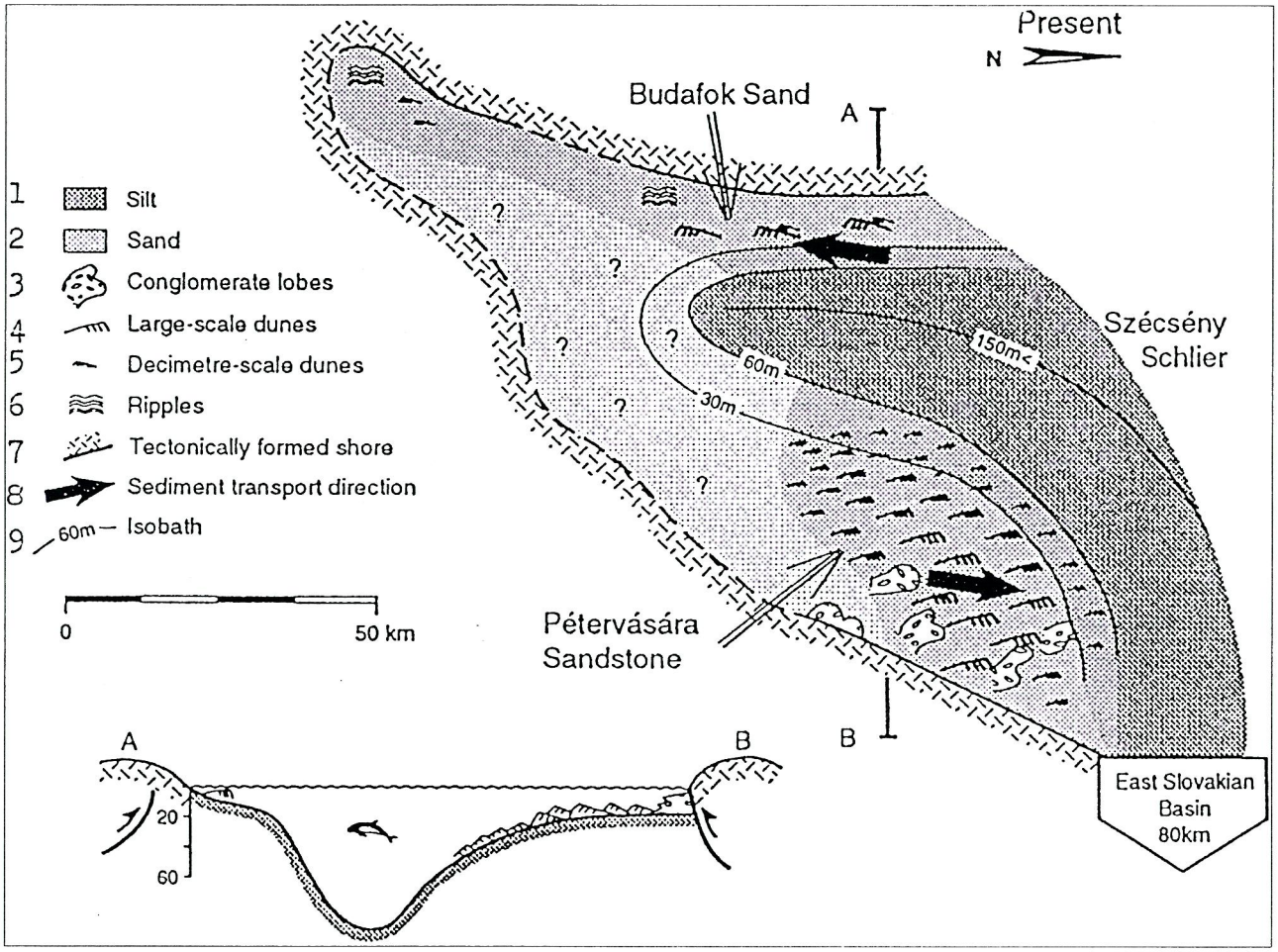
Klíma pri sedimentácii bukovinského súvrstvia bola subtropická až tropická, prevažne aridná, ale v istých obdobiach sa zmenila na teplú humídnu. Bolo to asi najteplejšie obdobie v neogéne nielen v študovanej oblasti, ale aj v celej centrálnej Paratetyde.

V nížinách, na brehu jazera a na medziriečí dolných tokov riek rástli palmy *(Arecaceae)* a v teplých humídnych




**Obr. 96.** Prepojenie egenburského mora na území Západných Karpát. 1 – recentná distribúcia oblasti egenburských sedimentov (sedimenty včlenené do príkrovových jednotiek vonkajších Karpát nie sú znázornené), 2 – predpokladané prepojenie egenburského mora, 3 – recentné čelo vonkajších flyšových Karpát, 4 – strednomiocénne stredoslovenské neovulkanity pochovávajúce egenburské sedimenty, 5 – vrty, ktoré prevŕtali resp. overili egenburské sedimenty, 6 – predpokladané morské oblasti, 7 – štátna hranica.

**Fig. 96.** Sea ways of the Eggenburgian sea in the Western Carpathian territory. 1 – Recent distribution of areas with Eggenburgian deposits (deposits incorporated into Outer Carpathian nappe units are not shown), 2 – Eggenburgian sea-way inferred, 3 – recent front of Outher Flysch Carpathians, 4 – Middle Miocene Central Slovakian Neogene volcanics burying Eggenburgian sediments, 5 – borehole penetrating or verifying the Eggenburgian sediments, 6 – supposed area covered by the sea, 7 – state boundary.




**Obr. 97.** Rekonštrukcia „severomaďarského zálivu" s charakteristickými sedimentmi a batymetriou. Batymetrický odhad je urobený na základe paleoekologických údajov (Báldi, 1986) a veľkosti sedimentárnych telies (*bedform;* Allen, 1984; podľa Sztanóovej, 1994). 1 – silt, 2 – piesok, 3 – laloky konglomerátov, 4 – veľké podmorské duny resp. piesčité vlny (veľkosť v m), 5 – to isté strednej veľkosti (veľkosť v dm), 6 – čeriny, 7 – pobrežie kontrolované tektonicky, 8 – smer transportu sedimentov, 9 – izobaty.

**Fig. 97.** Reconstructed outline of the "North Hungarian embayment" with characteristic sediments and bathymetry. Bathymetrical estimation is made on the basis of paleoecological data (Báldi, 1986) and the size of sedimentary bodies (bedform; Allen, 1984; after Sztanó, 1994).

obdobiach nížinu pokryl dažďový prales (Jablonsky, 1914; Nemějc, 1967; Hably, 1985; Sitár a Kvaček, 1997). V suchých obdobiach nížiny pokrývala step porastená trávou čeľade *Graminae* a krovinami rodu *Ilex*. Na pahorkatinách rástli zástupcovia rodu *Ilex* a *Engelhardtia* a na tienistých, chladnejších svahoch ihličnatý les (*Pinus* div. sp., Planderová, 1990).

### Tektonická aktivita a vulkanizmus

Predpokladáme, že subsidenčnú aktivitu dačovolomskej prepadliny pri sedimentácii bukovinského súvrstvia kontrolovali zlomy sz. smeru. Jedným z nich bol maškovský zlom (príl. 12, zlom 9). Maškovský zlom ožil aj v neskoršom období a jeho epigenetický prejav spočíva v tom, že kontroluje dnešný východný erózny okraj rozšírenia bukovinského súvrstvia v dačovolomskej prepadline. Ďalším syngenetickým zlomom bol fiľakovský zlom.

Produkty vulkanizmu majú charakter tufu a tufitu (foto 30). Veľmi často je to pemzový tuf, ktorý tvorí polohy hrubé niekoľko desiatok cm až 17,0 m. V okolí Dunivej hory, na Z od Starej Bašty, sa zistili ryodacitové ignimbrity. Domnievame sa, že v tomto priestore na križovaní sz. fiľakovského a sv. nepomenovaného zlomu bolo jedno z vulkanických centier tohto vulkanizmu. O silnej explozívnej aktivite ryodacitového vulkanizmu, ktorého centrá boli hlavne na území dnešného Maďarska, svedčí to, že tufové a tufitové polohy sa prakticky vyskytujú na celej rozlohe dnešného rozšírenia bukovinského súvrstvia. Vulkanický explozívny materiál sa transportoval prevažne vzduchom, miestami sa redeponoval a nanovo usadil vo forme tufitu v riečnom a jazernom prostredí.

# Paleogeografia v otnangu

V otnangu (príl. 6) v Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine prebiehala sedimentácia v kontinentálnom prostredí a ukladali sa sedimenty salgótarjánskeho súvrstvia, ktoré ležia skryto diskordantne na bukovinskom súvrství. Možno predpokladať, že medzi obidvoma súvrstviami bol nedepozičný hiát a preto je hrúbka bukovinského súvrstvia veľmi nestála a mení sa na relatívne malú vzdialenosť.

Salgótarjánske súvrstvie je pokračovaním resp. oživením nedepozičným hiátom prerušeného globálneho cyklu fluktuácie morskej hladiny (TB 2.1). V Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine ide o 6. regionálny nerozvinutý cyklus fluktuácie mora. Blízkosť mora signalizujú morské ingresie do riečnomočiarneho a do jazerného prostredia.

Sedimenty salgótarjánskeho súvrstvia sú rozšírené v priestore dačovolomskej prepadliny a ako denudačné relikty aj v Cerovej vrchovine.

Najväčšia hrúbka salgótarjánskeho súvrstvia – blízka pôvodnej – sa zistila v niekdajšej dačovolomskej prepadline, a to vyše 250 m (napr. vo vrte N-50 na S od obce Ľuboriečka bola prevŕtaná hrúbka 263 m). Ako vychodí z distribúcie izolínií hrúbky (príl. 6), na východnom okraji dačovolomskej prepadliny boli dve čiastkové subsidenčné centrá – jedno už spomenuté, v priestore Jazero – Ľuboriečka – Trenč, druhé medzi Pôtorom v Ipeľskej kotline a kótou Bukovec (na S od Mule). V obidvoch sa v pôtorských vrstvách vyvinuli aj uhoľné sloje. V Cerovej vrchovine je hrúbka súvrstvia podstatne menšia, maximálne do 50 m. Ide o denudačné relikty reprezentované spodnou časťou súvrstvia – pôtorskými vrstvami pri Lipovanoch, Čakanovciach a na Z od Novej Bašty.

### Riečna oblasť (oblasť údolnej nivy) a oblasť nivných močiarov

Spodnú časť salgótarjánskeho súvrstvia tvoria **pôtorské vrstvy** (foto 30). Ukladali sa v riečnom prostredí a vytvorili sa na rovinatom území, ktorým pretekali rieky (rieka) s malou energiou toku. Pri občasných záplavách sa priestor medzi jednotlivými korytami (interfluviálny priestor) zamokril, a preto, ako aj vďaka humídnej klíme a vysokému stavu hladiny podzemnej vody tam vznikali močiare s bujnou vegetáciou a so všetkými podmienkami vhodnými na uhoľnú sedimentáciu. Močiarový režim bol po istom čase vystriedaný riečnym. Do riečneho prostredia epizodicky prenikla morská voda, čo potvrdzujú nálezy morských mäkkýšov, foraminifer a nanoplanktónu. Išlo o prienik vody mora s normálnou salinitou a v sedimentačnom priestore pôtorských vrstiev vznikli prechodne podmienky vhodné na život bentosu uprednostňujúceho plytkomorské prostredie (maximálna hĺbka 50–100 m; Šutovská, 1993). Optimálne podmienky na tvorbu uhlia sa opakovali dva až tri razy, a tak vznikli dva až tri uhoľné sloje. V podloží slojov sa miestami zachovali koreňové systémy. Riečnym sedimentom, v ktorom sú uhoľné sloje, je prevažne drobnozrnný až strednozrnný piesok, ktorý tvorí polohy hrubé niekoľko alebo aj viac ako desať metrov. Isto aj pre zlú odokrytosť v teréne sa v pieskových vrstvách iba sporadicky nachádzali sedimentárne textúry – šikmé a horizontálne zvrstvenie. Piesok vzácne uzatvára lavice pevného pieskovca a hrdzavo sfarbené, o Fe obohatené polohy hrubé 10–12 cm (obsah $Fe_2O_3$ dosahuje až 15,41 %). Piesok môžu zastupovať sedimenty agradačných valov, ale nie je vylúčené, že to boli sedimenty korytovej fácie resp. zákrutových nánosov *(point bars)*. Štrk sa v pôtorských vrstvách nachádzal iba ojedinele ako prímes v piesku (obliačiky kremeňa a kremenca), nie v podobe samostatných polôh. Podľa zrnitosti klastických sedimentov pôtorských vrstiev predpokladáme, že išlo o sedimenty dolného toku rieky. Unášacia sila toku bola nízka, a preto chýbajú typické riečne štrkové korytové sedimenty.




**Foto 30.** Chránená lokalita s uhlím na báze pôtorských vrstiev, salgótarjánske súvrstvie, otnang na JZ od Čakanoviec. Cerová vrchovina. a – ryodacitový tuf bukovinského súvrstvia, egenburg, b – uhoľný sloj, c – piesok, rozpadavý pieskovec. Foto D. Vass.
**Photo 30.** Protected site with coal seam at the base of Pôtor Member, Salgótarján Formation, Ottnangian, southwest of the village Čakanovce. Cerová vrchovina Upland. a – rhyodacite tuff of Bukovinka Formation, Eggenburgian, b – coal seam, c – sand, disintegrating sandstone. Photo D. Vass.

### Jazerná oblasť (sladkovodná lagúna?)

Močaristé a riečne prostredie bolo vystriedané jazerným, v ktorom sedimentoval monotónny sivý a sivomodrý íl a prach s polohami veľmi jemnozrnného piesku – **plachtinské vrstvy**. Tieto vrstvy sú masívne alebo nevýrazne zvrstvené s jemnými šupinkami sľudy na vrstvových plochách. Ojedinele sa vyskytuje zvlnená laminácia (striedanie lamín, ílu a prachu). V íle sú tmavosivé polohy – zrejme obohatené o organickú hmotu – hrubé 5–60 cm. Miestami pelity nahrádza piesok pripomínajúci piesok pôtorských vrstiev.

Jazerné prostredie bolo relatívne hlbokovodné. Morská voda, ktorá na krátke prechodné obdobie prenikla do jazera, priniesla foraminifery a vápnitú nanoflóru. Podľa nárokov spoločenstva foraminifer nájdeného vo vrchnej časti plachtinských vrstiev možno usudzovať, že pochádza z morského prostredia hlbšieho ako 100 m s dobrými podmienkami aerácie (Šutovská, 1990).

### Znosové oblasti a klíma

Klastický materiál do priestoru sedimentácie salgótarjánskeho súvrstvia prichádzal od S resp. SV, kde sa vynorilo a bolo denudované veporské pásmo Západných Karpát, ale mohol prichádzať aj z väčšej vzdialenosti.

Znosová oblasť mala plochý reliéf a jeho zarovnávanie malo v priebehu sedimentácie progresívny charakter. Predpokladáme to na základe zmenšovania zrnitosti detritu – v pôtorských vrstvách prevláda piesok a v nadložných plachtinských vrstvách íl a prach.

Na hodnotenie kvality znosovej oblasti obliakový materiál neposkytuje objektívne údaje (rozptýlené drobné obliaky rezistentných hornín v pôtorských vrstvách). Jedinú informáciu o nej dávajú ťažké minerály (Marková, 1980). Staurolit a distén signalizujú prítomnosť metamorfovaných hornín resp. kontaktných rohovcov, ďalej zirkón, apatit, turmalín, príp. biotit a granát (Marková in Vass a Elečko et al., 1992; tab. 21) kyslých magmatických hornín. Takéto metamorfity sú aj dnes vo veporskom pásme na S od Lučenskej kotliny. Detrit kyslých magmatitov pochádza aj z ryodacitového tufu bukovinského resp. fiľakovského súvrstvia. Okrem nich sa v znosovej oblasti vyskytovali aj dynamometamorfované horniny a metamorfity karbónu, permu, triasu až jury obalu veporika.

Organické zvyšky nájdené v sedimentoch salgótarjánskeho súvrstvia poukazujú na progresívne ochladzovanie klímy. V pôtorských vrstvách sú ešte hojne zastúpené tropické a subtropické sporomorfy, ale v spoločenstve nanoplanktónu sa zistil chladnomilný druh *Coronosphaera mediterranea* (Raková, 1993). V spoločenstve sporomorf z plachtinských vrstiev teplomilné prvky ustupujú a rastie podiel arktoterciérnych druhov. Planderová (1989) na základe sporomorf rekonštruovala spoločenstvá jednotlivých prostredí. Počas sedimentácie pôtorských vrstiev na nížinných močaristých územiach rástli *Taxodiacea, Myricacea, Polypodiacea, Cyathacea* a *Symplocacea,* na brehoch riek či močiarov a na vyššie položených miestach reliéfu krajiny *Sapotacea, Myrtacea* a *Pinacea* a zástupcovia rodu *Lygodium* a *Carya.* Na brehoch jazera, v ktorom sa usadzovali sedimenty plachtinských vrstiev, rástli *Cyatheaceae, Carya, Pterocarya, Ulmus, Quercus, Castanea* a *Pinaceae.*

### Tektonická aktivita a vulkanizmus

Tektonickú aktivitu pri sedimentácii salgótarjánskeho súvrstvia možno predpokladať iba v priestore niekdajšej dačovolomskej prepadliny. Podľa distribúcie hrúbky súvrstvia a uhoľných slojov boli zlomy vymedzujúce prepadlinu na jej východnom okraji pri sedimentácii salgótarjánskeho súvrstvia aktívne. Mali prevažne smer SZ–JV a fungovali ako normálne zlomy. Neprítomnosť hrubodetritických sedimentov na poklesnutých kryhách blízko predpokladaných zlomov svedčí o tom, že výška ich skoku nebola veľká. Na druhej strane sa zdá, že sčasti kontrolovali distribúciu močiarov, v ktorých vznikali uhoľné sloje (Vass et al., 1979, 2005), čo tiež dokumentuje mierny pokles. V opačnom prípade by detritický materiál prinášaný z tektonicky kontrolovaného reliéfu tvorbu uhoľných slojov znemožnil. Prevahu extenzie v otnangu dokumentujú krehké deformácie (Vass et al., 1993).

V extenznom poli vyvolanom vrásnením na čele Karpát vznikol priestor na horizontálnu rotáciu jednotlivých blokov alebo celého vnútrokarpatského – severopanónskeho teranu, ktorú dobre dokumentujú paleomagnetické merania. Rotácia mala dve fázy. Prvá, s väčšou amplitúdou (50° proti smeru hodinových ručičiek), prebehla v otnangu a ďalšia, dodatková (30° v tom istom smere) v ranom bádene (Márton a Márton, 1996; Márton et al., 1995, 1996).

Priame dôkazy o synsedimentárnej vulkanickej aktivite pri sedimentácii salgótarjánskeho súvrstvia v študovanej oblasti nie sú, ale synsedimentárny vulkanizmus musel byť aktívny, lebo v susednej Ipeľskej kotline sa v plachtinských vrstvách našli polohy tufu, tufitu resp. polohy obohatené o vulkanický materiál. Nápadné sú najmä úlomky vulkanogénneho biotitu (Vass et al., 1979). Vulkanický materiál sa transportoval vzduchom zo vzdialeného vulkanického centra. Novšie sa zistilo, že ignimbrity vystupujúce v okolí Ipolytarnocu (s. Maďarsko) zasahujúce do okolia Mučína a sz. okolia Lipovian sú neskorootnanského veku (Márton et al., 2007).

# Paleogeografia v karpate

Začiatkom karpatu (príl. 7) opäť preniklo na južné Slovensko more. Začal sa siedmy regionálny transgresívno-regresívny cyklus, ktorý zodpovedá globálnemu cyklu fluktuácie morskej hladiny tretieho radu TB 2.2 a vzniklo **modrokamenské súvrstvie**. Prvému, transgresívnemu štádiu cyklu zodpovedajú hyposalinné, lagunárne **medokýšske vrstvy** a litorálne **krtíšske vrstvy**, druhému, t. j. kulminácii transgresie **sečianske vrstvy** (resp. garábske vrstvy – garábsky šlír). Sedimenty dvoch posledných regresívnych štádií tohto cyklu v Lučenskej kotline, ale aj na celom južnom Slovensku zväčša chýbajú, lebo po ústupe mora na konci cyklu predbádenská erózia hlboko zrezala spodnomiocénne horniny. Jej zásluhou bazálne transgresívne klastiká čiastkového cyklu (spodnobádenského) – príbelské vrstvy – ležia na rozličných členoch modrokamenského súvrstvia, niekde súvrstvie úplne chýba a bádenské klastiká ležia na salgótarjánskom alebo bukovinskom súvrství. Výnimkou je centrálna časť dačovolomskej prepadliny, kde modrokamenské súvrstvie erózia skrátila najmenej. Pri Muli vo vrte Be-2 sa vo vrchnej časti sečianskych vrstiev biofaciálnou paleoekologickou analýzou identifikovali regresívne sedimenty (Zlinská a Šutovská, 1990), ktoré môžu byť jediným prejavom tretieho štádia cyklu kolísania morskej hladiny, ale litologicky sa od strednej alebo spodnej časti sečianskych vrstiev neodlišujú.

Predbádensku eróziu potvrdilo štúdium premeny smektitu v plachtinských vrstvách. Stupeň premeny upozorňuje na to, že karpatské sedimenty v dačovolomskej prepadline mohli byť pred eróznym predbádenským zrezom hrubé až 1000 m (Vass a Šucha, 1994).

Do Lučenskej kotliny preniklo začiatkom karpatu more z J, JV. Je veľmi pravdepodobné, že morská záplava nezasiahla celú Lučenskú kotlinu a neprenikla do Rimavskej kotliny. Viazala sa najmä na dačovolomskú prepadlinu a odtiaľ prenikla ďalej na Z po Šahy (pozri Vass et al., 1979).

Okraj dnešného rozšírenia súvrstvia je erozívny a možno na ňom rozlíšiť dva nasledujúce geneticky odlišné erózne okraje.

– Okraj vymodelovaný predbádenskou eróziou prebiehajúci na S od Osušia (na V od Závady) popri Jazere a Chrťanoch po Dolnú Strehovú. Tento okraj zostal uchránený pred ďalšou eróziou v podloží bádenských vulkanických formácií – vinickej a lyseckej.

– Okraj modelovaný eróziou v pobádenskom období, ktorý zväčša kontrolujú zlomy.

Na príl. 7 vyjadrujeme svoju predstavu o predpokladanom pôvodnom rozšírení súvrstvia v Lučenskej kotline. Erozívny relikt súvrstvia medzi Lehôtkou a Ľuborečou (vrt N-33) ju podporuje.

Hrúbka súvrstvia prekračuje 350 m (vrt BE-2 pri Muli – neprevŕtaná hrúbka 373 m) a nezodpovedá pôvodnej. Podľa distribúcie hrúbky predpokladáme, že v študovanom území sedimentácia súvrstvia prebiehala v jednom subsidenčnom centre.

Modrokamenské súvrstvie sa vyvíjalo postupne z podložného salgótarjánskeho súvrstvia bez akýchkoľvek príznakov skrytej diskordancie. Skladá sa z troch vrstvových celkov a každý z nich zodpovedá inému sedimentačnému prostrediu postupujúcej transgresie.

### Lagunárna hyposalinná oblasť

V hyposalinnom prostredí vznikali **medokýšske vrstvy**. Tvoria spodnú časť modrokamenského súvrstvia a ich rozšírenie v študovanom území sa kryje s rozšírením súvrstvia. Sú hrubé okolo 40 m a tvoria ich vrstvy jemnozrnného piesku a prachu s horizontálnou laminációu a s malými rozdielmi v zrnitosti lamín. Na plochách vrstvovitosti sú hojné šupinky sľudy. V Ipeľskej kotline a na severnom svahu šahanskej elevácie bývajú konvolútne deformované.

Ekologická analýza spoločenstiev foraminifer a mäkkýšov, ktoré medokýšske vrstvy obsahujú, umožňuje lepšie poznať prostredie ich vzniku. Bioasociácia je z ekologického hľadiska nezvyčajná. Skladá sa z pestrého spoločenstva foraminifer mora s normálnou salinitou a z druhovo chudobného spoločenstva mäkkýšov indikujúcich prostredie so zníženou salinitou. Všeobecne sa pripúšťa, že sa nemorské organizmy môžu ľahko transportovať do morského prostredia, ale opačný transport je zriedkavý (Merret, 1924, fide Heckel, 1972). V našom prípade spoločný výskyt obidvoch lastúr *Rzehakia* sp. rep. *Siliqua* sp. transport schránok z brakického prostredia do prostredia otvoreného mora vylučuje, ale prúdy vytvorené búrkami a hurikánmi môžu vháňať morské organizmy z otvoreného mora do zálivov, lagún a do iného pobrežného prostredia oddeleného od otvoreného mora, kde žije brakická alebo euryhalinná fauna. Fosílie, ktoré takto vstupujú do zmiešaného brakickomorského spoločenstva, sú spravidla menšie ako určitá, z hľadiska mechanického transportu kritická veľkosť (Heckel, 1972). To je práve prípad foraminifer medokýšskych vrstiev, ktoré sú napospol drobné. Preto predpokladáme, že medokýšske vrstvy vznikli v plytkovodnom, od voľného mora čiastočne oddelenom prostredí v lagúne v príbrežnej oblasti, t. j. v prostredí, kde boli autochtónnymi organizmami mäkkýše a kde sú foraminifery druhotnou zložkou, primiešanou do spoločenstva mechanicky (Vass et al., 1979). Intervenciu búrok potvrdzujú tempestitové textúry opísané mimo študovaného územia (Vass, 2003). Lagúnové prostredie podporujú sedimentárne textúry, ktoré sa pre zlú odkrytosť v teréne pozorujú veľmi zriedka. Polohy laminovaného sedimentu vznikli pri nízkej dynamike prostredia chráneného pred účinkom vlnenia.

Sedimenty hyposalinného prostredia boli vo vertikálnom slede vystriedané litorálnymi sedimentmi mora s normálnou salinitou.

### Litorálna oblasť

V litorálnom morskom prostredí vznikli **krtíšske vrstvy**. V študovanom území sú rozšírené na väčšine plochy výskytu modrokamenského súvrstvia. Severný erozívny okraj ich rozšírenia prebieha zo sv. okolia Hornej Strehovej po Ľuboriečku a ich východný okraj sprostredkuje sčasti zlom sz. smeru a sčasti erozívna hranica prebiehajúca od Kovšinského vrchu (na JZ od Veľkej nad Ipľom) po západný okraj Trenča (príl. 7). Krtíšske vrstvy sú hrubé okolo 50 m a tvorí ich prevažne pieskovec a rozpadavý jemne a stredne zrnitý piesok. V piesku sú vrstvičky ílu a prachu.

Nedostatok prirodzených odkryvov a zlý výnos jadra z vrtov v sledovanom území neumožnili študovať sedimentárne textúry krtíšskych vrstiev podrobnejšie. V Ipeľskej kotline sú pieskové polohy krtíšskych vrstiev masívne. Veľmi sporadicky sa zistilo šikmé alebo horizontálne zvrstvenie. Vrstvovitosť zvýrazňujú akumulácie muskovitu na plochách odlučnosti, ktoré kopírujú vrstvové plochy. V niektorých prípadoch zvrstvenie zvýrazňuje aj zmena farebného odtieňa a miestami ho porušuje bioturbácia. V Ipeľskej kotline – najmä v bazálnej časti a v strope vrstiev – sa zistili polohy drobnozrnného zlepenca z obliakov rezistentných hornín.

Jediným kritériom na hodnotenie genézy krtíšskych vrstiev sú sporadické nálezy morskej makrofauny a výskyt morských foraminifer. Fauna poukazuje na plytkomorské prostredie vzniku (Kučerová in Vass et al., 1985).

Krtíšske vrstvy najpravdepodobnejšie predstavujú piesčité sedimenty litorálnej zóny, ale prostredie vzniku nemožno určiť presnejšie. Zriedkavý výskyt makrofauny signalizuje prostredie s nepriaznivými podmienkami na život morských organizmov. Mohlo by ísť o piesčité sedimenty, ktoré vznikli na strane piesčitých valov alebo bariérových ostrovov odvrátenej od mora. Pri hodnotení sedimentačného cyklu ako celku by krtíšske vrstvy mohli zodpovedať vrstvám bazálneho transgresívneho piesku morskej časti cyklu, ale odporové krivky elektrokarotáže (vrt LKŠ-1) majú tvar podobný krivkám transgresívneho piesku iba vo vrchnej časti krtíšskych vrstiev – poukazujú na pozitívnu gradáciu vrstiev. Odporové krivky spodnej časti krtíšskych a medokýšskych vrstiev majú opačný trend a dokumentujú hrubnutie pieskových zŕn zhora nadol čiže negatívnu gradáciu, a tak vytvárajú zdanie regresívneho cyklu. V skutočnosti postupne zanikala lagúna, v ktorej medokýšske vrstvy sedimentovali, a vystriedalo ju prostredie s vyššou energiou, v ktorom sa začali ukladať krtíšske vrstvy. Neskoršie prehlbovanie sedimentačného prostredia sa v litológii sedimentov prejavilo ako postupné zjemňovanie zrnitosti. Piesok krtíšskych vrstiev sa zjemňoval, až ho vystriedal prachovec sečianskych vrstiev a litorálne prostredie bolo vystriedané sublitorálnym.

### Sublitorálna až plytkobatyálna oblasť

V prostredí otvoreného mora vznikali **sečianske vrstvy** ako najvrchnejšia časť modrokamenského súvrstvia. V študovanom území sú rozšírené od spojnice Slovenské Kľačany – Dolná Strehová – Kovšinský vrch na J. Ich maximálna hrúbka je až 317 m (vrt BE-2 pri Muli) a tvoria ich prevažne nevýrazne zvrstvené prachovcové polohy, v ktorých sa iba veľmi ojedinele vyskytujú ílovcové a pieskovcové polohy.

Rozhodujúcim indikátorom na hodnotenie prostredia vzniku je morská fauna. Spoločenstvo makrofauny poukazuje na normálne slané morské, cirkalitorálne prostredie (Ondrejičková in Vass et al., 1985). Spoločenstvo foraminifer poukazuje na osciláciu hĺbky sedimentačného prostredia od hĺbky menšej ako 200 m do hĺbky 700 m. Priemerná hĺbka vypočítaná z pomeru planktonických foraminifer k bentosu sa približne zhoduje s paleohĺbkou vypočítanou na základe izotopových analýz. Podľa týchto ukazovateľov v jz. časti Lučenskej kotliny sedimentácia prebiehala aj v prostredí hlbšom ako šelf, t. j. v prostredí analogickom kontinentálnemu svahu. Spoločenstvo foraminifer je stenoxybiontné a poukazuje na dobré prekysličenie aj hlbších častí panvy. Plytkovodnejšie spoločenstvo bolo lokálne euryoxybiontné, t. j. tolerantnejšie na pokles obsahu kyslíka vo vode. Možno teda konštatovať, že sedimentačné prostredie sečianskych vrstiev bolo dobre prekysličené, s dobrým pohybom vodných más, iba lokálne na okrajoch v plytkovodnom prostredí bola horšia cirkulácia vody. Salinita mala pri sedimentácii sečianskych vrstiev rastúcu tendenciu. Podľa mikrofauny hyposalinné prostredie prevažovalo pri sedimentácii spodnej časti vrstiev a neskôr dominovalo prostredie normálneho otvoreného mora. Paleoproduktivita organizmov korelovala so salinitou. Pri sedimentácii spodnej časti vrstiev bola relatívne malá, v prostredí, v ktorom vznikala vrchná časť vrstiev, relatívne vysoká (podľa výsledkov mikropaleontologickej a izotopovej analýzy vo vrte LKŠ-1; Šutovská, 1990; Kantorová a Kučerová in Vass et al., 1985; Šutovská a Kantor, 1992).

### Znosové oblasti a klíma

Sieť riečnych tokov prinášajúcich materiál do morského sedimentačného prostredia ani deltové sedimenty sa nezachovali, podľahli pokarpatskej denudácii vedno so súvekými litorálnymi elementmi sečianskych vrstiev. Napriek tomu predpokladáme znos materiálu zo S, z veporského pásma, ako aj z externejších častí centrálnych Západných Karpát, no nemožno vylúčiť ani transport zo SV. Na hodnotenie kvality znosovej oblasti sú k dispozícii len ťažké minerály (Jurkovičová in Vass a Elečko et al., 1992; tab. 42, 43), v ktorých sa vyskytujú typomorfné minerály metamorfík (granát, staurolit a distén) a magmatitov (zirkón, apatit, turmalín a granát). Takéto horniny sa vo veporskom pásme vyskytujú aj dnes a popri nich sú tam aj sedimenty a dynamometamorfované horniny karbónu a permu gemerika i veporika, ako aj triasu a jury veporika. Všetky tieto horniny boli zastúpené aj v znosovej oblasti modrokamenského súvrstvia. Podľa charakteru klastických sedimentov modrokamenského súvrstvia reliéf znosovej oblasti bol plochý. Členitejší mohol byť ďalej na S a z klastického materiálu, ktorý poskytol, sa riečnymi tokmi do morského prostredia dostal len piesok, prach a íl.

Pri sedimentácii modrokamenského súvrstvia sa chladná klíma, typická pre otnang, zmenila na relatívne teplejšiu, o čom svedčí postupný úbytok arktoterciérnych a rast podielu tropicko-subtropických prvkov. Podľa Planderovej (1990), ktorá urobila rekonštrukciu rastlinného života na pobreží mora, boli rovinaté príbrežné oblasti porastené nysaceami, pteridofytmi, taxodiaceami, symplokaceami a zástupcami rodu *Carya, Pterocarya, Liquidambar, Castanea* a *Pinus*. Na svahovitých terénoch rástli kroviny *Engelhardtia* a *Pterocarya,* ako aj cédrové lesy s krovinatým podrastom *Engelhardtia* a *Pterocarya*.

Štúdium izotopového zloženia O a C v schránkach foraminifer z vrtu LKŠ-1 (Šutovská a Kantor, 1992) ukázalo, že teplota morskej vody pri sedimentácii sečianskeho súvrstvia mierne rástla.

**Tektonická aktivita a vulkanizmus**

Pri sedimentácii modrokamenského súvrstvia boli aktívne zlomy sz. systému. V študovanom území sú to zlomy sv. krídla dačovolomskej prepadliny. Ich synsedimentárnu aktivitu predpokladáme na základe toho, že kontrolujú distribúciu hrúbky súvrstvia.

Na konci karpatu nastal významný zdvih študovaného i priľahlého maďarského územia doprevádzaný hlbokou eróziou. Podľa paleomagnetických meraní po karpate, počas raného bádenu došlo k poslednej rotácii blokov, a to asi o 30° proti smeru hodinových ručičiek. Tým sa zavŕšila miocénna rotácia širokého regiónu od Ipeľskej kotliny po jv. okraj Bukových vrchov a dosiahla súhrnnú hodnotu okolo 80°. Vyjadrené v laterálnej translácii to mohlo celkovo predstavovať pohyb okolo 500 km (resp. viac) generálne v smere z J na S (Márton a Márton, 1996; Márton et al., 1996).

Dôkazy o vulkanickej aktivite pri usadzovaní modrokamenského súvrstvia sa v Lučenskej kotline nenašli, ale súvekú vulkanickú aktivitu potvrdzuje tuf a tufit opísané zo sečianskych vrstiev v západnej časti Ipeľskej kotliny (Vass et al., 1979).

## Paleogeografická rekonštrukcia neovulkanitov na západnom okraji Lučenskej kotliny

Po regresii karpatského mora sa územie na pomedzí Ipeľskej a Lučenskej kotliny zdvihlo, podliehalo erózii a tá odstránila okolo 700 m karpatských sedimentov (Vass a Šucha, 1994). Na vysokých kryhách spodnomiocénnej dačovolomskej prepadliny odstránila celé modrokamenské a časť salgótarjánskeho súvrstvia. Na takto denudovaný reliéf na začiatku bádenu opäť preniklo more a súčasne sa začala vulkanická aktivita na šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóne. Produkty tohto vulkanizmu sa ukladali v dvoch sedimentárnych cykloch.

## Spodný sedimentačný cyklus

Pre spodný báden je charakteristické rozšírenie morského prostredia do Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny sčasti zasahujúce do jz. priestoru Lučenskej kotliny. Morská transgresia korešponduje s globálnym cyklom fluktuácie morskej hladiny TB 2.3 a v regionálnom meradle ide o 8. regionálny cyklus. Na báze spodného sedimentačného cyklu sú uložené *príbelské vrstvy* (bazálne vrstvy) v podobe tufitického piesku. Ležia diskordantne na spodnomiocénnych sedimentoch redukovaných denudáciou. V smere na S ich hrúbka klesá, až úplne vyklinuje. Vysoký obsah nevulkanických minerálov zodpovedajúcich asociácii kryštalických bridlíc a výskyt obliakov kryštalinika i mezozoika potvrdzujú znos detritického materiálu z veporika. Polohy tufitického piesku sa ukladali v prostredí litorálu alebo delty. Výskyt amfibolu, hypersténu a granátu vo frakcii ťažkých minerálov a prítomnosť vulkanického skla, β-kremeňa a biotitu spolu s vložkami ryodacitového tufu svedčia o synchrónnej aktivite vzdialených vulkanických centier, ktoré pri explozívnej aktivite produkovali vulkanický materiál acidného zloženia (ryodacity a ryolity). Za pravdepodobnú zdrojovú oblasť možno označiť areál acidného vulkanizmu severného Maďarska.

Podľa paleontologického obsahu nemožno bazálne vrstvy jednoznačne stratigraficky zaradiť. Do spodného bádenu sa zaraďujú podľa superpozície na južnom okraji Krupinskej planiny, kde ležia na denudovanom karpate a otnangu a v podloží vinickej formácie (Vass et al., 1979).

Bezprostredne po uložení bazálnych vrstiev sa na južnom okraji Krupinskej planiny aktivovali rozptýlené centrá

andezitového vulkanizmu **vinickej formácie** (amfibolicko-pyroxenické andezity ± granát), ktoré extrudovali prevažne v podobe submarinných dómov (príl. 8). Pri výstupe v morskom prostredí extruzívne telesá podliehali brekciácii a deštrukcii s rozsiahlou redepozíciou vulkanoklastického materiálu, ktorý sa transportoval do priestoru Ipeľskej a Lučenskej kotliny a ukladal v podobe epiklastických vulkanických fácií (tufiticko-ílovcové sedimenty, epiklastická vulkanická brekcia – konglomeráty). Lokálne vznikal riasový tufitický vápenec s hojnými schránkami litorálnej fauny (východné svahy Strážnej hory).

Pôvodný rozsah morského prostredia pravdepodobne podstatne prekročil súčasný denudačný okraj pri východnom okraji strhársko-trenčskej prepadliny smerom na V. Vulkanickosedimentárne súvrstvie po regresii mora a ako výsledok zdvihu v Lučenskej kotline v podstatnej miere redukovala denudácia. Maximálna hrúbka (do 150 m) sa zachovala v strhársko-trenčskej prepadline, čo potvrdili vrty (príl. 8).

## *Vrchný sedimentačný cyklus* (príloha 9)

Bázu vrchného sedimentačného cyklu reprezentujú vrstvy *tufitického piesku s obliakmi andezitu a nevulkanických hornín.* V nesúvislom vývoji sú odkryté pri východnom denudačnom okraji neovulkanitov. Sedimentácia prebiehala na denudovanom povrchu staršej vinickej formácie vo fluviálnom až fluviálnolimnickom prostredí. V smere na S hrúbka bazálnych vrstiev postupne klesá a vrstvy vyklinujú. Táto sedimentácia je synchrónna a pravdepodobne je prejavom transgresívneho štádia globálneho cyklu kolísania morskej hladiny TB 2.4. V regionálnom meradle ide o 9. neúplný regionálny transgresívno-regresívny cyklus.

Pravdepodobne staršiu explozívnu aktivitu acidného vulkanizmu dokumentujú izolované polohy kyslého tufu ryodacitového zloženia. Pyroklastický materiál sa po vzdušnom alebo splachovom transporte ukladal v lokálnych depresiách a zárezoch reliéfu (pri obci Ľuboriečka). Eruptívne centrá tohto vulkanizmu nie sú známe. Po vzniku bazálnych vrstiev sa uložil mohutný pyroklastický prúd (alebo sekvencia niekoľkých prúdov). V severnej časti sa pyroklastický prúd uložil bezprostredne na reliéfe budovanom veporickým kryštalinikom, južnejšie leží nad bazálnymi vrstvami (odkryvy pri východnom denudačnom okraji neovulkanitov). Erupciu pyroklastického prúdu možno spájať s úvodnými etapami explozívnej aktivity stratovulkánu Javorie (uloženiny pyroklastického prúdu sa v analogickej pozícii identifikovali aj pri východnom okraji stratovulkánu Javorie). Uloženiny pyroklastických prúdov vo vnútornejších častiach strhársko-trenčskej prepadliny a vo vyššej pozícii pravdepodobne súvisia s vývojom lyseckého vulkánu (pyroklastické prúdy na S a J od Ľuboreči).

Povaha prostredia a vzdialenosť od eruptívneho centra podstatne ovplyvnili litológiu vulkanických produktov. Na J od Ľuboreči prevládalo fluviálnolimnické prostredie a južnejšie prechádzalo do výlučne jazerného prostredia (Dúbrava – Ľuboriečka). V tomto prostredí dominujú uloženiny epiklastického vulkanického pieskovca s polohami pemzy a polohy hrubých (severná časť) až drobných (južná časť) konglomerátov. V siltovcových vložkách sú hojné odtlačky listov a zvyšky drevnatých častí flóry. Pri severnom okraji tohto prostredia možno pozorovať početné erozívne kanály vyplnené konglomerátmi, ktoré predstavujú korytá menších riek a potokov ústiacich do limnického prostredia (na S od Ľuboreči).

Severnejšie od tohto pásma dominuje hrubozrnnejšia fácia vulkanoklastických hornín (drobná až hrubá epiklastická brekcia a konglomeráty) s blokmi do 0,8 až 1,5 m, zriedkavejšie aj väčšími, ktoré reprezentujú uloženiny vulkanického svahu s prechodom do proluviálnej roviny (na S od Ľuboreči). V tejto oblasti sa ukladali epiklastické súvrstvia periférnej vulkanickej zóny **lyseckého vulkánu**, ako aj spodnej stavby **stratovulkánu Javorie**. Pravdepodobne synchrónny vývoj týchto vulkánov a značná petrografická podobnosť vulkanického materiálu (pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity) nedovoľujú stanoviť výrazné litologické rozhranie. Pre vzájomný vzťah vulkanických komplexov je naopak charakteristické vzájomné prevrstvenie epiklastických fácií a zmiešanie petrografických typov hornín. Vulkanický materiál, ktorý jednoznačne patrí do spodnej stavby stratovulkánu Javorie (fragmenty bazaltoidných andezitov), výraznejšie prevažuje až vo vrstvách asi 2,5–3 km na S od Ľuboreči. Toto pásmo (Praha, Lupoč – Tuhár) začleňujeme do spodnej časti stratovulkánu Javorie (príl. 9).

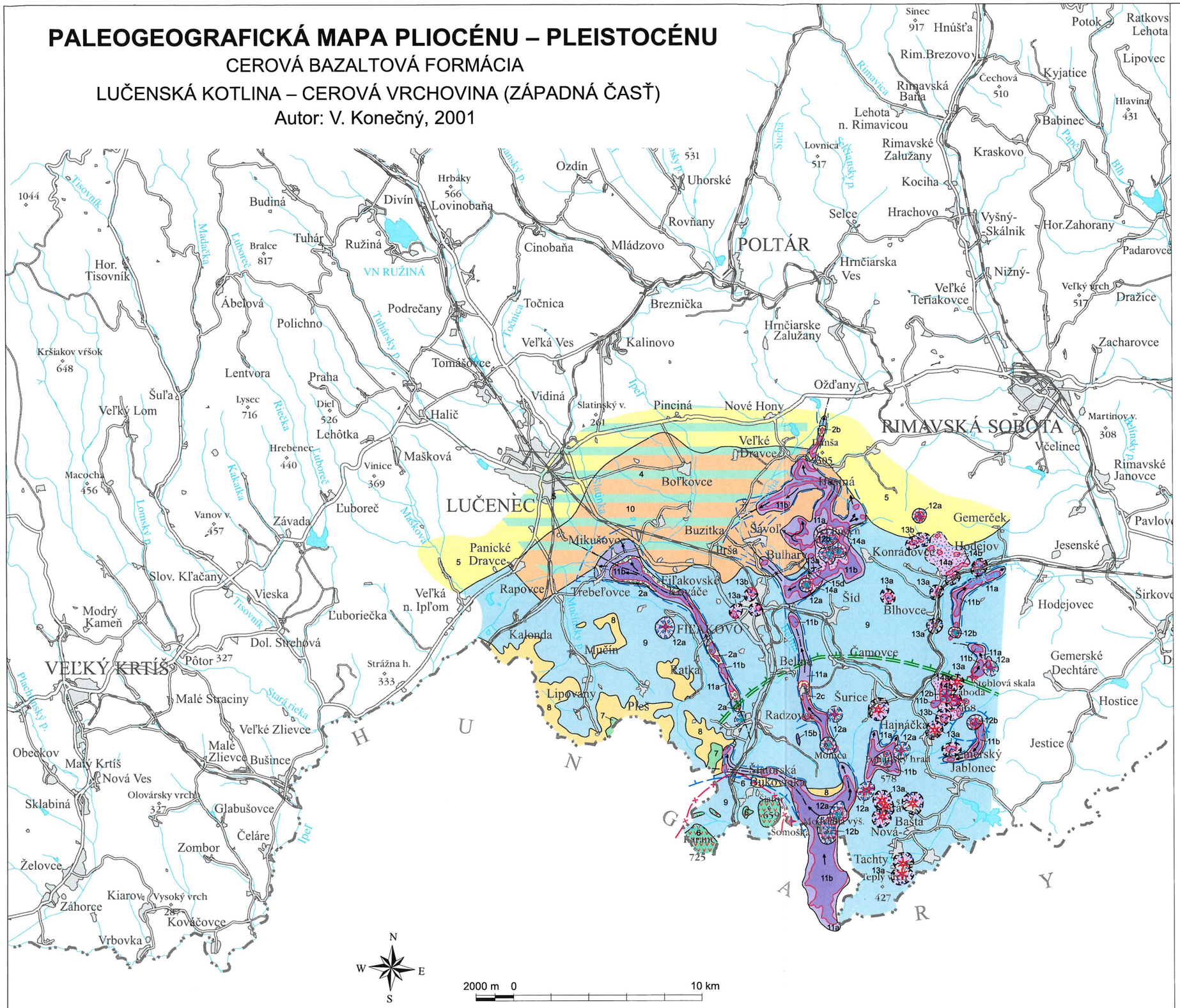
Limnickofluviálne prostredie, v ktorom sa deponoval vulkanoklastický materiál spodnej stratovulkanickej stavby Javoria, a najmä lyseckého vulkánu, pokračovalo do istej vzdialenosti smerom na V, čo potvrdzujú aj výsledky vrtov (príl. 9).

# PALEOGEOGRAFICKÁ MAPA PLIOCÉNU – PLEISTOCÉNU

## CEROVÁ BAZALTOVÁ FORMÁCIA

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autor: V. Konečný, 2001




### PALEOGEOGRAFICKÉ OBLASTI

OBLASTI SEDIMENTÁCIE

1 – riečna oblasť, oblasť dolinnej nivy: korytá, agradačné valy

2 a, b, c – fluviálny štrk a piesok – starý pleistocén: a) biber, b) donau, c) fluviálny štrk, pestrý íl – pliocén (?ruman)

3 – oblasť deltovej plošiny (predpokladaná)

4 – jazerná oblasť: močiarno-slatinno-jazerné sedimenty

LITOFÁCIE V PODLOŽÍ CEROVEJ FORMÁCIE – ZDROJOVÉ OBLASTI ZNOSU A DENUDÁCIE

5 – pont – poltárske súvrstvie

6 – báden – povrchové východy lakolitových intrúzií hyperstenicko-amfibolického andezitu s granátom – šiatorský intruzívny komplex

7 – otnang – salgótarjánske súvrstvie

8 – vrchný egenburg – bukovinské súvrstvie

9 – spodný egenburg – fiľakovské súvrstvie

10 – eger – lučenské súvrstvie

### CEROVÁ BAZALTOVÁ FORMÁCIA VULKANICKÉ FORMY A PRODUKTY

11 a, b – lávový prúd: a) pôvodný predpokladaný rozsah, b) súčasný denudačný relikt

12 a, b – troskový kužeľ: a) pôvodný predpokladaný rozsah, b) súčasný denudačný relikt

13 a, b – maar: a) pôvodný predpokladaný rozsah, b) súčasný denudačný relikt

14 a, b – lapilový tuf: a) pôvodný predpokladaný rozsah, b) súčasný denudačný relikt

Denudačné relikty odkrytých prívodových systémov a intrúzií

15 a, b, c, d – a) nek, b) dajka, c) diatréma, d) plytká intrúzia

OSTATNÉ SYMBOLY

16 – smer tečenia lávového prúdu

17 – os paleodoliny

18 – predpokladaný rozsah lakolitových intrúzií hyperstenicko-amfibolického andezitu s granátom

19 – lokálna elevácia

20 – predpokladaná oblasť zdvihu (klenba) v priebehu aktivity bazaltového vulkanizmu

**Supplement 11**

**PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE PLEISTOCENE**
Cerová basalt Formation, Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland (western part)

PALEOGEOGRAPHIC AREAS
AREAS OF SEDIMENTATION
1 – river area, area of fluvial plain, aggradation wall
2 – fluvial gravels and sands – Lower Pleistocene, 2a – Biber, 2b – Donau, 2c – fluvial gravels, varicolour clays – Pliocene (?Romanian)
3 – assumed delta flat area
4 – lake environment, swamp–bog-lake sediments
UNDERLYING FACIES OF CEROVÁ BASALT FORMATION – SOURCE AND DENUDATION AREAS
5 – Pontian – Poltár Member, 6 – Badenian – outrops of hypersthene–hornblende garnet laccolith intrusions – Šiator intrusive Complex
7 – Ottnangian – Salgótarján Formation
8 – Upper Eggenburgian – Bukovinka Formation
9 – Lower Eggenburgian – Fiľakovo Formation
10 – Egerian – Lučenec Formation
CEROVÁ BASALT FORMATION, VOLCANIC FORMS AND PRODUCTS
11 – lava flow: 11a – assumed original extent, 11b – recent relict after denudation
12 – scoria cone: 12a – assumed original extent, 12b – recent relict after denudation
13 – maar: 13a – assumed original extent, 13b – recent relict after denudation
14 – lapilli tuff: 14a – assumed original extent, 14b – recent relict after denudation
*Feeding system and intrusion exposed by denudation*
15a – neck
15b – dyke
15c – diatreme
15d – shallow intrusion
OTHER SYMBOLS
16 – direction of lava flow
17 – axis of paleovalley
18 – assumed extent of laccolith intrusions of hypersthene–hornblende andesite with garnet
19 – local elevation
20 – assumed updomed area during activity of basalt volcanism

# Paleogeografická rekonštrukcia strednomiocénnych neovulkanitov pri severovýchodnom okraji Lučenskej kotliny

Neovulkanity pri sv. okraji Lučenskej kotliny (na V od Hrachova) sú výbežkom neovulkanických hornín pokoradzského súvrstvia. V spodnej časti ich reprezentujú vrstvy epiklastického vulkanického pieskovca s vložkami drobného zlepenca, siltovca, drobnej brekcie a redeponovaného tufu. Jemnozrnný charakter, vytriedenie, časté krížové zvrstvenie a textúry sklzového charakteru poukazujú na depozíciu bazálnych súvrství v okrajovej časti limnického bazéna. Ďalšie relikty pokoradzského súvrstvia na SV od Hrnčiarskych Zalužian (Kamenná hora, chrbát na S od Rakovej doliny) dokumentujú pokračovanie pôvodného limnického bazéna na Z (príl. 9).

Pre vyššie úrovne pokoradzského súvrstvia je charakteristický vývoj nevytriedeného epiklastického vulkanického pieskovca drobných až hrubých epiklastických vulkanických konglomerátov a brekcie, prítomnosť uloženín laharov a pyroklastických prúdov. Súvrstvie, ktoré sa vyvíjalo vo fluviálnolimnickom až fluviálno-suchozemskom prostredí, predstavuje okraje distálnej vulkanickej zóny predpokladaného **veporského stratovulkánu**. Za zdrojové centrá pyroklastických prúdov možno považovať aj explozívne neky vystupujúce na SV od Pokoradze.

V Cerovej vrchovine v bádene nastala intrúzia lakolitových telies hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom – **šiatorský intruzívny komplex**, ktoré kontaktne metamorfovali sedimenty fiľakovského súvrstvia (egenburg).

V západnej časti Lučenskej kotliny nastal intruzívny prienik izolovaného telesa amfibolického andezitu – **haličský andezit** (Hradný vrch v Haliči). Pravdepodobne intrúzia z podložia vytrhla blok triasových kremencov föderatskej skupiny (budujúci strednú a južnú časť Hradného vrchu) a vysunula do vyšších úrovní (podobný mechanizmus ako v prípade intrúzie neďaleko Brusníka na južnom okraji Krupinskej planiny). Teleso doteraz nie je rádiometricky datované, ale na základe analógie ho porovnávame s intrúziami amfibolických andezitov v centre Lysca a intrúzie pri Brusníku.

# Paleogeografia v ponte

Územie Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny po bádene bolo dlhodobo vynorené a denudované. V ponte ožila subsidencia v severnej časti Lučenskej kotliny. Výsledok subsidencie je poltárske súvrstvie. Súvrstvie vypĺňa aj riečne doliny, ktorými je rozbrázdený južný okraj Slovenského rudohoria. Jeho vznik sa dá chápať ako vzdialená reakcia globálnej subsidencie, ktorú umožnil rozvoj globálneho cyklu fluktuácie mora TB 3.2. Lokálny sedimentárny cyklus poltárskeho súvrstvia označujeme ako 10. nerozvinutý regionálny cyklus. Pri sedimentácii bol aktívny bazaltový vulkanizmus a jeho produkty tvoria **podrečiansku bazaltovú formáciu**. Sedimenty aj vulkanity sa prstovite prelínajú.

Západným okrajom poltárskeho súvrstvia v kotline je potok Mašková a odtiaľ súvrstvie zasahuje až do okolia Hrnčiarskych Zalužian a Hrnčiarskej Vsi. Veľký erózny zvyšok súvrstvia je medzi Hrachovom a samotou Babin most, menší v okolí samoty Rakov a rovnomennej kóty. Súvrstvie je rozšírené aj na S od kotliny v dolinách potokov stekajúcich z Veporských vrchov.

Podrečianska bazaltová formácia je rozšírená v západnej a sz. časti kotliny a v priľahlom podhorí (príl. 10).

Poltárske súvrstvie je najhrubšie medzi Podrečanmi a Tomášovcami (70 až 90 m), pri Jelšovci a na J a SV od Poltára (Hájiky-Maky – Prievrana, samota Maštinec) na veľkej ploche hrúbka súvrstvia prekračuje 50 m, ale ináč kolíše od niekoľko po 50 m (príl. 10). Pravdepodobne nikde nejde o pôvodnú hrúbku, ale o zmenšenú postpontskou eróziou, lebo na súvrství nikde neležia mladšie horniny ako kvartérne sedimenty. Poltárske súvrstvie vznikalo v riečnom a jazernom prostredí.

V Lučenskej kotline bolo možno identifikovať niekoľko oblastí sedimentácie.

### Riečna oblasť (oblasť údolnej nivy) a proluviálnych kužeľov

Prevládajúcou oblasťou sedimentácie boli údolné nivy a proluviálne kužele. V tomto prostredí vznikali hlavné litologické typy poltárskeho súvrstvia – štrk, piesok a pestrý íl. Korytové fácie majú typický znak riečnych sedimentov – cyklický vývoj. Sedimentom korytovej fácie je zväčša štrk (foto 18). Zvyčajne vypĺňa korytá hlboké od 0,2 do 1,0 m a široké od 0,5 do niekoľko metrov. Na báze korýt býva limonitová kôra. Výplň korýt má gradačné zvrstvenie, ktoré sa začína štrkom, pokračuje pieskom a končí sa ílom (úplný cyklus). Niekedy je piesok od ílu ostro ohraničený a v takom prípade tvorí štrk a piesok nerozvinutý cyklus. Štrk má polymiktné zloženie (tab. 45). Obliaky sú dobre opracované alebo poloopracované a stupeň opracovania klesá smerom na S, t. j. k zdrojovým oblastiam. Obliaky sú nerovnako veľké, drobné až hrubé. Pozitívna zrnitostná gradácia vo výplni korýt – prechod štrku do piesku – naznačuje pokles energie toku a prechod piesku do ílu zánik riečneho koryta.

Samostatné polohy piesku pravdepodobne predstavujú agradačné valy nivných dolín. Piesok tvorí polohy hrubé 3–4 m (Andrusov a Zorkovský, 1950). Je biely, bielosivý, sivý, žltohnedý a červenohnedý. Mišík (1956) pozoroval lineárne usporiadanie pieskových telies v sv. smere od Seliec cez Hrnčiarsku Ves, Maštinec, Hrabovo po Ceriny a na tomto základe predpokladal tok rieky od SV.

Íl riečnej fácie predstavuje sedimenty občasných nivných jazier. Tvorí polohy hrubé niekoľko, miestami až vyše 20 m. Jeho vznik v nivných jazerách prezrádza pestré sfarbenie, ktoré vznikalo ako výsledok zmien oxidačno-redukčných podmienok. Tieto podmienky záviseli od kolísania hladiny spodnej vody. Nedostatok zeleného sfarbenia naznačuje, že íl prešiel diagenetickými premenami najmä v oxidačnom prostredí.

S občasnými nivnými jazerami asociovali nivné močiare, v ktorých sa akumulovala organická hmota. Keď to klimatické podmienky dovoľovali, vznikali tam rašeliniská a sloje lignitu (hlinisko Kovačičova baňa v Poltári; Mišík, 1956; obr. 33; na SZ od Poltára a i.).

**Proluviálne kužele** sú litologicky podobné sedimentom údolných nív a skladajú sa z polymiktného štrku, piesku a pestrého ílu, ale štrk je horšie opracovaný a hrubozrnnejší, piesok a íl sú horšie vytriedené. V íle sú ostrohranné fragmenty predterciérnych hornín, často kaolinizované.

Okrem spomenutých sedimentov sa v priestore rozšírenia riečnych a proluviálnych sedimentov vyskytujú aj eluviálne sedimenty. Je to kaolinický íl s kaolinizovanými úlomkami fylitov a iných predterciérnych hornín. Iným typom je kaolinický íl obsahujúci ostrohranné úlomky kremeňa. Tento íl je na krátku vzdialenosť premiestnená kôra zvetrávania. Jediným reliktom pôvodnej horniny sú rezistentné zvyšky kremenných žiliek vo forme už spomenutých ostrohranných úlomkov.

Kaolinický plastický íl nivných jazier a elúvií sa miestami v postdepozičnom období aktivizoval a prepracoval. Svedčia o tom vztýčené úlomky žilného kremeňa, vztýčené konáre fosílnych drevín, *pull-apartová* textúra piesčitých vložiek v íle, náznaky diapirizmu ílu rozličného druhu a s tým súvisiaci vypuklý tvar ílových polôh a malé poklesy sledovateľné v piesčitých polohách prechádzajúce do flexúr v íle, ohladené plochy v íle.

Mišík (1956) zobrazuje dezintegrovanú pieskovú vložku hrubú okolo 20 cm s príznakmi deformácie spôsobenými inkoherentnými sklzovými pohybmi (obr. 32).

### Oblasť jazernej a deltovej sedimentácie

Jazerná sedimentácia sa v kotline zachovala iba okrajovo a reprezentujú ju sedimenty jazerných delt a maarových jazier. Sedimenty jazera, do ktorého v Lučenskej kotline ústila riečna sieť, podľahli úplnej denudácii.

Deltové prostredie je na južnom okraji dnešného poltárskeho súvrstvia v Lučenskej kotline, na J od prostredí údolnej nivy a prolúvií, t. j. v najdistálnejšej pozícii voči predpokladaným znosovým oblastiam v smere transportu klastického materiálu. Na paleogeografickej mape zobrazujeme prostredie jazerných delt na SV od Jelšovca a pri samote Rakov, na SV od Konrádoviec (príl. 10).

Významný podiel v nich má štrk. Predpokladáme, že išlo o štrkové výnosové kužele, ktoré vznikli v mieste ústia rieky s relatívne veľkou unášacou energiou do jazera.

**Prostredie maarových jazier**. Po utíšení freatomagmatických explózií bazaltového vulkanizmu podrečianskej formácie sa maarové krátery zaplnili zrážkovou vodou, a tak vznikli jazerá, v ktorých našli vhodné podmienky na život riasy. Maarové jazero pri Pincinej obývali žltozelené riasy druhu *Botryoccocus braunii,* ktoré vďaka priaznivým podmienkam mali vysokú reprodukciu. Fotická zóna jazera bola preplnená kolóniami rias, ktoré po odumretí klesali na dno a tam sedimentovali vedno s pelitickým materiálom splaveným zo zvetrávajúcich tufových valov obklopujúcich maar. Na dne jazera sa ukladala ílovitá biomasa – alginit.

Sedimentárne textúry, najmä jemná laminácia, prezrádzajú, že sa alginit ukladal prevažne v málo dynamickom prostredí, zriedkavé drobné čeriny na vrstvových plochách poukazujú na občasnú intervenciu veľmi slabého prúdenia, ktoré bolo schopné transportovať len ľahké kremité schránky diatomaceí a z nich sformovať drobné ploché čeriny. Textúry hrnutia bahna upozorňujú na občasné porušenie stability na mierne sklonenom dne maarového jazera, čo viedlo k iniciovaniu hustých bahenných prúdov *(mass flow)*. Malé husté prúdy sa však do väčšieho prúdu nerozvinuli, lebo chýbajú textúry, ktoré by intervenciu takýchto prúdov signalizovali.

Jazero, v ktorom alginit vznikal, bolo meromikné. V lete pri dostatku zrážok malo eutrofnú vodu dobre zásobovanú živinami splavovanými zo zvetrávajúceho tufu maarového valu. Vodný stĺpec bol zvrstvený. Vo vrchnej presvetlenej teplej vrstve eutrofnej vody bohatej na kyslík (epilimnión) boli optimálne podmienky na život riasového fytoplanktónu, najmä botryokokov. Pod bystrou nehrubou vrstvou vody, v ktorej teplota vody náhle poklesla (mikroklíma), bola chladná nevetraná „anaeróbna" vrstva vody bez života (hypolimnión), a preto na dno klesajúce odumreté kolónie botryokokov zostali pred akoukoľvek bioaktivitou uchránené, neskonzumoval ich bentos a nerozložili baktérie.

Na jeseň pri ochladení vodný stĺpec v jazere skolaboval a voda sa aspoň sčasti premiešala (meromix). Jazero pri hladine, ale aj na vetranom dne kolonizovali ekologicky diverzifikované diatomaceá. V aeróbnych podmienkach na dne bola ich organická hmota skonzumovaná či bakteriálne rozložená a v dnovom sedimente sa zachovali iba ich opalizované schránky.

Ako výsledok sezónneho striedania ekologických podmienok na dne jazera vznikal laminovaný sediment – alginit. V tmavej letnej lamine je hojná organická hmota botryokokov, vo svetlej, reprezentujúcej chladnú časť roka (jeseň až skorá jar), sú iba opalizované schránky diatomaceí (Solti in Russel, ed., 1990; Ognjanova-Rumenova a Vass, 1998; Vass, 2005).

Maarové jazero pri Jelšovci bolo plytké (maximálne 15 m) a klíma pri jeho zapĺňaní sedimentmi teplá, ale aridná. Jeho voda sa celý rok premiešavala, nestratifikovala. Na dne boli aeróbne podmienky vylučujúce fosilizáciu organickej hmoty. Z pozostatkov organizmov v jazernom sedimente sú opalizované iba schránky diatomaceí. Laminácia dnového sedimentu – striedanie sa svetlých lamín bohatých na schránky diatomaceí so sivými ílovými laminami – je výsledkom sezónneho kolísania eutrofie jazernej vody (Vass, 2005).

### Znosové oblasti a klíma

Materiál poltárskeho súvrstvia akumulovaný v Lučenskej kotline prichádzal zo S, SV alebo SZ. Transportným prostredím boli rieky resp. potoky vtekajúce do predpokladaného jazera v južnej časti dnešnej Lučenskej kotliny. Uloženiny stredných a dolných vodných tokov tvoria hlavnú masu poltárskeho súvrstvia v Lučenskej kotline.

Mišík (1956) podľa priestorovej distribúcie pieskových telies predpokladá významný tok prichádzajúci do kotliny od SV. Ďalším indikátorom smeru prínosu detritického materiálu boli akumulácie štrku, ktoré naznačujú prínos zo S (obliaky fylitov a kremencov), zo SZ (obliaky kremencov a serpentinitu) a z JV (andezitové obliaky z lokálnych zdrojov v kotline). Smer znosu čadičových obliakov z JV, ako to predpokladá Mišík (1956), nepovažujeme za reálny, lebo čadičové telesá cerovej formácie, ktoré dnes budujú vrcholy Cerovej vrchoviny, v čase sedimentácie poltárskeho súvrstvia ešte nejestvovali. Bazaltové obliaky v súvrství, napr. pri Pincinej, najpravdepodobnejšie pochádzajú z lokálneho zdroja – z maarového valu, ktorého zvyšky vystupujú v bezprostrednej blízkosti.

Transportným činiteľom na krátku vzdialenosť boli aj malé toky, ktoré splavovali detritický materiál z bezprostredného okolia Lučenskej kotliny a akumulovali ho vo forme proluviálnych kužeľov.

Zo severného okolia kotliny sa na krátku vzdialenosť splavoval materiál kôry zvetrávania, čím vznikali eluviálne sedimenty. Podľa zmenšovania až úplného zmiznutia hrubokastických úlomkov z ílu sa dá predpokladať, že smer splachovania bol od S na J (Mišík, 1956). Znosovou oblasťou boli horniny veporského pásma, metamorfované granitoidy, sedimenty karbónu, permu, triasu až jury, obalu veporika, resp. karbónu a permu, ako i báziká gemerika, strednomiocénne vulkanity (andezity) a staršie terciérne sedimenty. Horniny znosovej oblasti boli hlboko zvetrané, kaolinizované, a preto v obliakovom materiáli súvrstvia prevládajú obliaky rezistentných hornín, ktoré nemohli podľahnúť kaolinizácii, ale vyskytujú sa i kaolinizované fylity, andezity, ba i kaolinizované bazalty. Prítomnosť bazaltov je dôkazom kanibalizmu riečnych tokov, ktoré erodovali nielen staršie predterciérne horniny, ale aj súvekú podrečiansku bazaltovú formáciu.

Reliéf oblasti na severnom okraji kotliny bol azda rovný a horniny kaolinizované. Severnejšie, a to nie ďaleko od kotliny, musel byť reliéf členitý, relatívne strmý. Z neho pochádza štrkový materiál súvrstvia.

Počas sedimentácie poltárskeho súvrstvia boli klimatické výkyvy. Mikrofloristické spoločenstvo nájdené vo svetlom íle poukazuje na stepnú suchú klímu. V suchej klíme v maarovom jazere pri Jelšovci vznikal diatomit. Aridnú klímu, ktorá prevládala, vystriedala humídna mierna až teplá klíma, ktorá umožnila vznik bujných močiarisk, tvorbu rašeliny a v pincinskom maarovom jazierku tvorbu alginitu.

Počas období suchej klímy v kotline prevládala step porastená stepnou trávou *(Graminae), Chenopodiaceae* a príslušníkmi rodov *Artemisia*. Za vlhkej miernej klímy v nížinách rástli jelšové lesy s podrastom *Polypodiaceae* a močiare boli zarastené rastlinami čeľade *Taxodiaceae* a *Cupresaceae*. Na kopcoch a pahorkoch rástol prevažne *Cedrus* sprevádzaný druhom *Pinus*, typ *silvestris*, z listnáčov zástupcovia rodu *Quercus, Carpinus, Pterocarya, Ulmus, Alnus, Ilex* a *Betula* (Planderová, 1986).

Peľ nájdený v alglinite z pincinského maaru svedčí o tom, že okolie maaru bolo zarastené ihličnatým lesom s malým podielom listnáčov. Na lesných čistinách rástli byliny z čeľade *Graminae* a okraj jazera zarastal vodnými bylinami z čeľade *Nympheaceae* a *Sparganiceae* (Snopková in Vass et al., 1997).

Kaolinické zvetrávanie potvrdzuje existenciu období s vlhkou (500–1000 mm zrážok za rok) a teplou klímou (priemerná ročná teplota 16–18 °C). Kaolinické zvetrávanie postihlo základnú popolovitú hmotu bazaltových vulkanoklastík pri Pincinej, ale aj obliaky bazaltu v štrku (Kraus, 1989).

### Tektonická aktivita

Tektonickú aktivitu pri formovaní poltárskeho súvrstvia a podrečianskej formácie predpokladáme podľa priestorových vzťahov zlomov, najmä sz. zlomového systému, a rozšírenia produktov bazaltového vulkanizmu. Maary na Z od Jelšovca ležia na dvoch bezmenných zlomoch, ktoré pozdĺžne členia dálovskú kryhu a križuje ich nepomenovaný zlom sv. smeru. Bazalty na J od Maškovej sa priestorovo viažu na maškovský zlom a bazalty na V a JV od obce pravdepodobne na doteraz nezistené zlomy paralelné s maškovským zlomom a zlomom potoka Jelšovík. Bazaltový prúd pri Podrečanoch sa viaže na zlom Krivánskeho potoka, ale nemusí ísť o genetickú väzbu, ale o vyliaty bazaltový prúd do pradoliny Krivánskeho potoka, ktorá bola predisponovaná zlomom. Bazalty na SZ od Točnice sa viažu na čakanovský zlom, bazaltový maar pri Pincinej azda na severné pokračovanie fiľakovského zlomu alebo na bezmenný menší zlom nadväzujúci na fiľakovský zlom resp. v ďalšom pokračovaní paralelne s ním prebiehajúci (porovnaj prílohy 11 a 12).

Konfigurácia dnešnej priestorovej distribúcie poltárskeho súvrstvia naznačuje možnosť aspoň epigenetického vzťahu k zlomovej stavbe. Zreteľne v nej dominujú dva smery, výraznejší V–SV a podradnejší S–J. Príčinou pretiahnutia poltárskeho súvrstvia v smere V–SV v severnej

časti kotliny mohol byť krustálny zlom, ktorý v tomto priestore predpokladá Fusán et al. (1979) a ktorého aktivita v miocéne mohla byť príčinou subsidencie a akumulácie poltárskeho súvrstvia v Lučenskej kotline (Vass, 1987, 1989). Pri akumulácii súvrstvia mohli spolupôsobiť aj zlomy smerujúce zo S na J alebo mohli aspoň epigeneticky kontrolovať erozívny zrez. Ale zlomy tohto smeru, ktoré v Lučenskej kotline predpokladáme, prebiehajú mimo priestorov, v ktorých poltárske súvrstvie vytvára akumulácie pretiahnuté v smere zo S na J.

## Paleogeografická rekonštrukcia a vulkanológia podrečianskej formácie

V priebehu sedimentácie poltárskeho súvrstvia sa pri sz. okraji sedimentačného priestoru aktivovali eruptívne centrá bazaltového vulkanizmu podrečianskej formácie. Vulkanizmus charakterizovala prevaha efuzívnej aktivity s produkciou lávových prúdov a v nezanedbateľnej miere sa uplatnili aj freatomagmatické explózie, ktoré viedli k vzniku skupiny maarov pri Jelšovci a maaru pri Pincinej.

Zaradenie vulkanickej aktivity do pontu podporuje výsledok rádiometrického datovania bazaltového prúdu pri Podrečanoch K/Ar metódou 6,44 ± 0,27 mil. rokov a izochrónny vek 6,17 ± 0,47 mil. rokov, ako aj priestorové vzťahy k poltárskemu súvrstviu, ktorého pontský vek bol doložený biostratigraficky (pozri kapitolu Litológia, stratigrafia a magmatizmus). Vulkanická aktivita v Lučenskej kotline reprezentuje **1. vulkanickú fázu** (tab. 57).

Predpokladané eruptívne centrá efuzívnej aktivity (troskové kužele) boli severnejšie od študovaného územia. Lávové prúdy sa v paleoreliéfe pohybovali generálne smerom na J a končili sa v limnickom prostredí poltárskej formácie.

Lávový prúd s predpokladaným centrom na S od Točnice sa pohyboval v rámci paleodoliny (s úrovňou bázy 250–260 m nad morom) najprv na Z s postupným stáčaním na J až JV (úroveň bázy pri Podrečanoch je 225–230 m) a pokračoval na JV, kde sa pri Tomášovciach v nadmorskej výške 200 m končí. Ďalší lávový prúd na S od Maškovej, s nadmorskou výškou 260 m, sa pohyboval na J v rámci paleodoliny s orientáciou jjv. smeru a končí sa južne od obce v nadmorskej výške 200 m.

Relatívne najvyššie situovaný relikt bazaltového telesa na S od Haliče (kóta 450) leží na metamorfitoch slatvinského súvrstvia a pravdepodobne je zvyškom prívodného systému. Troskové kužele sa pri terénnom výskume neidentifikovali (pravdepodobne pre pokročilú denudáciu územia).

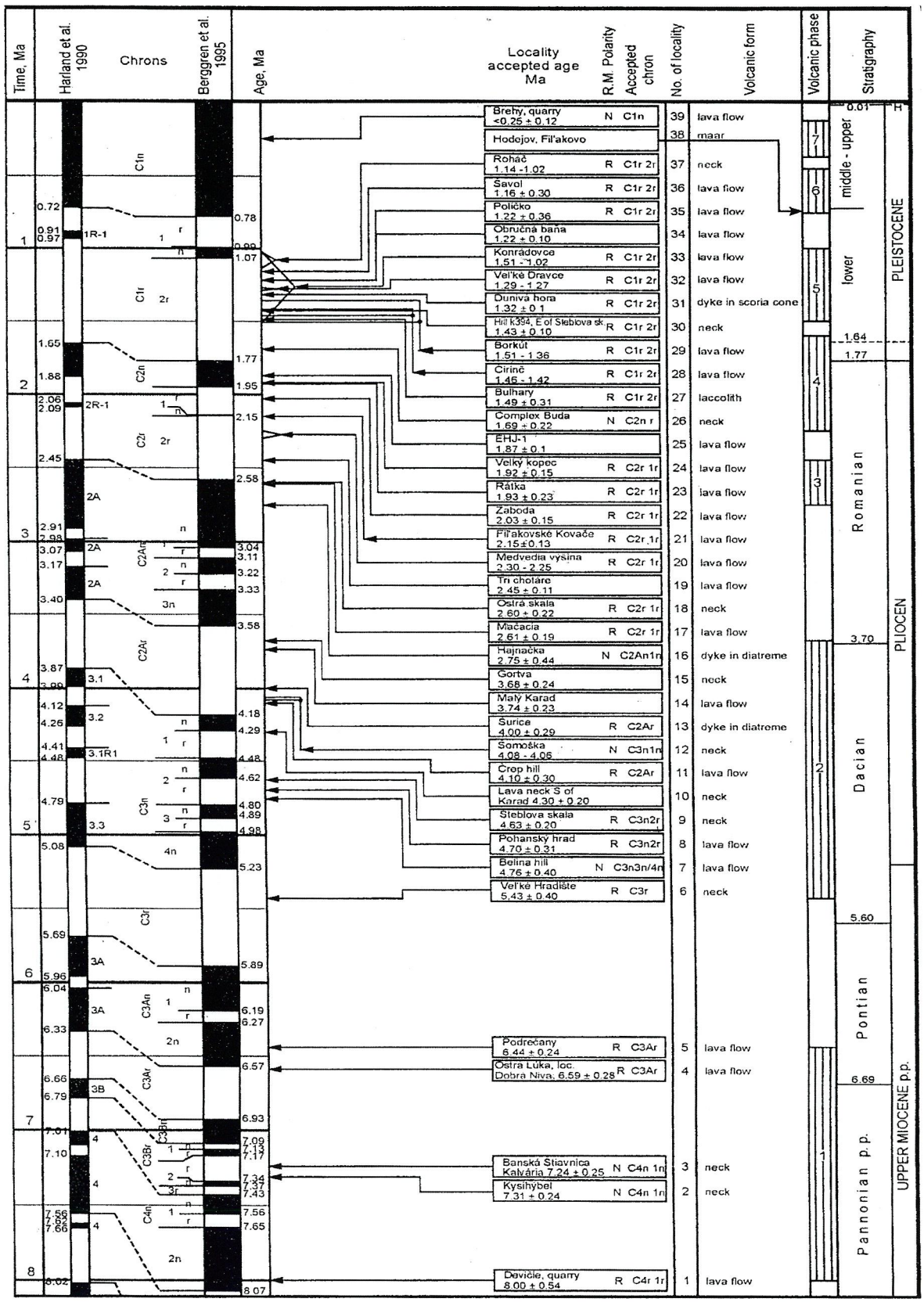
**Maarové štruktúry** (Jelšovec a Pinciná; foto 16) sa vyvíjali v limnickom prostredí poltárskej formácie. Limnické prostredie bolo zrejme významným až rozhodujúcim faktorom pri vzniku freatických explózií vyvolaných stykom vystupujúcej lávy v prívodnom ústí s vodným prostredím alebo vodou nasýtenými sedimentmi. V počiatočnom období pri prevahe freatických explózií (explózie vodných pár) sa formovali misovité depresie v paleoreliéfe. Pri pokračujúcej aktivite v súvislosti s prechodom do freatomagmatických explózií (zväčšuje sa podiel eruptovaného pyroklastického materiálu) sa formovali prstencovité valy okolo eruptívneho centra a pri opakovaných kolapsoch eruptívneho stĺpca vznikali povrchové pyroklastické *(base surges)* a mokré prívaly *(wet surges)*. Mokrými prívalmi sa veľkou rýchlosťou v podobe turbulentného prúdu transportoval a ukladal tufový materiál pri okrajoch maarovej depresie v podobe kruhovitého pyroklastického valu alebo tufového kužeľa. Palagonitizácia tufového materiálu (hydratácia vulkanického skla) maarov podrečianskej bazaltovej formácie svedčí o opakovanom kontakte magmy s vodným prostredím obnovovanom v maarovej depresii. Väčšie bloky vyvrhovaných spodnomiocénnych sedimentov sa pohybovali po balistických dráhach a po dopade na vulkanický svah vytvárali v podložných sedimentoch charakteristické deformácie (impaktné textúry). Pri náhlej depozícii väčšieho množstva materiálu alebo pri seizmických otrasoch sa často porušovala stabilita uložených súvrství na vnútorných svahoch maaru a vznikali sklzové pohyby materiálu smerujúce do centra maarovej depresie.

Podstatnou súčasťou uložením sú xenolity podložných sedimentov (často vypálených stykom s lávou) alebo xenolity z plytších až hlbších úrovní kôry. V ojedinelých prípadoch sa zistili xenolity ultramafických hornín (lherzolity) pochádzajúce z úrovne pri rozhraní plášťa a kôry.

Po skončení vulkanickej aktivity v izolovanom vodnom prostredí v centrálnej depresii maaru pokračovala sedimentácia jemnozrnného materiálu v podobe tufitickoílovcových súvrství so zvýšeným obsahom minerálov argilitovej skupiny (illit, montmorillonit, kaolinit a smektit). V priaznivých podmienkach na rozvoj diatomaceí vznikali polohy diatomitov resp. tufitického diatomitu (Jelšovec). Pri vývoji maaru Pinciná boli podmienky na rozvoj rias, ktoré podmienili vznik alginitu.

Maary podrečianskej formácie boli po svojom vzniku postupne pochovávané pod jazerné sedimenty poltárskej formácie, čo bolo jednou z príčin, že sa ich výplň zachovala, zatiaľ čo výplň maarov cerovej bazaltovej formácie je zväčša erodovaná.

Tab. 57
Rádiometrické veky ($^{40}Ar/^{40}K/Ar$, $^{40}Ar/^{39}Ar$) a magnetická polarita (RMP) alkalických bazaltov na Slovensku
(rádiometrické datovanie Kd. Balogh, magnetické vlastnosti O. Orlický)
Radiometric ages ($^{40}Ar/^{40}K/Ar$, $^{40}Ar/^{39}Ar$) and magnetic polarity (RMP) of Slovak alkaline basalts
(radiometric ages: Kd. Balogh, magnetic properties O. Orlický)



# Paleogeografická rekonštrukcia, vulkanológia a časová evolúcia cerovej bazaltovej formácie

Vulkanická aktivita bazaltového vulkanizmu sa v pliocéne a pleistocéne koncentrovala v Cerovej vrchovine (príl. 11) a v severnom Maďarsku. Na rozdiel od podrečianskej bazaltovej formácie prebiehala v prostredí suchej zeme. Niektoré lávové prúdy sa pohybovali v riečnych dolinách, o čom svedčia zvyšky fluviálneho štrku v ich podloží (belinský prúd).

Vulkanizmus sa vyznačoval prevahou efuzívnej aktivity a sporadicky sa pri nej formovali troskové kužele a maary. Lávové prúdy a pokrovy, ktoré asociujú s jedným alebo s viacerými troskovými kužeľmi, tvorili akumulácie v plytkých depresiách pri úpätí troskových kužeľov alebo pokračovali v pohybe do väčšej vzdialenosti a sledovali pritom orientáciu a morfológiu paleodolín.

Z celkovej geomorfologickej situácie bazaltových komplexov vyplýva, že paleoreliéf v období vulkanizmu dosahoval najvyššiu nadmorskú úroveň v južnej časti územia, ktorá sa v tom období dvíhala a formovala do klenbovitej stavby s pokračovaním do severného Maďarska. V súčasnosti sú relikty bazaltových prúdov a troskové kužele v najvyššej nadmorskej výške v južnej časti Cerovej vrchoviny v úrovni 575–600 m nad morom (báza troskového kužeľa a lávového prúdu Medvedia výšina).

V rámci tejto morfologickej klenby regionálneho rozsahu vynikala čiastková morfologická elevácia s osou smeru SVS–JZJ podmienená intrúziami lakolitových telies granatického andezitu Karanč (kóta 725) a Šiator (kóta 660), ktoré sú morfologickými dominantami aj v súčasnom reliéfe.

Ďalšiu lokálnu eleváciu indikuje báza troskového kužeľa Roháč, ktorá je asi o 100 m vyššie nad reliéfom okolitých reliktov.

Smerom na S paleoreliéf výrazne klesal a členil sa na systém paleodolín s prevládajúcou orientáciou v smere SZ, S až SV.

Produkty vulkanickej aktivity sa v počiatočnom období ukladali v parovinnom teréne s relatívne najvyššou nadmorskou úrovňou 575–550 m (južná časť Cerovej vrchoviny). Pri pokračujúcej vulkanickej aktivite sa postupne vytváral členitejší reliéf s prehlbujúcimi sa zárezmi erozívnych dolín sledovanými lávovými prúdmi. Relatívne najmladšie lávové prúdy tvoria výplň paleodolín na S od Fiľakova s úrovňou bázy 280 až 300 m n. m.

Ako výsledok synchrónneho vývoja klenbovej štruktúry a vulkanickej aktivity v pliocéne až pleistocéne sa vznikajúce vulkanické formy v oblasti klenbovej štruktúry intenzívne denudovali a mnoho troskových kužeľov a maarov pritom úplne zaniklo. Erozívny zrez obnažil subvulkanické prívodové systémy v podobe nekov, dajok a diatrém. Podobne sa lávové prúdy, ktoré pôvodne vypĺňali paleodoliny a depresie paleoreliéfu, pre vyššiu odolnosť bazaltov voči erózii, ako majú spodnomiocénne mäkké sedimenty, pri pokračujúcej erózii (trvajúcej dodnes) ocitli vo vrchných úrovniach plochých vrcholov a chrbtov. Tento proces sa označuje ako inverzia reliéfu.

Podľa výsledkov rádiometrického datovania (K/Ar metódou) a sčasti aj biostratigrafických dôkazov sa v rámci produktov bazaltového vulkanizmu v Cerovej vrchovine rozlišuje niekoľko vulkanických fáz (2.–6. vulkanická fáza; tab. 57).

**2. vulkanická fáza**, s intervalom 5,43–3,74 mil. rokov zodpovedá dáku a nasledovala po vulkanizme podrečianskej bazaltovej formácie (1. vulkanická fáza) s dlhou prestávkou vulkanickej aktivity. Zahŕňa väčšinu lávových nekov (Veľké Hradište, Šomošku, Gortvu, Steblovú skalu s dajkou a lávovým prúdom Črep a nek na J od Malého Karada), lávový komplex Pohanský vrch, lávový prúd Belinský vrch s troskovým kužeľom Monica, diatrému pri Šuriciach a maar Kostná dolina pri Hajnáčke.

– *Lávový nek Veľké Hradište* (kóta 386) s priemerom okolo 250 m predstavuje lávovú výplň prívodového kanála k predpokladanej povrchovej forme (pravdepodobne troskový kužeľ) odstránenej eróziou (obr. 54). Vznik tejto výplne zrejme znamenal aj definitívny záver povrchovej vulkanickej aktivity. Pri okraji telesa sa zachovala tufovo-brekciová výplň diatrémy preniknutá apofýzou (dajkou) z hlavného bazaltového telesa neku. Blízkopodpovrchovú úroveň vrchnej časti neku naznačuje usporiadanie stĺpcov v podobe obráteného vejára, ktoré indikuje rozšírenie priestoru pravdepodobne v spodnej časti kráteru. Pôvodný reliéf (báza povrchovej vulkanickej štruktúry) je vyššie v predpokladanej úrovni 450 m n. m. Rádiometrický vek 5,43 ± 0,40 mil. rokov je v súlade s pokročilým stupňom denudácie, pri ktorej sa úplne odstránila povrchová vulkanická forma. Bazaltový nek je situovaný externe od klenbovej štruktúry, na SZ od jej okraja.

– *Lávový nek Šomoška* pri štátnej hranici s Maďarskom tvorí výraznú dominantu v reliéfe (s pozoruhodným stredovekým hradom na vrchole; obr. 55). Nek preniká explozívnym kanálom diatrémy s tufovo-brekciovou výplňou (východ brekcie je pri sz. okraji neku). Orientácia stĺpcovej odlučnosti pri západnom okraji telesa (kolmá na steny kanála) svedčí o pokračovaní kanála vyššie nad súčasnú úroveň vrcholu s nadmorskou výškou 485 m, kým orientácia stĺpcov pri východnom okraji s postupným vztyčovaním (foto 21) poukazuje na to, že sa v tejto časti náhle rozšíril kráter (priechod do lávového jazera) alebo sa prerušila kráterová stena s pokračovaním do krátkeho lávového prúdu.

Izochrónny vek 4,06 ± 0,03 mil. rokov zodpovedá pokročilému stupňu denudácie s odstránením povrchovej vulkanickej formy.

– *Lávový nek Steblová skala* (kóta 486), s rádiometrickým vekom 4,63 ± 0,2 mil. rokov, podobne zodpovedá pokročilému stupňu denudácie (povrchová forma bola odstránená; foto 19). Nek v záverečnej etape prenikol výplňou diatrémy, ktorej zvyšky sa v podobe brekcie zachovali pri okrajoch

neku (obr. 48A, C). Orientácia stĺpcovej odlučnosti v podobe obráteného vejára naznačuje rozšírenie priestoru v oblasti krátera. S nekom je priestorovo zblížený relikt lávového prúdu Črep (kóta 417). Rádiometrické datovanie lávového prúdu 4,10 ± 0,30 mil. rokov poukazuje na to, že vznikol v mladšom období ako nek Steblová skala.

– *Lávový nek Gortva* (1 km na J od Gortvy) je izolované bazaltové teleso zhruba kruhovitého prierezu prenikajúce výplňou staršieho maaru (obr. 47). Rádiometrický vek 3,68 ± 0,24 mil. rokov ho zaraďuje na záver aktivity druhej vulkanickej fázy.

– *Lávový prúd Belinský vrch,* datovaný na 5,17 ± 0,90 mil. rokov, je spätý s troskovým kužeľom Monica ako pravdepodobným centrom (obr. 43), sledoval priebeh paleodoliny sz. smeru, pričom zostúpil z nadmorskej výšky 525 m pri okraji kužeľa až na úroveň 450 m pri skončení lávového prúdu a prekryl fluviálne sedimenty na dne paleodoliny – *belinské vrstvy* s predpokladaným vekom ruman.

– *Bazaltový komplex Pohanský vrch* je reliktom lávového pokrovu, ktorý vznikol pri úpätí troskových kužeľov alebo v lokálnej depresii reliéfu (obr. 45). Pokrov sa skladá z viacerých prúdov, leží na spodnomiocénnych sedimentoch, v úrovni zhruba 525 m sa mierne skláňa na S, tam prechádza do dvoch výbežkov lávových prúdov, ktoré sledovali začiatok paleodolín smerujúcich na S a SV (báza prúdov je v nadmorskej výške 500 až 475 m). Zvyšky trosiek na povrchu bazaltového komplexu svedčia o existencii troskových kužeľov. Lávový prúd pri severnom okraji je datovaný na 5,03 ± 0,26 mil. rokov (izochrónny vek je 4,70 ± 0,31 mil. rokov). Pri južnom okraji sa ku komplexu pripája lávový prúd v oblasti Malého Karada s rádiometrickým vekom 3,74 ± 0,23 mil. rokov. Južnejšie vystupuje menší izolovaný bazaltový nek s rádiometrickým vekom 4,30 ± 0,2 mil. rokov. Rozptyl rádiometrických údajov signalizuje dlhší časový vývoj bazaltového komplexu Pohanský vrch a to, že vznikol kumuláciou viacerých vulkanických foriem.

– *Diatréma Šurice-Soví hrad* (kóta 316,3) pri Šuriciach tvorí nápadný skalný útvar vystupujúci nad súčasný reliéf. Predstavuje vypreparovaný prívodový systém k predpokladanému povrchovému maaru, ktorý bol odstránený denudačným zrezom (obr. 56A). Výplň diatrémy, ktorú tvorí palagonitizovaná tufobrekcia (s častými úlomkami spodnomiocénnych sedimentov), sa sformovala pri freatických a freatomagmatických erupciách. Palagonitizácia poukazuje na kontakt vystupujúceho magmatického stĺpca s vodou nasýtenými sedimentmi alebo priamo s vodným prostredím. Informáciu o povahe predpokladanej povrchovej stavby maaru a o vulkanických procesoch poskytuje poklesnutý blok maarovej štruktúry do vrchných úrovní diatrémy (obr. 56A). Tufovo-siltovcové sedimenty v spodnej časti bloku reprezentujú pôvodnú sedimentárnu výplň v maarovej depresii, vyššie nasledujú polohy lapilového tufu striedajúce sa s polohami brekcií, ktoré sú produktom freatomagmatických a surtsejských erupcií. Vrchnú časť bloku tvoria aglutináty a aglutinované bomby eruptované v priebehu strombolských erupcií alebo erupciami typu lávových fontán (havajský typ erupcií). Záverečným procesom je výstup bazaltových dajok prenikajúcich výplňou diatrémy, ako aj poklesnutým blokom maarovej štruktúry.

Rádiometrickým datovaním bazaltovej dajky prenikajúcej diatrémou sa získal vek 4,00 ± 0,29 mil. rokov.

– *Maar Kostná dolina,* na JV od Hajnáčky, je paleontologickou lokalitou známou nálezom kostí cicavcov, ktorú v minulosti študovalo viac autorov (Szabó, 1861, 1865; Krenner, 1867; Schafarzik, 1899). Opis kostí publikoval Kormos (1917) a po druhej svetovej vojne ich skúmal Fejfar (1964), Mein (1975) a neskôr Fejfar a Heinrich (1987). Posledné stratigrafické hodnotenie kostí tejto cicavčej fauny a rekonštrukcia vývoja maarovej štruktúry je v práci Vassa et al. (2000). Kostrové nálezy fauny v časovej škále reprezentujú subzónu 16a zodpovedajúcu úseku 2,8–3,3 mil. rokov. Flóru študoval Sitár et al. (1989), zistili teplomilné druhy *(Torreya)* a zaradili ich pred chladné obdobie nastupujúce pred 2,3 mil. rokov.

Vývoj maaru rekonštruoval Konečný (in Vass et al., 2000) a rozlíšil v ňom tri vývojové štádiá (obr. 46C). V prvom (štádium I) pri freatických explóziách vznikla misovitá depresia na povrchu egenburského fiľakovského súvrstvia s úrovňou dna zhruba 150 m pod okolitým paleoreliéfom. Freatické explózie (explózie plynov a vodnej pary) v úvodnej fáze vynášali piesčitý materiál z rozrušených spodnomiocénnych sedimentov a sčasti ho uložili na dne depresie v podobe nespevnených polôh piesku (alebo lokálne spevnených kalcifikáciou pochádzajúcou z emanácie $CO_2$). Uloženiny tohto typu opísal Fejfar (1964) v sondách, ktoré dosiahli úroveň bázy depresie. Pri nasledujúcich freatomagmatických erupciách pri okrajoch depresie vznikol zhruba kruhovitý tufový val. (Prechod do freatomagmatických erupcií indikuje bazaltová brekcia overená vrtom HJ-1 v spodnej časti.) Nekonsolidovaný vodou nasýtený tufový materiál ukladaný pri erupciách na vnútornom svahu maaru bol nestabilný a podliehal gravitačným sklzom do vnútornejších častí maaru (sklzové textúry sa identifikovali pri severnom okraji maaru). V prestávkach medzi vulkanickými erupciami a po ich skončení prebiehala sedimentácia vo vnútornej časti maaru na dne jazerného prostredia. Bloky sedimentov zistené vo výkopových sondách (Fejfar, 1964) obsahujú peľ a spóry dokumentujúce teplú klímu. Dominantnú časť spoločenstva (75–80 %) tvoria algae, ktoré poukazujú na eutrofický charakter jazerného prostredia.

Po skončení vulkanickej aktivity prebiehala intenzívna erózia, postihla tufový val okolo maarovej depresie a výsledkom bolo otvorenie depresie s nasledujúcim vniknutím vodného toku do depresie (štádium II) a vyplavenie podstatnej časti pôvodnej maarovej výplne a jej resedimentácie v podobe nespevnených piesčitých sedimentov uložených prevažne v sz. časti maarovej depresie. Vznik prietočného jazera bol zrejme dôvodom, pre ktorý sa maarová depresia stala vodným zdrojom a napájadlom pre cicavčiu faunu. Otvorenou otázkou zostáva nápadné nahromadenie jej kostrových zvyškov. Pravdepodobným dôvodom hynutia fauny boli výrony plynu (najmä $CO_2$), ktoré často sprevádzajú

maarové štruktúry ešte dlho po ich vzniku. Príkladom je maar s jazerom Averno v Taliansku neďaleko Neapolského zálivu, známym hynutím vtákov nad hladinou jazera pre výron $CO_2$. (To bol aj jeden z dôvodov prečo práve tam umiestnil Vergilius vchod do podsvetného mystického Hádu).

Tretie vývojové štádium (štádium III) predstavuje nasledujúca denudácia maaru vrátane zániku prietočného jazera pokračujúca dodnes. Úplne bol odstránený kruhovitý tufový val okolo depresie a z pôvodnej výplne maaru a resedimentovaných piesčitých sedimentov zostali len zvyšky.

Hodnotenie biostratigrafických a paleontologických údajov (Vass et al., 2000) umožňuje spresniť stratigrafickú pozíciu maaru. Paleomagnetickým výskumom zistená normálna polarita pôvodných tufových uložení maaru dovoľuje koreláciu so zónou $C_2An_3n$ magnetostratigrafickej škály zodpovedajúcej časovému úseku 3,35–3,58 mil. rokov. Kostrové zvyšky fauny uložené po vzniku maaru v období jeho deštrukcie so vznikom prietočného jazera zodpovedajú zóne MN16 s *Mimomys hajnackensis* s intervalom 2,8–3,3 mil. rokov.

**3. vulkanická fáza**, s intervalom 2,75–2,45 mil. rokov (ruman) nasleduje po prestávke vo vulkanickej aktivite (trvajúcej zhruba milión rokov). Vulkanizmus pokračoval efúziami bazaltovej lávy v sz. časti klenbovej štruktúry (lávový prúd Mačacia – Tri chotáre). Pri sv. okraji klenby vznikol troskový kužeľ Ostrá skala. Diatréma pri Hajnáčke je vypreparovaným prívodovým systémom k predpokladanému povrchovému maaru. Do tejto fázy sa zaraďuje aj skupina diatrém pri jv. okraji Cerovej vrchoviny pri Starej Bašte a Tachtoch.

– *Lávové prúdy Mačacia* (obr. 39B) sa pohybovali od sz. okraja bazaltového pokrovu Medvedia výšina smerom na SZ a sledovali paleodolinu, ktorá sa postupne stáčala na Z, a končili sa v oblasti Troch chotárov, kde sa dolina rozšírila. Lávové prúdy pri svojom pohybe zostúpili z nadmorskej výšky 450 m na úroveň 380 m n. m. pri Troch chotároch. Podľa priebehu paleodoliny možno predpokladať existenciu lokálnej elevácie južnejšie od paleodoliny. Eleváciu v paleoreliéfe predstavoval výstup lakolitového andezitového telesa s granátom v oblasti kóty 660 Šiator.

Spoločným znakom lávového prúdu Mačacia a Tri chotáre je častý výskyt plášťových xenolitov (lherzolitové peridotity), čo dovoľuje uvažovať o ich spoločnom zdroji. Predpokladaný troskový kužeľ pri sz. okraji Medvedej výšiny sa nezachoval, lebo ho odstránila denudácia. Výsledky rádiometrického datovania prúdu na lokalite Mačacia 2,61 ± 0,19 mil. rokov a lávového prúdu Tri chotáre 2,45 ± 0,1 mil. rokov svedčia o tom, že lávové prúdy nevznikli v rovnakom čase.

– *Komplex Ostrá skala* (kóta 451) pri sz. okraji klenbovej štruktúry predstavuje troskový kužeľ preniknutý bazaltovým telesom, ktorého rádiometrický vek sa určil na 2,60 ± 0,22 mil. rokov. Troskový kužeľ prekryl starší maar odkrytý zárezom doliny pri východnej strane kužeľa (obr. 47). Cez výplň staršieho maaru preráža bazaltový nek s rádiometrickým vekom 3,68 ± 0,24. Rádiometrické údaje sú v súlade s geologickou pozíciou obidvoch štruktúr – staršieho maaru a mladšieho troskového kužeľa.

– *Diatréma pri Hajnáčke* je dominantný vrch s kótou 355 vyčnievajúci nad okolím asi 130 m. V jeho vrcholovej časti je odkrytá výplň diatrémy z palagonitizovanej tufobrekcie s hojnými úlomkami podložných sedimentov (obr. 56B), ktorú prerážajú mnohé nepravidelné strmo až vertikálne orientované telesá brekcie s pórovitými až troskovými bazaltovými fragmentmi usmernenými vo vertikálnom smere. Tieto telesá boli pravdepodobne prívodmi k povrchovým erupciám freatomagmatického typu. Mladšiu etapu výstupu bazaltovej magmy reprezentujú bazaltové dajky, ktoré pri dosiahnutí povrchu boli zdrojom strombolskej aktivity alebo prívodmi pre lávové telesá v kráteri. Rádiometrickým datovaním sa zistil vek 2,60 až 3,02 mil. rokov. Za reálny sa pokladá izochrónny vek 2,75 ± 0,44 mil. rokov.

Do 3. vulkanickej fázy možno s veľkou pravdepodobnosťou zaradiť aj skupinu diatrém pri jv. okraji Cerovej vrchoviny blízko štátnej hranice s Maďarskom v širšom okolí Starej Bašty a Tácht. V súčasnom období je to kotlina zo Z a S ohraničená plochými vrcholmi s bazaltovým pokrovom Medvedej výšiny a Dunivej hory v nadmorskej výške 550–570 m. Nahromadenie diatrém v priestore svedčí o tom, že v paleoreliéfe bolo nad diatrémami viac maarov alebo troskových kužeľov, ktoré neskôr denudácia odstránila. Na ich mieste pri pokračujúcej erózii vznikla kotlina s úrovňou dna 250–270 m n. m. a v tejto úrovni je v súčasnosti odkrytá vnútorná stavba diatrém. Na rozdiel od diatrém pri Hajnáčke a Šuriciach diatrémy pri Starej Bašte a Tachtoch v reliéfe nevytvárajú nápadné morfologické útvary. Dôvodom je odlišný charakter ich litologickej výplne.

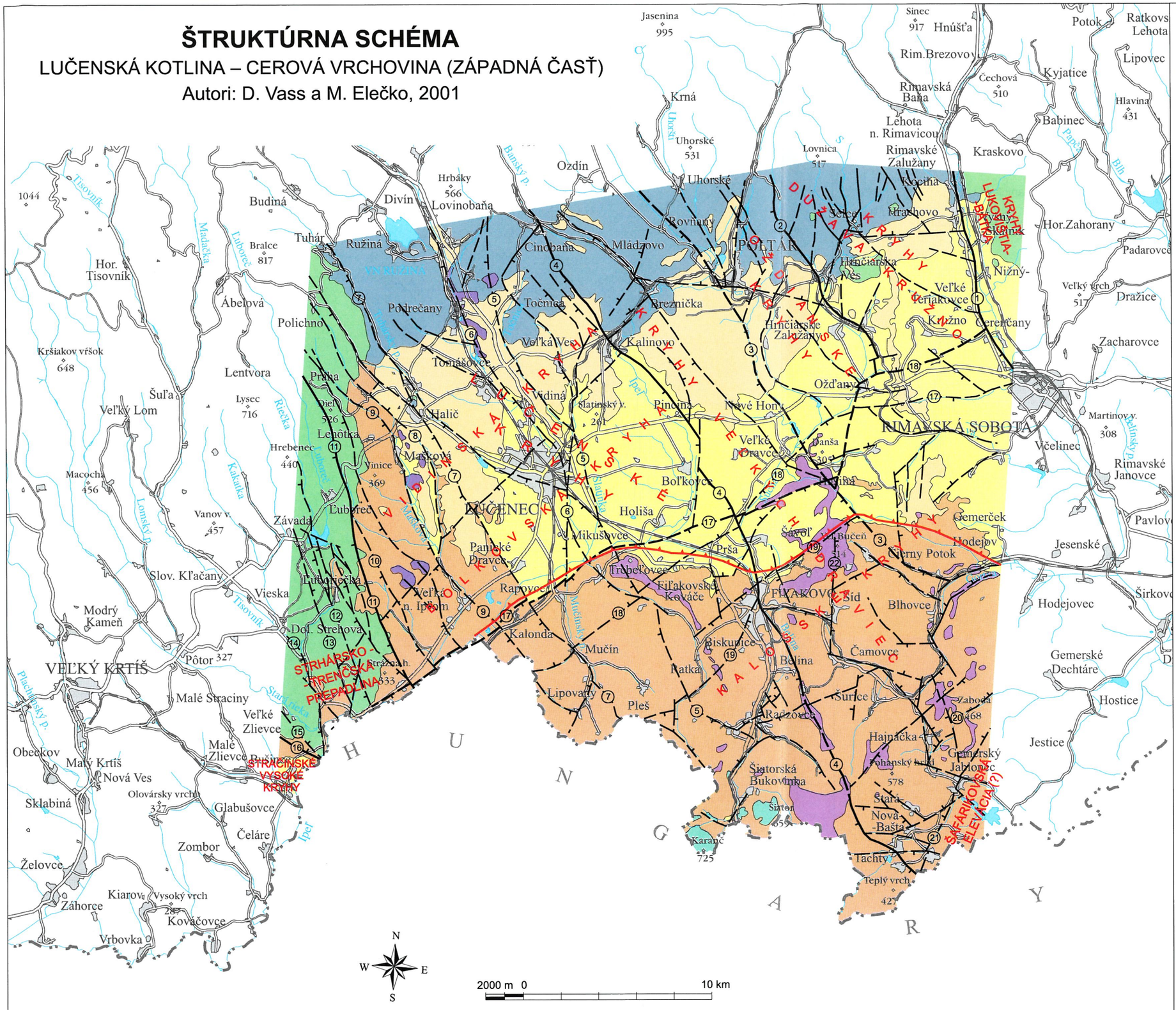
Vo výplni diatrémy pri Starej Bašte v spodnej časti prevažujú veľké bloky spodnomiocénnych sedimentov (veľké do 5–6 m) chaoticky rozmiestnené v piesčitom matrixe pochádzajúcom z rozrušených spodnomiocénnych sedimentov (obr. 57). Bloky spodnomiocénnych sedimentov boli odtrhnuté z okolitých stien prívodového kanála pri erupciách vysoko stlačených plynov a vodnej pary pri freatických explóziách. Podobne aj piesčitý matrix pochádza prevažne z deštrukcie spodnomiocénnych sedimentov, ale časť blokov je zo súvrstvia, ktoré je o 150 m vyššie na svahoch Dunivej hory a Pohanského vrchu (jalovské pieskovce s glaukonitom). Tieto bloky sa zrejme zosúvali do diatrémy bezprostredne po jej vyprázdnení. Vo vyššej úrovni sa vo výplni diatrémy pri Starej Bašte vyskytujú polohy silne deformovaného lapilového tufu a tufosiltovca a zmes ich úlomkov (obr. 57), ktoré predstavujú zosunutý materiál zo svahov povrchového maaru do priestoru diatrémy vyprázdneného po erupcii. Súčasne dokazujú prechod z freatických explózií (plynov a vodnej pary) k freatomagmatickým erupciám, keď explodovali vrchné časti magmatického stĺpca.

Podobnú štruktúru výplne majú aj diatrémy pri Tachtoch (obr. 58). Pri východnom okraji obce je odkrytý styk výplne diatrémy so sedimentmi egenburgu (tachtianske pieskovce).

# ŠTRUKTÚRNA SCHÉMA

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autori: D. Vass a M. Elečko, 2001




1 cerová bazaltová formácia (pliocén – pleistocén)

2 poltárske súvrstvie (pont)

3 podrečianska bazaltová formácia (pont)

4 vinická a lysecká formácia, pokoradzské súvrstvie (strednomiocénne andezitové vulkanoklastiká)

5 šiatorský intruzívny komplex (báden)

6 súvrstvia: modrokamenské, salgótarjánske, bukovinské, fiľakovské, vcelku (spodný miocén)

7 lučenské súvrstvie (eger)

8 predterciérne podložie vcelku

9 zlomy vymedzujúce hlavné zlomové štruktúry

10 ostatné zlomy

11 obvod klenby Cerovej vrchoviny

① rimavský zlom

② sušiansky zlom

③ zlom Čierneho potoka

④ fiľakovský zlom

⑤ čakanovský zlom

⑥ zlom Krivánskeho potoka

⑦ mučínsky zlom

⑧ zlom potoka Jelšovník

⑨ maškovský zlom

⑩ zlom Dálovského potoka

⑪ dobrodský zlom

⑫ olšovský zlom

⑬ rárošský zlom

⑭ zlom potoka Tisovník

⑮ zlom Mlynského potoka

⑯ pôtorské zlomové pásmo

⑰ rapovský zlom

⑱ zlom potoka Suchá

⑲ zlom Kalajovej doliny

⑳ hajnáčsky zlom

㉑ zlom Dechtárskeho potoka

㉒ šíďanský zlom

**Supplement 12**

**STRUCTURAL SCHEME OF THE LUČENSKÁ KOTLINA DEPRESSION AND CEROVÁ VRCHOVINA UPLAND (WESTERN PART)**

1 – Cerová basalt Formation (Pliocene–Pleistocene)
2 – Poltár Formation (Pontian)
3 – Podrečany basalt Formation
4 – Vinica, Lysec and Pokoradza Formations (Middle Badenian andesite vocaniclastics)
5 – Šiator intrusive Complex (Badenian)
6 – Formations: Modrý Kameň, Salgótarján, Bukovinka and Fiľakovo undivided (Lower Miocene)
7 – Lučenec Formation (Egerian)
8 – Pre-Tertiary basement undivided
9 – Faults confining main fault structures
10 – other faults
11 – perimeter of Cerová vrchovina done

*Numbers in circles*
1 – Rimava fault
2 – Sušany fault
3 – Čierny potok fault
4 – Fiľakovo fault
5 – Čakanovce fault
6 – Kriváňsky potok fault
7 – Mučín fault
8 – Jelšovík brook fault
9 – Mašková fault
10 – Dálovský potok fault
11 – Dobroda fault
12 – Olšovský brook fault
13 – Rároš fault
14 – Tisovník brook fault
15 – Mlynský potok fault
16 – Pôtor fault belt
17 – Rapovce fault
18 – Suchá brook fault
19 – Kalajová dolina fault
20 – Hajnáčka fault
21 – Dechtársky potok fault
22 – Šíd fault

Sedimenty sú na kontakte spevnené a sčasti vypálené, čo svedčí o horúcej povahe kontaktu, ktorý vznikol pri perforácii sedimentov účinkom vysoko stlačených horúcich plynov. Vo výplni diatrémy sú hrubo zvrstvené, deformované a rozlámané polohy tufov a tufobrekcií (s častými úlomkami až blokmi spodnomiocénnych sedimentov) zosunuté po erupcii do vyprázdnenej diatrémy.

**4. vulkanická fáza**, s intervalom 2,25–1,6 mil. rokov (neskorý ruman), nasledujúca po kratšej prestávke vulkanickej aktivity, vytvorila viac vulkanických foriem. Pri pokračujúcej vulkanickej aktivite v oblasti klenbovej štruktúry vznikol bazaltový komplex Medvedia výšina (reprezentovaný lávovými prúdmi a troskovým kužeľom). Pri sv. okraji klenby sú to dva lávové prúdy – Zaboda a Veľký kopec. Prevažná časť vulkanických foriem sa vyvíjala za hranicami klenbovej štruktúry. Patrí medzi ne najdlhší lávový prúd Ratka – Fiľakovské Kováče, komplex Guda s lávovým prúdom a troskovým kužeľom a bazaltová intrúzia Bulhary na SZ od Fiľakova.

– *Bazaltový komplex Medvedia výšina* s troskovým kužeľom (obr. 40) v oblasti kóty 659 je súborom viacerých lávových prúdov, ktoré vytvorili rozsiahly lávový pokrov pokračujúci južne za štátnou hranicou na území Maďarska. Severne nadväzuje na bazaltový komplex Dunivej hory (lávové prúdy a freatomagmatický kužeľ). Rádiometrický vek bazaltového prúdu na slovenskom území je 2,15 ± 0,13 mil. rokov a izochrónny 2,25 ± 0,65 mil. rokov. Báza vulkanického komplexu pokračujúceho do Maďarska ležiaceho na sedimentoch egenburgu v nadmorskej výške 550–575 m súčasne reprezentuje aj najvyššiu úroveň paleoreliéfu. Vek troskového kužeľa Medvedia výšina sa rádiometricky nezisťoval. V jeho sčasti rekonštruovanom priereze (obr. 41) sú produkty freatomagmatických erupcií striedajúce sa s erupciami bazaltových bômb pri strombolských erupciách alebo pri erupciách lávových fontán, ktorých výsledkom je aglutinovaná bazaltová troska.

– *Bazaltový komplex Ostrá skala* zahŕňa troskový kužeľ a relikty dvoch bazaltových prúdov pri sv. okraji klenbovej štruktúry. Zvyšok bazaltového prúdu *Veľký kopec* (obr. 47A) na jz. svahu troskového kužeľa Ostrý vrch s úrovňou bázy v nadmorskej výške 435 m je datovaný na 1,92 ± 0,15 mil. rokov a relikt *Zaboda* (obr. 47A), s blízkym časovým údajom 2,03 ± 0,15 mil. rokov, je situovaný na V od troskového kužeľa Veľký kopec. Obidva relikty lávových prúdov vzhľadom na troskový kužeľ Ostrá skala s centrálnym bazaltovým telesom (datovaným na 2,60 ± 0,22 mil. rokov) predstavujú mladšiu fázu vulkanickej aktivity.

– *Komplex Guda* v sv. časti Cerovej vrchoviny sa skladá z lávového prúdu a troskového kužeľa pri jeho južnom okraji (obr. 48B). Lávový prúd, ktorý sa pohyboval od okraja troskového kužeľa, na svojej ceste sledoval paleodolinu smerujúcu na S s postupným stáčaním do sv. smeru. Z úrovne 380 m n. m. až na úroveň 280 m n. m. zostúpil na svojom konci na J od Hodejova. Rádiometrický vek prúdu je 1,69 ± 0,22 mil. rokov.

Najdlhší lávový prúd *Ratka – Babský vrch* v dĺžke 10,5 km (obr. 44) sledoval paleodolinu sz. smeru so stáčaním na Z, pričom prekonal výškový rozdiel medzi 350 m n. m. na počiatku prúdu a 260 m n. m. na jeho konci. Čelo prúdu sa pri jeho západnom konci rozšírilo, čo pravdepodobne bol výsledok vniknutia do depresie alebo do priečnej doliny. V podloží prúdu v jeho sz. časti (Babský vrch) a na jeho konci pri Trebeľovciach sú zvyšky vrstiev fluviálneho piesčitého štrku označené ako *trebeľovské vrstvy*. Eruptívne centrum lávového prúdu sa predpokladá v priestore na SZ od Radzoviec v podobe troskového kužeľa, ktorý odstránila denudácia.

Rádiometrické údaje z bazaltového prúdu v strednej časti na lokalite Ratka sú 1,93 ± 0,23 a 1,94 ± 0,16 mil. rokov a na konci prúdu pri Fiľakovských Kováčoch 2,15 ± 0,13 mil. rokov. Rozdiely pravdepodobne naznačujú prítomnosť viacerých lávových prúdov. Druhým možným vysvetlením rozdielov v rádiometrickom veku je kontaminácia materiálom plášťových xenolitov, lherzolitových peridotitov, ktoré môžu ovplyvniť výsledný rádiometrický vek.

*Bazaltová intrúzia Bulhary* (odkrytá lomom na J od Bulhár) sa vyznačuje koncentrickou cibuľovitou odlučnosťou (obr. 50). Bazaltové teleso pri svojom výstupe prenikalo cez výplň staršieho maaru, pričom sa maarové sedimenty vztýčili a deformovali. Vo vrchnej časti teleso prenikalo na povrch a v jeho vrchnej časti prebiehala brekciácia hyaloklastitového typu ako výsledok kontaktu s vodou nasýtenými sedimentmi. Po preniknutí maarových sedimentov pri erupciách lávových fontán (havajský typ) a bazaltových bômb (strombolský typ) vznikol menší troskový kužeľ *(spatter cone)*. Po obnovení maarového jazera pokračovali freatomagmatické erupcie v podobe pyroklastických a mokrých prívalov (*base surges* a *wet surges*) s ukladaním palagonitizovaného tufu pri okrajoch maaru. Freatomagmatické erupcie sa striedali s výlevmi krátkych lávových prúdov malej hrúbky. Rádiometrickým datovaním bazaltu sa získal vek 1,60 ± 0,15 mil. rokov, ale izochrónny vek je reálnejší (1,47 ± 0,31 mil. rokov). Bazaltové teleso a zvyšky maaru sú v nadloží prekryté mladšími troskovými kužeľmi skupiny Okrúhlica.

**5. vulkanická fáza**, s intervalom 1,5–1,1 mil. rokov (raný pleistocén), nasledovala bez výraznejšieho časového prerušenia vulkanickej aktivity. V oblasti klenbovej štruktúry v južnej časti Cerovej vrchoviny vznikol freatomagmatický kužeľ pri Dunivej hore s bazaltovou dajkou a s lávovým prúdom Obručnianska baňa. Pri sv. okraji klenby (na V od Steblovej skaly) sa zachoval zvyšok kráterovej výplne preniknutej bazaltovým telesom v oblasti kóty 393,5 a južnejšie troskový kužeľ Roháč s lávovým prúdom Borkút. Prevažná časť vulkanickej aktivity sa v piatej fáze sústredila mimo klenbovej štruktúry na SV od Fiľakova, kde vznikol rozsiahlejší bazaltový komplex Veľký Bučeň zahŕňajúci skupinu troskových kužeľov, lávový príkrov pri ich úpätí a niekoľko lávových prúdov smerujúcich na S do priestoru Veľkých Draviec a Husinej.

– V stavbe freatomagmatického kužeľa *Dunivej hory* možno vymedziť niekoľko vývojových štádií (obr. 42). V počiatočnom (poloha 1) prevládali freatické explózie, pri ktorých sa vyvrhoval prevažne materiál pochádzajúci

z deštrukcie spodnomiocénnych sedimentov (v podobe úlomkov aj piesčitého matrixu). Z hlbších úrovní sú úlomky kryštalických bridlíc a granitoidov a zriedka aj sklovitých bazaltov. Freatické explózie vyvolané prevažne explóziou vodnej pary predpokladajú styk vystupujúcej magmy s vodou nasýtenými sedimentmi. V ďalšom štádiu (poloha 2) nasledoval prechod do freatomagmatických erupcií, pri ktorých sa okrem úlomkov hornín z podložia eruptoval lapilový tuf a bazaltová troska. Neskôr s prechodom do strombolskej aktivity sa vyvrhovala bazaltová troska a bazaltové bomby, ktoré sa po dopade na povrch kužeľa deformovali (poloha 3). Po enormnej explózii, ktorá odstránila vrchnú časť kužeľa, nasledovali erupcie typu lávových fontán (havajský typ), pri ktorých sa vyvrhovali kusy fluidálnej lávy, ktoré boli po dopade schopné čiastočne tiecť a spekať sa na aglutináty. Eruptovaný materiál leží diskordantne na povrchu staršieho demolovaného kužeľa (poloha 4). Záverečným aktom bol výstup bazaltovej dajky (5) pravdepodobne spätej s efúziami lávy alebo so strombolskými alebo havajskými erupciami. Rádiometrický vek dajky sa stanovil na 1,32 ± 0,10 mil. rokov.

Na S od troskového kužeľa pokračuje lávový prúd, ktorý sa na lokalite Obručnianska baňa datoval na 1,22 ± 0,10 mil. rokov. Výsledky rádiometrického datovania potvrdzujú blízky časový aj priestorový vzťah medzi formovaním freatomagmatického kužeľa a vznikom lávového prúdu.

– Pri sz. okraji klenbovej štruktúry sa v oblasti kóty 393,5 (na V od Steblovej skaly) zachoval relikt kráterovej výplne z lapilového tufu, bazaltových troskových bômb a aglutinátov, ktorou preniká bazaltové teleso (pravdepodobne nek) s rádiometrickým vekom 1,43 ± 0,10 mil. rokov. Pôvodnú povrchovú vulkanickú formu (pravdepodobne troskový kužeľ) odstránila denudácia.

– *Troskový kužeľ Roháč* (kóta 536) *s lávovým prúdom Borkút* (obr. 46) je v oblasti klenby blízko jej sv. okraja. Troskovým kužeľom z aglomerátov, bazaltovej trosky a lapilového tufu s bombami so sklonom na J preniká bazaltové teleso (nek). Bazaltový nek sa rádiometricky datoval na 1,02 ± 0,1 a krátky zbrekciovatený prúd v kráterovej oblasti na 1,14 ± 0,10 mil. rokov. Od úpätia kužeľa smerom na J pokračuje lávový prúd Borkút, ktorý sledoval paleodolinu postupne sa stáčajúcu na JZ, pričom zostúpil z úrovne 470 až na úroveň 375 m n. m. Priebeh paleodoliny sledovanej lávovým prúdom, najmä jeho stáčanie na JZ, poukazuje na pravdepodobnú existenciu pyroklastického valu v paleoreliéfe, ktorý obklopoval maarovú depresiu Kostná dolina. Lávový prúd pri svojom pohybe so stáčaním na JZ tento morfologický útvar v teréne zrejme rešpektoval. Lávový prúd Borkút sa datoval na 1,38 ± 0,20 a 1,39 ± 0,15 mil. rokov (izochrónny vek je 1,35 ± 0,32 mil. rokov).

Z porovnania časových údajov vyplýva, že aktivita v oblasti troskového kužeľa trvala do mladších období ako relatívne staršia efúzia bazaltového prúdu Borkút. Výstup bazaltového neku, ktorý prenikol troskovým kužeľom so zbrekciovatenými prúdmi, bol definitívnym záverom vulkanickej aktivity (1,02 ± 0,1 mil. rokov).

Smer pohybu lávového prúdu na J (v kontraste so všetkými lávovými prúdmi Cerovej vrchoviny, ktoré sa generálne pohybovali na S) potvrdzuje existenciu lokálnej elevácie v paleoreliéfe so sklonom na J.

– *Bazaltový komplex Veľký Bučeň*, na SZ od Fiľakova, zahŕňa viac troskových kužeľov, lávové pokrovy pri úpätí kužeľov a jednotlivé lávové prúdy smerujúce na S do oblasti Veľkých Draviec (obr. 49).

Troskový kužeľ Veľký Bučeň (kóta 504), Malý Bučeň (kóta 475) a vrch s kótou 471 výrazne vystupujú v reliéfe. Smerom na JZ je ďalšia skupina menších kužeľov s vrcholom Okrúhlica (kóta 417) a Bukovina (kóta 456). Kužele vznikli pri explozívnych erupciách a tvoria ich aglomeratické pyroklastiká striedajúce sa s polohami troskovo-lapilového tufu a bazaltových bômb. V spodnej úrovni kužeľov sú aj tenké zbrekciovatené lávové prúdy (spodnú stavbu kužeľa uloženého na bazaltovom telese staršej vulkanickej fázy odkrýva kameňolom na J od Bulhár).

Komplex veľký Bučeň vrátane troskových kužeľov obkolesených lávovými prúdmi v podobe súvislejších pokrovov pri ich úpätí sa vyvíjal na relatívne plochom reliéfe s nadmorskou výškou 350–375 m. Troskové kužele boli v paleoreliéfe nápadnými morfologickými dominantami (platí to aj v súčasnosti napriek tomu, že intenzívna erózia značne ubrala z ich pôvodnej výšky). Dominantný vulkanický masív v paleoreliéfe zložený z troskových kužeľov podstatne ovplyvnil aj založenie a vývoj radiálne orientovaných paleodolín na jeho úbočiach. Po explozívnej fáze, s ktorou bol spätý vznik troskových kužeľov, nasledovali lávové efúzie a tie sformovali súvislejšie lávové pokrovy pri ich úpätí. Bazaltový prúd v kameňolome pri Konrádovciach (východný okraj bazaltového pokrovu) sa datoval na 1,02 ± 0,20 mil. rokov. Na báze lávových pokrovov leží poloha pemzového tufu a trosky, ktorá svedčí o explozívnej aktivite pred vlastnými efúziami lávových prúdov.

Fluidálnejšie (tekutejšie) lávové prúdy pokračovali ďalej od úpätia kužeľov a sledovali smer radiálnych paleodolín. Lávové prúdy smerujúce na Z zostúpili v rámci paleodolín na úroveň 325–310 m. Najväčšiu vzdialenosť od troskových kužeľov a súčasne aj najnižšiu úroveň v paleoreliéfe dosiahli lávové prúdy smerujúce na S, ktoré zostúpili až na úroveň 250 a 220 m n. m. Na báze niektorých prúdov v severnej oblasti (medzi Husinou a Veľkými Dravcami) sa zachovali zvyšky riečnych sedimentov v podobe vrstiev piesčitého štrku označené ako *husinské vrstvy* a zaradené do interglaciálu donau. Zložitý priebeh lávových prúdov s mnohými zákrutami a zmenami smeru odráža morfológiu a orientáciu pôvodných paleodolín.

Rádiometrické datovanie lávových prúdov v severnej časti územia poskytlo nasledujúce vekové údaje: lokalita Veľké Dravce 1,28 ± 0,39 mil. rokov (izochrónny vek 1,29 ± 0,34 a 1,27 ± 0,5 mil. rokov), Čirinč 1,42 ± 0,15, 1,44 ± 0,14 a 1,42 ± 0,31 mil. rokov, Polička 1,22 ± 0,36 mil. rokov a Šávoľ 1,16 ± 0,30 mil. rokov. Údaje izochrónneho veku 1,29 a 1,27 mil. rokov sa pokladajú za reálnejšie.

**6. vulkanická fáza** (pleistocén) reprezentuje vznik maarových štruktúr pri Hodejove a Fiľakove a ďalších

menších reliktov s maarovou výplňou na Z od Hodejova. Priame dôkazy o veku maarov chýbajú a pri ich zaradení do obdobia blízko rozhrania günz – mindel sa vzala do úvahy ich pozícia k riečnym terasám.

– *Zvyšok maaru pri Hodejove* narezaný riečkou Gortva je zhruba 120 m nižšie pod úrovňou lávového prúdu komplexu Guda na J od Hodejova (4. vulkanická fáza). Vnútornú stavbu maaru odhaľuje lomová stena pod kótou 263,1 pri sz. okraji Hodejova, ktorá umožňuje čiastočne rekonštruovať jeho vývoj (obr. 53). Spodná časť maaru (I. etapa) sa sformovala pri freatomagmatických erupciách, ktoré uložili polohy jemnozrnného a hrubozrnného palagonitizovaného tufu so sklonom na SZ. Textúra a litológia poukazujú na uloženiny typu pyroklastických prívalov *(base surges)* a zriedkavejšia je textúra padaného tufu. Extrémna erupcia odstránila (zrezala) vrchnú časť staršieho maaru. Bezprostredne na deštruovaný povrch so sklonom 45° na JV sa uložila poloha pemzového tufu a vyššie pri aktivite typu lávových fontán poloha aglutinátov. Vyššie sa s postupným vyrovnávaním sklonu v priebehu freatomagmatických až surtsejských erupcií uložil svetlozelený až žltozelený palagonitizovaný tuf (II. etapa). Výrazná palagonitizácia naznačuje existenciu maarového jazera, cez ktoré explózie periodicky prebiehali. Styk vystupujúcej lávy s vodným prostredím bol zrejme stimulom pre freatické explózie. Freatické a freatomagmatické erupcie boli v pokročilejšom štádiu vystriedané strombolskými erupciami s vyvrhovaním veľkých bazaltových bômb, ktoré sa po dopade zdeformovali do jazykovitej formy (do 2 m a viac) rovnobežne so svahom (obr. 53). V závere aktivity pri poklese intenzity erupcií prešli freatomagmatické erupcie do strombolskej aktivity a erupcií lávových fontán, ktoré uložili polohy bazaltových bômb a trosky spekanej do aglutinátov (vrchná časť maaru). Prechod do tohto štádia znamenal súčasne aj zánik maarového jazera. Eruptívne centrum mladšej etapy vývoja maaru (II) sa nachádzalo juhovýchodne, ale túto časť odstránila riečka Gortva. V predpokladanej oblasti eruptívneho centra sú v súčasnosti vývery minerálnej vody.

*Maar Hradný vrch vo Fiľakove* je zvyškom vnútorného svahu maarovej štruktúry so sklonom vrstiev 15–20° na JZ a Z až SZ. Maarová štruktúra vznikla pri freatických a freatomagmatických erupciách, pri ktorých sa uložil palagonitizovaný jemnozrnný až hrubozrnný lapilový tuf s ojedinelými väčšími útržkami lávy a trosky. Charakteristické sú sklzové textúry signalizujúce nestabilitu uloženého materiálu na vnútornom svahu maaru (obr. 51). Náchylnosť na deformáciu a sklz vyvrhovaného materiálu svedčí o jeho nasýtení vodou pri erupciách (pravdepodobná prítomnosť maarového jazera). Eruptívne centrum bolo na JZ od Hradného vrchu.

Ďalším reliktom vnútorného svahu maarovej štruktúry je lokalita *Červený vrch* pri severnom okraji Fiľakova. Spodnú časť maaru tvorí jemnozrnný tuf a pemzový tuf. Táto časť bola vybudovaná pri freatických a freatomagmatických erupciách. Vo vyšších úrovniach pribúda troskový materiál a bazaltové bomby indikujúce prechod do strombolských erupcií a zánik jazerného prostredia v centrálnej maarovej depresii. Sklzové a deformačné textúry s takmer strmým sklonom v tufových vrstvách pri východnom okraji maaru svedčia o zosúvaní do vyprázdneného priestoru diatrémy (obr. 52B). Denudačné relikty lapilových tufov v oblasti kóty 213 Vyhliadka (na JZ od Fiľakova) sú zvyškom maarových uložením.

Maary vo Fiľakove sú zhruba 130 m nižšie pod úrovňou bázy najbližšieho lávového prúdu komplexu Veľký Bučeň v podobnej pozícii vzhľadom na riečne terasy ako maar pri Hodejove, a preto ich možno zaradiť na rozhranie günz/mindel alebo až do mindelu.

Na Z od Hodejova a v okolí Blhoviec je rad denudačných reliktov v podobe izolovaných výskytov palagonitizovaného tufu, ktoré predstavujú zvyšky maarov alebo pôvodných súvislejších pyroklastických pokrovov, ale na hodnotenie ich stratigrafickej pozície a zaradenie do niektorej z vulkanických fáz chýbajú dostatočné podklady. Možno iba predpokladať, že zvyšky maaru na SZ od Čokova (skúmaného geofyzikálne aj vrtmi), ďalej maar na V od samoty Durenda (potvrdený magnetickým profilovaním) a zvyšky maarov na S a J od Blhoviec patria do časovej etapy, pri ktorej vznikol aj maar pri Hodejove. Spoločným znakom je podobná nadmorská úroveň bázy maarových štruktúr (200–260 m n. m.) a ich priestorová zblíženosť.

Izolovanejšou štruktúrou je maar na SZ od kóty 361,4 Slivník vystupujúci v zárezoch dolín s úrovňou bázy 250 m n. m. Palagonitizovaný tuf v spodnej časti maarovej depresie svedčí o freatomagmatických erupciách v počiatočnom období. Nasledujúce erupcie strombolského a havajského typu produkovali bazaltové bomby a aglutináty s textúrami sekundárneho tečenia. O prítomnosti vodného prostredia v maarovej depresii svedčia polohy hyaloklastitových brekcií vo vyšších úrovniach maarovej výplne.

Vývoj vulkanickej aktivity bazaltového vulkanizmu na južnom Slovensku možno sumarizovať takto:

Vulkanická aktivita (v ponte) sa začala pri severnom, sz. a západnom okraji Lučenskej kotliny *(1. vulkanická fáza)*. Lávové prúdy **podrečianskej bazaltovej formácie** od predpokladaných eruptívnych centier na S od kotliny pokračovali na J a tam sa končili vo fluviálnolimnickom prostredí **poltárskej formácie**. V takomto prostredí pri freatomagmatických erupciách vznikali maarové štruktúry (Pinciná a Jelšovec).

Vulkanická aktivita pokračovala v Cerovej vrchovine, ktorá bola v pliocéne až pleistocéne pre regionálny zdvih a formovanie sa klenbovej štruktúry prostredím suchej zeme. Pri vulkanickej aktivite vzniklo viac troskových kužeľov s asociovanými lávovými prúdmi a pokrovmi, maarov a tufových kužeľov – **cerová bazaltová formácia**. Vulkanická aktivita sa v počiatočnom období *(2. vulkanická fáza)* koncentrovala v južnej časti Cerovej vrchoviny, tá sa začala dvihať a formovať do klenbovej štruktúry so sklonom na S. V *3. vulkanickej fáze* eruptívne centrá migrovali k okrajom klenbovej štruktúry, vo 4. vulkanickej fáze pokračovala aktivita v oblasti klenby a eruptívne centrá súčasne expandovali na SZ a SV za okraje klenby

a v *5. vulkanickej fáze* pokračovala aktivita na S od klenbovej štruktúry vznikom bazaltového komplexu Veľký Bučeň a v obmedzenom meradle aj v rámci klenby. V pleistocéne v *6. vulkanickej fáze* sa vulkanická aktivita skončila freatomagmatickými erupciami, ktoré podmienili vznik niekoľkých maarov situovaných externe od klenbovej štruktúry (maary pri Fiľakove a Hodejove).

### Poznámky k predbazaltovému paleoreliéfu

Z celkovej geomorfologickej situácie reliktov bazaltového vulkanizmu Cerovej vrchoviny vyplýva, že predbazaltový paleoreliéf dosahuje najväčšiu nadmorskú výšku v južnej časti Cerovej vrchoviny medzi kótou Monica – Medvedia výšina – Pohanský hrad na východnej a sv. periférii andezitových intrúzií Karanč – Šiator (575–550 m). Toto územie bolo súčasťou klenby Cerovej vrchoviny (Vass et al., 1986). V smere na S paleoreliéf postupne klesá do nadmorskej úrovne 375–350 m (báza vulkanických komplexov v oblasti Fiľakovo – Hodejov).

V rámci tejto morfologickej klenby regionálneho rozsahu vynikla čiastková morfologická elevácia (vyklenutie) s osou smeru VSV–ZJZ, podmienená intrúziami lakolitových telies granatického andezitu Karanč (kóta 725) a Šiator (kóta 660), ktoré sú morfologickými dominantami aj v súčasnom reliéfe. Existenciu tejto elevácie v paleoreliéfe dokumentuje priebeh prúdu Mačacia, ktorý od zdrojovej oblasti (troskový kužeľ Medvedia výšina) eleváciu rešpektuje, obteká ju pri severnom okraji s postupným stáčaním na Z do oblasti Troch chotárov.

Ďalšiu eleváciu lokálneho významu indikuje báza troskového kužeľa Roháč (asi 100 m nad okolitým reliéfom). Sklon smerom na J dokumentuje smer tečenia lávového prúdu Borkút, ktorý sa končí v nadmorskej výške 400 m, a severný sklon elevácie pozícia lávového reliktu Zaboda v nadmorskej výške 435 m.

Pomerne plochý reliéf členil systém paleodolín, ktoré sa smerom na S postupne prehlbovali. V západnej časti Cerovej vrchoviny bola výrazná paleodolina smeru SZ–JV vyplnená lávovým prúdom, ktorý sa postupne stáčal na Z a skončil sa pri Trebeľovciach v nadmorskej výške 260 m. Predpokladáme napojenie tejto paleodoliny na južnejšiu paleodolinu s reliktmi prúdov v oblasti Troch chotárov cez Čakanovce – Mazu (kóta 354,5), čo signalizuje blízka úroveň bázy reliktov v nadmorskej výške 375–350 m.

Zhruba paralelný priebeh paleodoliny situovanej východnejšie bol zakonzervovaný lávovým prúdom Belinskej hory, ktorý sa končí na S od Beliny v n. v. 425 m. Založenie týchto paleodolín smeru SZ–JV je pravdepodobne tektonické.

Bazaltový komplex Veľký Bučeň, ktorý v začiatočnom období charakterizoval vznik troskových kužeľov s lávovými prúdmi na úpätí, sa vyvinul na plochom parovinnom reliéfe s úrovňou bázy 350–375 m n. m. Mladšie lávové prúdy, ktoré sa pohybovali do väčšej vzdialenosti od eruptívneho centra, využívali systém paleodolín s radiálnou orientáciou na vulkanický masív Veľký Bučeň, ktorý bol v paleoreliéfe nápadnou morfologickou dominantou. Lávový prúd pohybujúci sa od masívu na J sa skončil v nadmorskej výške 325 m a prúdy smerujúce na Z v n. v. 275–300 m. Paleodoliny s najhlbším zárezom boli orientované na S od masívu a lávové prúdy, ktoré ich zapĺňali, sa končili v nadmorskej výške 250–220 m. Predpokladáme, že vznik radiálne orientovaných paleodolín v neskoršom období vývoja vulkanizmu bol v priamom vzťahu k vývoju vulkanického masívu v oblasti Veľkého Bučňa, najvýraznejšieho morfologického elementu v tejto časti paleoreliéfu.

Vo východnej časti Cerovej vrchoviny (na S od elevácie s kužeľom Roháč) v relatívne plochom paleoreliéfe s úrovňou bázy vulkanických komplexov v nadmorskej výške 350–375 m je výraznejšie indikovaná paleodolina vyplnená lávovým prúdom vytekajúcim z kužeľa Guda na S s postupným stáčaním na SV, kde sa prúd v nadmorskej výške 280 m (na J od Hodejova) končí.

Radiálne rozloženie erozívnych paleodolín bolo evidentne podmienené dvíhaním južnej časti Cerovej vrchoviny a jej formovaním do klenbovej štruktúry ukláňajúcej sa na sever (Vass et al., 1986).

# HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Hydrogeologické pomery Lučenskej kotliny sú odrazom geologickotektonickej stavby územia, geomorfologických a klimatických pomerov (obr. 101).

Z hydrogeologickej stránky územie patrí do povodia Ipľa, ktorý má povahu nížinného toku. Minimálny prítok má v jesenných a zimných mesiacoch a maximálny v čase topenia sa snehu, zvyčajne v marci. Klimaticky územie patrí do teplej mierne suchej oblasti s chladnou zimou s priemernou ročnou teplotou 8–9 °C. Dlhodobý priemerný úhrn zrážok je okolo 650 mm (tab. 60).

Lučenská kotlina a Cerová vrchovina sú hydrogeologicky málo preskúmané. Prvou regionálnou prácou hodnotiacou hydrogeologické pomery Lučenskej kotliny sú Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 200 000 – list Lučenec a Rimavská Seč (Škvarka et al., 1975) a Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 50 000 – Lučenská kotlina a Cerová vrchovina (Škvarka, 1988). Tieto práce boli podkladom pri spracúvaní hydrogeologických pomerov Lučenskej kotliny.

Väčšia pozornosť sa venovala fluviálnym sedimentom povodia Ipľa a jeho prítokov. Ide najmä o práce Orvana (1961) a Šalagu (1967). Ostatné hydrogeologické práce mali lokálny charakter a ich cieľom bolo zabezpečiť zdroje podzemnej vody pre lokálne spotrebiská.

Podľa hydrogeologického charakteru hornín možno v skúmanom území vyčleniť hydrogeologický celok budovaný a) predterciérnymi horninami, b) sedimentmi terciéru a c) sedimentmi kvartéru.

### *Hydrogeologický celok budovaný predterciérnymi horninami*

Predterciérne horniny, najmä vystupujúce na povrch na severnom okraji kotliny, patria do gemerika a veporika a na SV územia aj do turnaika a silicika, pričom horniny silicika vystupujú v pochovanej pozícii na JV od Lučenca. Na J od rapovsko-plešivského zlomu je v podloží terciéru tektonická jednotka s ťažkými hmotami pochovanými v zemskej kôre.

Z hydrogeologického hľadiska opisujeme hydrogeologický celok z hornín gemerika, veporika a silicika. Ide prevažne o metamorfované a v menšej miere o granitoidné horniny, ktoré sú z hydrogeologického hľadiska veľmi heterogénnym súborom. Vyznačujú sa puklinovou priepustnosťou s nízkou prietočnosťou viažucou sa na pripovrchovú časť, ktorej pukliny zvetrávania a odľahčovania hornín vznikli pôsobením exogénnych síl. Odvodňujú ich prevažne puklinové a puklinovosutinové pramene s výdatnosťou do 0,5 l/s. Podzemná voda, ktorá z týchto hornín vyviera, je nízko mineralizovaná (do 0,3 g/l) Ca–Mg–$HCO_3$ typu.

Väčšiu výdatnosť majú pramene viažuce sa na tektonické zóny vytvárajúce líniové štruktúry sprevádzané zónami so zvýšenou puklinovitosťou. Obeh podzemnej vody v týchto zónach je hlbší, čo sa odráža vo vyššej celkovej mineralizácii vody a v niektorých prípadoch v akumulácii $CO_2$. Takáto akumulácia sa zistila vrtom FV-1 Blhovce (Franko a Vass, 1981), ktorý v hĺbke 1083 m zachytil drvené pásmo, z ktorého nastal výron plynu s obsahom 99,13 obj. % $CO_2$ pri tlaku plynu 4,5 MPa.

Z celkového komplexu predterciérnych hornín majú najvyššiu prietočnosť sedimenty mezozoika, a to stredno-triasové až vrchnotriasové karbonáty silického príkrovu, ktoré sa zachovali v synklinálnych častiach. Vyznačujú sa puklinovokrasovou priepustnosťou a v Lučenskej kotline tvoria časť hydrogeologickej štruktúry (lycinská synklinála), ktorej triasové karbonáty vystupujú na povrch na S od Drienčan (tvoria Drienčanský kras). Smerom na JZ sa ponárajú pod terciérne sedimenty a v oblasti Hrnčiarskych Zalužian sú vyvlečené k povrchu (vrt P-12 ich zachytil v hĺbke 7 m). Podľa tejto geologickotektonickej stavby predpokladáme, že infiltrujúca zrážková voda

Tab. 58
Litostratigrafické jednotky Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny a ich hydrogeologická charakteristika
Lithostratigraphic units of Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland and their hydrogeological characteristic

| Vek<br>Age | Litostratigrafické jednotky<br>Litostratigraphic unit | Hrúbka<br>(v m)<br>Thickness | Litológia<br>Lithology | Hydrogeologická charakteristika<br>Hydrogeological characteristic |
|---|---|---|---|---|
| Kvartér<br>Quaternary | fluviálne sedimenty, fluvial sediments | do (to) 10–15 | štrkopiesky, náplavové hliny<br>gravel sands, alluvial loams | medzizrnová priepustnosť, intergranular permeability<br>$T = 1 . 10^{-3} – 1 . 10^{-4}$ m²/s |
| Pliocén – Pleistocén<br>Pliocene – Pleistocene | cerová bazaltová formácia, Cerová basalt Fm. | | bazalty a ich vulkanoklastiká<br>basalts and their volcaniclastics | puklinová priepustnosť, malý plošný rozsah – hydrogeologicky málo významné;<br>fissure permeability, small area extent and small hydrogeological importance |
| Pont<br>Pontian | poltárske súvrstvie, Poltár Fm.<br>podrečianska bazaltová formácia, Podrečany basalt Fm. | do (to) 100 | piesok, štrk s polohami ílu, sand, gravel with intercalations of clay<br>bazalty, basalts | medzizrnová priepustnosť, intergranular permeability<br>puklinová priepustnosť, fissure permeability |
| Báden – Sarmat<br>Badenian – Sarmatian | lysecká formácia, Lysec Fm.<br>vinická formácia, Vinica Fm.<br>pokoradzské súvrstvie Pokoradza Fm. | do (to) 200 | vulkanoklastiká,<br>volcaniclastics | puklinovo-medzizrnová priepustnosť so značnou nehomogenitou kolektora;<br>fissure–intergranular permeability with considerable in homogenity of aquifer |
| Karpat<br>Karpatian | sečianske vrstvy, Sečianky Mb.<br>krtíšske vrstvy, Krtíš Mb.<br>medokýšske vrstvy, Medokýš Mb. | | prachovec, ílovec, siltstone, claystone<br>piesok, pieskovec, sand, sandstone | hydrogeologický izolátor; aquifuge<br>medzizrnová priepustnosť; intergranular permeability<br>$T = 1 . 10^{-4} – 1 . 10^{-5}$ m²/s |
| Otnang<br>Ottnanian | plachtinské vrstvy, Plachtince Mb.<br>pôtorské vrstvy, Pôtor Mb. | do (to) 200<br>do (to) 50 | prachovec, ílovec, siltstone, claystone<br>piesok, sand | hydrogeologický izolátor; aquifuge<br>medzizrnová priepustnosť; intergranular permeability<br>$T = 1 . 10^{-4} – 1 . 10^{-5}$ m²/s |
| Egenburg<br>Eggenburgian | fiľakovské súvrstvie, Fiľakovo Fm. | do (to) 250 | pieskovec – jemnozrnný, strednozrnný, rozpadavý<br>fine-grained, midde-grained, disintegrated sandstone | puklinovo-medzizrnová priepustnosť, výdatnosť prameňov do 2,0 l/s;<br>fissure-intergranular permeability yield of springs up to 2.0 l/s |
| Eger<br>Egerian | lučenské súvrstvie, Lučenec Fm. | 700 až (up) 1200 | prachovec, piesok, siltstone, sand<br>(szécsénsky šlír; Szécsény schlier) | hydrogeologický izolátor tvorí nepriepustné podložie nadložnému súvrstviu;<br>the aquifuge forms an impermeable substrate to overlying formation |
| Kiscell<br>Kiscellian | lenartovské vrstvy, Lenartovce Mb.<br>bazálne vrstvy, basal beds<br>(blžské vrstvy; Blh Mb.) | do (to) 150<br>do (to) 45 | ílovec, prachovec, claystone, siltstone<br>brekcia, zlepenec, pieskovec, breccia, conglomerate, sandstone | hydrogeologický izolátor; aquifuge<br>puklinovo-medzizrnová priepustnosť ; fissure-intergranular permeability |

v Drienčanskom krase cirkuluje v karbonátoch smerom na JZ, postupne sa v nich otepľuje a formuje svoj chemizmus. Na povrch vystupuje v pramenisku v Hrnčiarskych Zalužanoch. Jej výstup je podmienený vyvlečením karbonátov blízko k podpovrchu a priebehom sušianskeho zlomu (2; príl. 12). Voda má teplotu 13–20° a je Ca–Mg–$HCO_3$ typu.

*Hydrogeologický celok budovaný horninami terciéru*

Terciérne sedimenty ležia diskordantne na predterciérnom podloží. Sú uložené viac-menej horizontálne s menšou intenzitou tektonického porušenia. Terciérna výplň Lučenskej kotliny a podložie Cerovej vrchoviny má prevažne pelitický charakter. Pelitické polohy sa mnohonásobne striedajú s psefiticko-psamitickými polohami rozličnej hrúbky. Časté sú faciálne zmeny v horizontálnom aj vertikálnom smere. Niektoré bazálne a okrajové fácie sú zo štrkových a zlepencových polôh. Pre variabilitu litologického zloženia sedimentov sú hydrogeologické pomery terciérnej výplne kotliny zložité. Ich hydrogeologická charakteristika je v tab. 58.

Podľa litologickej povahy terciérnej výplne Lučenskej kotliny možno jednotlivé litostratigrafické jednotky z hydrogeologickej stránky charakterizovať takto:

*1. Komplex tvorený sedimentmi kiscellu – čížske súvrstvie*

Čížske súvrstvie nevystupuje na povrch, ale podľa výsledkov vrtov predpokladáme, že podstiela mladšie sedimenty v celej Lučenskej kotline. Celé súvrstvie je z litologickej stránky veľmi nehomogénne, čo sa odráža aj v jeho hydrogeologickej variabilite. Vyčleňuje sa v ňom päť čiastkových litostratigrafických jednotiek. Z celého komplexu týchto jednotiek možno za kolektor podzemnej vody pokladať bazálne vrstvy čížskeho súvrstvia – blžské vrstvy, ktoré sú z vrstiev zlepenca, pieskovca a z brekcií. Ich hydrogeologická charakteristika vychádza iba z výsledkov dvoch vrtov v oblasti Lučenca. Vrty v roku 1910 v továrni Rakottay z bazálnych vrstiev v hĺbke 346–354 m navŕtali prítok minerálnej vody s výdatnosťou 10 l/s (voľný preliv), ktorý po istom čase zanikol. Tieto vrstvy sa overili aj vrtom v roku 1889 hlbokým 364 m. Prítok vody sa zachytil v hĺbke 341–364 m s výdatnosťou okolo 1,0 l/s a voda sa doteraz využíva ako pitná.

V nadloží bazálnej časti čížskeho súvrstvia je hrubý vrstvový celok – lenartovské vrstvy, ktoré tvoria vrstvy prachovca a ílovca s pieskovcovými polohami. Z hydrogeologického hľadiska túto časť čížskeho súvrstvia označujeme ako izolátor. Potvrdzuje to aj vrt HGL-1 Lučenec-plaváreň hlboký 300 m, ktorý prítok podzemnej vody nezistil.

Podzemná voda akumulovaná v bazálnom súvrství má teplotu 17–23 °C (na ústí vrtu), je nátriovo-hydrogénovo-bikarbonátového typu so zvýšeným obsahom chloridov a s celkovou mineralizáciou od 3500 do 4500 mg/l.

*2. Komplex tvorený sedimentmi egeru – lučenské súvrstvie*

Sedimenty egeru sú rozšírené v Lučenskej kotline s výnimkou jej najsevernejšieho okraja, podstielajú Cerovú vrchovinu a ležia na sedimentoch kiscellu resp. na predterciérnom podloží. Na povrch vystupujú v celej Lučenskej kotline s výnimkou jej západnej časti.

Egerské sedimenty pre ich litologické zloženie (prevaha prachovca) možno ako celok pokladať za izolátor. Hydrogeologicky sa dajú charakterizovať iba na základe analógie s Rimavskou kotlinou, kde sa toto súvrstvie hydrogeologicky skúšalo vo vrte RKZ-1-Bátka (Zakovič, 1989). Vrtom hlbokým 650 m sa v egerských sedimentoch nezistil nijaký prítok podzemnej vody. Nazdávame sa, že istý stupeň priepustnosti môžu mať nižšie litostratigrafické jednotky lučenského súvrstvia, a to bazálne panické vrstvy a okrajové litofácie z hrubých klastík zlepenca a brekcie resp. pieskovca alebo piesčitejšie polohy vo vrchnej časti súvrstvia, ale pre ich malú hrúbku sa v nich väčšia akumulácia podzemnej vody nepredpokladá.

*3. Komplex tvorený sedimentmi egenburgu*

Sedimenty a vulkanity egenburského veku budujú Cerovú vrchovinu, sú rozšírené aj v západnej časti Lučenskej kotliny a tvoria dve litologicky zásadne sa odlišujúce súvrstvia – spodné, fiľakovské, a vrchné, bukovinské. Kým pre fiľakovské súvrstvie je typický piesčitý vývoj, pre bukovinské je charakteristický štrk, zlepenec a pestrý íl.

Fiľakovské súvrstvie leží konkordantne na lučenskom súvrství a táto geologická pozícia egenburských sedimentov podmieňuje ich odvodňovanie vrstvovými prameňmi na styku so šlírovými sedimentmi lučenského súvrstvia alebo skrytým prestupom do povrchových tokov. Vrstvové pramene vyvierajúce z pieskovcov fiľakovského súvrstvia dosahujú výdatnosť 1,0–2,0 l/s. Takéto pramene sú v Petrovciach, Jesticiach, Belíne, Radzovciach a v Čakanovciach. Aj výdatnosť vrtov vo fiľakovskom súvrství je od 1,0 do 2,0 l/s. Jednotková merná výdatnosť vrtov neprekračuje hodnotu 0,1 l/s/m, koeficient prietočnosti sa pohybuje okolo $1.10^{-5}$ $m^2/s$, ale napriek tomu je súvrstvie významným kolektorom podzemnej vody využívaným na zásobovanie malých spotrebísk.

Podzemná voda fiľakovského súvrstvia je výrazného kalciovo(-magnéziovo)-hydrogénovo-uhličitanového typu s celkovou mineralizáciou 0,5–0,75 g/l. Ide o vodu s karbonátogénnou mineralizáciou, ktorá je vo všeobecnosti málo ovplyvnená sekundárnymi zdrojmi znečistenia. Ojedinele má zvýšený obsah Fe. V egenburských sedimentoch geotermálnu vodu zistil vrt LVŠ-1 (pozri ďalej).

Bukovinské súvrstvie tvorí vrchnú časť egenburgu, je hrubé od niekoľko do 200 m, zúčastňuje sa na stavbe Cerovej vrchoviny a je súčasťou výplne západnej časti Lučenskej kotliny. Cyklicky sa v ňom striedajú vrstvy štrku, piesku, pestrého ílu a ryodacitového tufu. Rozdielne litologické zloženie súvrstvia sa odráža aj v jeho rozdielnom hydro-

geologickom charaktere. Vyznačuje sa medzizrnovou priepustnosťou viažucou sa najmä na štrk a piesok. Infiltrácia zrážkovej vody je pre striedanie sa priepustných a nepriepustných sedimentov obmedzená. Významnejšie sa podzemná voda môže dopĺňať tam, kde štrkové resp. pieskové polohy vystupujú na povrch. Celkove súvrstvie odvodňujú vrstvové pramene na styku s nepriepustným ílom alebo rozptýleným prestupom do povrchových tokov.

*4. Komplex tvorený sedimentmi otnangu – salgótarjánske súvrstvie*

Sedimenty otnanského veku sú rozšírené v jz. časti Lučenskej kotliny a v strednej časti Cerovej vrchoviny a tvoria salgótarjánske súvrstvie skladajúce sa z dvoch vrstvových celkov – z pôtorských a plachtinských vrstiev, ktorých maximálna sumárna hrúbka je do 250 m.

Pôtorské vrstvy tvoria vrstvy piesku hrubé okolo 40–50 m s uhoľnými slojmi. Na mnohých miestach sú oddelené polohami ílu, a tak tvoria až tri subhorizonty podzemnej vody. Na povrch vystupujú na Z od Lučenskej kotliny, a to v okolí Pôtra, Zlievec a Stracín, kde možno predpokladať hlavné infiltračné oblasti. Vyznačujú sa medzizrnovou pórovou priepustnosťou. Koeficient (T) sa spravidla pohybuje od $1.10^{-4}$ do $1.10^{-5}$ $m^2/s$. Podzemná voda je kalciovo-magnéziovo-hydrogénovo-uhličitanového typu s celkovou mineralizáciou 0,6–0,9 g/l. V spodnej časti súvrstvia sa miestami vyskytuje voda výrazného nátriovo-hydrogénovo-uhličitanového typu s celkovou mineralizáciou 0,37 g/l (vrt Be-1 v Malých Dálovciach).

Nadložné plachtinské vrstvy sú hrubé 150–200 m a tvoria ich polohy ílu až ílovca a prachovca. Z hydrogeologického hľadiska ich považujeme za izolátor medzi priepustnými podložnými pôtorskými vrstvami a nadložným modrokamenským súvrstvím karpatu.

*5. Komplex tvorený sedimentmi karpatu – modrokamenské súvrstvie*

Sedimenty karpatského veku – modrokamenské súvrstvie – sú rozšírené iba v jz. časti Lučenskej kotliny v strhársko-trenčskej prepadline, kde ich zakrývajú bádenské vulkanity. Súvrstvie sa skladá z troch vrstvových celkov – medokýšske a krtíšske vrstvy sú z hydrogeologického hľadiska kolektorom podzemnej vody a sečianske vrstvy izolátorom.

Medokýšske vrstvy v prevažnej miere tvorí jemnozrnný piesok až slabo stmelený pieskovec a prachovec sivozelenej farby. Krtíšske vrstvy sú z piesku a rozpadavého pieskovca. Vyznačujú sa medzizrnovou pórovou priepustnosťou s koeficientom prietočnosti medzi $1.10^{-4}$ až $1.10^{-5}$ $m^2/s$. Podzemná voda sedimentov karpatu je kalciovo(-magnéziovo)-hydrogénovo-uhličitanového typu s celkovou mineralizáciou 0,3–0,9 g/l.

Piesčité vrstvy karpatu spolu s otnanskými pôtorskými vrstvami tvoria významnú nádrž podzemnej vody v strhársko-trenčskej prepadline v západnej časti Lučenskej kotliny. Prepadlinu na V ohraničujú zlomy medzi Trenčom a Ľuborečou – dobrodské zlomové pásmo – a na Z pôtorské zlomové pásmo prebiehajúce od Bušiniec po Brusník. V tejto tektonickej depresii sa zachovali horniny vulkanického pôvodu, prevažne andezitový tuf, aglomeráty a tufitický pieskovec. V severnej časti, v oblasti dačovolomskej prepadliny, je prelomená šahanská elevácia a podzemná voda zo S tu prestupuje do strhársko-trenčskej a modrokamenskej prepadliny. V severnej časti prepadliny, kde sa zachoval hrubý vulkanický komplex, sa v tomto horizonte akumulovali významné zdroje podzemnej vody v oblasti Chrtian, Závady a Ľuboreči. Časť vody z vulkanoklastík prestupuje do pieskových vrstiev karpatu a otnangu, ktoré sa v severnej časti kotliny stýkajú a smerom na J postupne klesajú do väčšej hĺbky, a tak sa studená voda postupne zohrieva na termálnu. Vodu v Slovenských Kľačanoch zachytil vrt M-5 v hĺbke 508,5–510,5 m s výdatnosťou 6,3 l/s a s teplotou 35 °C a vrt M-4 Dolná Strehová v hĺbke 520 m s výdatnosťou 5,0 l/s a s teplotou 36 °C. Voda sa využíva na rekreačné účely.

Vrt LKŠ-1 Hámor (Škvarka et al., 1989) sa vyhĺbil v roku 1988 (hĺbka 626 m). Karpatský piesok (t. j. medokýšske a krtíšske vrstvy) zachytil v hĺbke od 188 do 249,6 m a otnanský (t. j. pôtorské vrstvy) v hĺbke od 324 do 388 m.

Významný prítok podzemnej vody sa zistil v hĺbke 447,5–626,2 m v lipovianskych pieskovcoch fiľakovského súvrstvia (egenburg). Jeho začiatočná výdatnosť bola 15 l/s a teplota vody 34–35 °C. Ustálená hladina podzemnej vody je viac ako 30 m nad terénom. Voda má celkovú mineralizáciu okolo 1,0 g/l.

Pôvodom akratoteriem v strhársko-trenčskej prepadline sa zaoberal Franko (1966). Názory na ich pôvod nie sú jednotné. Maheľ (1953) predpokladal, že termy pochádzajú z podložného mezozoika, ale takýto názor vyvracia fakt, že v podloží terciérnych sedimentov sú hlavne kryštalické bridlice a spodnotriasové kremence. Na skúmanom území ani v jeho širšom okolí karbonáty triasu na povrch nikde nevystupujú, a tak nemôžu byť infiltračnou oblasťou. Akratotermy strhársko-trenčskej prepadliny sa chemizmom od karbonátov mezozoika zásadne odlišujú. Sú slabo mineralizované, s hĺbkou sa postupne menia z kalciovo-hydrogénovo-bikarbonátového na nátriovo-hydrogénovo-bikarbonátový typ. Ich nízku mineralizáciu ovplyvňuje prostredie, v ktorom cirkulujú alebo sa akumulujú.

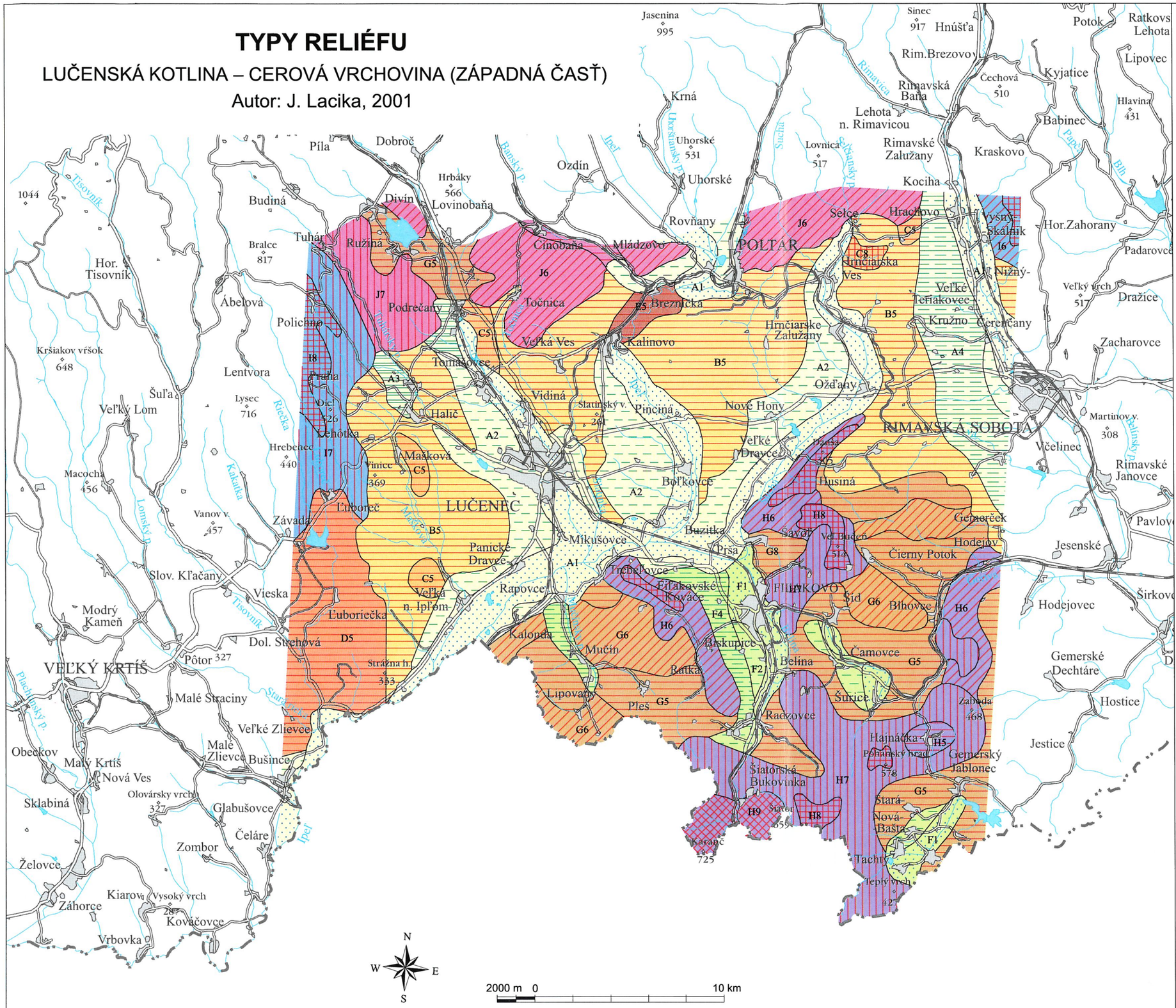
Vrt S-107 (Brodňan a Makovník, 1957) overil dva prítoky termálnej vody. Prvý (v hĺbke od 198 do 263,4 m) je z karpatského piesku a je to obyčajná terma nátriovo-bikarbonátového typu s celkovou mineralizáciou 0,36 g/l, druhý v hĺbke 342,6–380,3 m z otnanského piesku (pôtorské vrstvy). Po navŕtaní z vrtu vytekalo 58,3 l/s.

Pokiaľ ide o teplotu teriem (maximálna zistená je 36 °C), na prvý pohľad sa zdá, že hĺbka 500 m, z ktorej termy pochádzajú, je na získanie teploty 36 °C malá. Ale hodnota geotermického stupňa (okolo 18 m) sa zhoduje s hodnotami neogénnych nížin a kotlín Západných Karpát, a možno z nej usúdiť, že hĺbka okolo 500 m pre otnansko-karpatské

# TYPY RELIÉFU

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autor: J. Lacika, 2001




### KOTLINOVÝ TYP RELIÉFU

- A – typ reliéfu na súvislom kvartérnom pokryve
- B – typ reliéfu na terciérnej sedimentárnej geologickej štruktúre
- C – typ reliéfu na terciérnej vulkanickosedimentárnej geologickej štruktúre
- D – typ reliéfu na terciérnej vulkanickej geologickej štruktúre
- E – typ reliéfu na predterciérnej geologickej štruktúre

### HORSKÝ TYP RELIÉFU

- F – typ reliéfu na súvislom kvartérnom pokryve
- G – typ reliéfu na terciérnej sedimentárnej geologickej štruktúre
- H – typ reliéfu na terciérnej vulkanickosedimentárnej geologickej štruktúre
- I – typ reliéfu na terciérnej vulkanickej geologickej štruktúre
- J – typ reliéfu na predterciérnej geologickej štruktúre

### AKUMULAČNÝ TYP RELIÉFU

- 1 – fluviálna rovina

### ERÓZNOAKUMULAČNÝ TYP RELIÉFU

- 2 – fluviálnoeolická zvlnená rovina
- 3 – fluviálnoproluviálna zvlnená rovina až pahorkatina
- 4 – fluviálnoeolická zvlnená rovina až pahorkatina

### ERÓZNODENUDAČNÝ TYP RELIÉFU

- 5 – fluviálnopedimentová pahorkatina
- 6 – fluviálna rezaná podvrchovina
- 7 – fluviálna rezaná vrchovina
- 8 – nekrasová rezaná a štruktúrna planina
- 9 – fluviálnoštruktúrna vrchovina

**Supplement 13**

**RELIEF OF DEPRESSIONS**

CAULDRON TYPE RELIEF
- A – relief type on coherent Quaternary cover
- B – relief type on Cenozoic sedimentary geological structure
- C – relief type on Cenozoic volcano-sedimentary geological structure
- D – relief type on Cenozoic volcanic geological structure
- E – relief type on pre-Cenozoic geological structure

MONTANE RELIEF TYPE
- F = A
- G = B
- H = C
- I = D
- J = E

ACCUMULATION RELIEF TYPE
- 1 – fluvial plain

EROSION-ACCUMULATION RELIEF TYPE
- 2 – fluvio-aeolian undulating plain
- 3 – fluvio-proluvial undulating plain to hilly land
- 4 – fluvio-eolian undulating plain to hilly land

EROSION-DENUDATION RELIEF TYPE
- 5 – fluvio-pediment hilly land
- 6 – fluvial dissected foot-hills
- 7 – fluvial dissected upland
- 8 – non-karstic dissected and structural plain (plateau)
- 9 – fluvio-structural upland

a egenburské sedimenty tejto oblasti je na získanie takejto teploty dostatočná.

Z uvedeného vyplýva, že termy pochádzajú z horizontov, v ktorých boli navŕtané, čiže sú to neogénne akratotermy (Franko, 1966), a za ich infiltračnú oblasť sa považujú vulkanoklastiká, ktoré na povrch vystupujú na S od prepadliny, kde ležia priamo na pieskových vrstvách otnangu (na pôtorských vrstvách). Keďže zvodnencom vrtu LKŠ-1 sú vrstvy lipovianskeho pieskovca fiľakovského súvrstvia, za infiltračnú oblasť vody možno pokladať aj Cerovú vrchovinu a územie na J a JZ od Lučenca, kde fiľakovské súvrstvie vychádza na povrch.

Sečianske vrstvy, ktoré ležia v nadloží krtíšskych vrstiev, sú z prachovcových a ílovcových polôh a z hydrogeologického hľadiska ich pokladáme za izolátor podzemnej vody.

*6. Komplex tvorený vulkanickými horninami bádenu až sarmatu*

Stredný miocén v Lučenskej kotline reprezentujú horniny alkalicko-vápenatého andezitového vulkanizmu. Na západnom okraji územia sú rozšírené produkty vinickej a lyseckej formácie a na sv. okraj z Rimavskej kotliny zasahujú uloženiny pokoradzského súvrstvia.

Pokoradzské súvrstvie je hrubé 100–200 m, tvoria ho epiklastiká a pyroklastiká amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov a leží na lučenskom súvrství (eger) s výrazne plochým povrchom. Stavba súvrstvia nie je na celom území jednotná, ale mení sa v závislosti od vzniku a zdrojov materiálu. Celkove prevláda konglomerát, bazálny epiklastický vulkanický pieskovec, epiklastický konglomerát a brekcia, aglomerát a tuf. Takéto pestré litologické zloženie sa odráža aj v hydrogeologických pomeroch súvrstvia. Súvrstvie sa ako celok vyznačuje puklinovo-pórovou priepustnosťou a odvodňujú ho puklinové pramene (vnútri komplexu) s výdatnosťou do 0,5 l/s resp. vrstvové pramene na styku s podložným nepriepustným lučenským súvrstvím. Na ich styku je viac prameňov resp. plošných zamokrení s výdatnosťou do 1,0 l/s. Výnimkou je zachytený prameň vo Vyšnom Skálniku s výdatnosťou 19–21,5 l/s (v monitorovanom období 1954–1966).

Na západnom okraji Lučenskej kotliny sa v tektonicky zakliesnenej depresii zachovali vulkanické horniny vinickej a lyseckej formácie. Podzemná voda akumulovaná v tomto komplexe sa odvodňuje do hlboko zarezaných údolí potoka Tisovník a Stará rieka.

Na báze vulkanického komplexu sú vrstvy tufitického strednozrnného až jemnozrnného piesku hrubé 10 m (príbelské vrstvy), v ich nadloží sú produkty andezitového vulkanizmu, prevažne vulkanoklastické horniny, v ktorých sa vyskytuje zvodnený tufitický piesok až pieskovec a pemzový tuf. Overili sa v oblasti Ľuboriečky, kde je miestami výdatnosť vrtov 15 l/s. V oblasti Závady a Chrtian sa výdatnosť vrtov pohybuje do 10 l/s. V oblasti Príbelce – Modrý Kameň sú extruzívne vulkanické telesá, v ktorých je puklinovosť a intenzita zvodnenia nízka.

*7. Komplex tvorený horninami pontu*

Horniny pontského veku sú rozšírené v severnej a v západnej časti kotliny. Pont sa skladá zo sedimentárneho poltárskeho súvrstvia a z vulkanogénnej podrečianskej bazaltovej formácie.

Poltárske súvrstvie je rozšírené v severnej a západnej časti kotliny a tvoria ho vrstvy štrku, piesku a pestrý íl. Štrk je polymiktný, strednozrnný až hrubozrnný a smerom na S stupeň jeho opracovania klesá. V súvrství je pozorovateľné gradačné zvrstvenie, pričom štrkové a pieskové polohy sú častejšie v spodnej alebo v strednej časti súvrstvia. Významnou zložkou poltárskeho súvrstvia je íl a prach, ktoré tvoria polohy hrubé až niekoľko metrov, niekde aj viac ako 20 m. Značná prímes ílovitej frakcie a nepravidelný vývoj s častými faciálnymi zmenami intenzitu zvodnenia tohto súvrstvia znižujú. Odvodňujú ho pramene, ktorých výdatnosť neprekračuje 0,4 l/s. Výdatnosť vrtov je do 0,5, ojedinele do 2,0 l/s, a ich jednotková merná výdatnosť od 0,01 do 0,1 l/s/m.

Podrečiansku bazaltovú formáciu tvoria najmä relikty lávových prúdov. Vyznačujú sa puklinovou priepustnosťou a pre malé plošné rozšírenie sú z hydrogeologického hľadiska bezvýznamné.

Podobnú hydrogeologickú charakteristiku má aj cerová bazaltová formácia pliocénno-pleistocénneho veku, ktorá predstavuje priestorovo nesúvislé relikty bazaltového vulkanizmu, prevažne lávové prúdy a pokrovy, v menšej miere neky, dajky, maary a diatrémy.

## Hydrogeologický celok budovaný sedimentmi kvartéru

Kvartérne sedimenty Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny tvoria nerovnomerný pokryv. Súvisle vystupujú hlavne v dolinách Ipľa, Rimavy a ich prítokov. Prevládajúcim genetickým typom sú fluviálne sedimenty najvyšších, vysokých, stredných a nízkych terás, nív riek a potokov. Litologicky veľmi odlišné sú sprašovité sedimenty Cerovej vrchoviny, ktoré tvorí piesčitá hlina a sprašovité sedimenty kotlinových pahorkatín z ílovitých, ílovitopiesčitých a štrkových polygenetických sedimentov.

Litologická rozdielnosť kvartérnych sedimentov sa prejavuje aj v ich rozdielnej hydrogeologickej charakteristike. Najvhodnejšie podmienky na akumuláciu podzemnej vody v Lučenskej kotline majú fluviálne sedimenty dnovej výplne riek, ktorá sa vyvinula v celom rozsahu nív riečnych tokov. Riečnu nivu Ipľa tvorí do 8 m hrubé súvrstvie zvodneného piesčitého štrku. Menšiu hrúbku (1,5–2,5 m) možno pozorovať v doline Suchej a nepatrnú v náplavoch prítokov Ipľa, Suchej a Beliny. Na báze dnovej výplne je hrubý štrk charakteristický pre hornú časť toku Ipľa, odkiaľ sa v pozdĺžnom profile Ipľa a Suchej materiál postupne zjemňuje a prechádza do jemnejšieho piesčitého štrku. Dnovú akumuláciu štrku zakrýva holocénna hlinitopiesčitá a ílovitá povodňová hlina.

Tab. 59
Chemizmus významnejších prameňov minerálnych vôd
Chemistry of the most important mineral water springs

| Lokalita<br>Locality | Q<br>l/s | T<br>°C | pH | $CO_2$<br>g/l | M<br>g/l | Iónové zloženie<br>Ion composition<br>> 20 mval % | Chemický typ<br>Chemical type |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Hajnáčka<br>RS-13 | – | 10,5 | | 2,6 | 1,65 | Mg 60,2 Na 24,7<br>———<br>$HCO_3$ 88,4 | $HCO_3$–Mg–Na |
| Hodejov<br>RS-16 | 0,03 | 12,0 | 5,5 | 1,68 | 0,39 | Ca 45,6 Mg 35,3<br>———<br>Cl 72,4 $HCO_3$ 21,4 | Cl–$HCO_3$–Ca–Mg |
| Hodejov<br>RS-18 | – | 15,0 | 5,8 | 1,39 | 0,76 | Mg 60,2 Na 24,7<br>———<br>$HCO_3$ 88,4 | $HCO_3$–Mg–Na |
| Hodejov<br>RS-21 | 0,01 | 11,0 | | 1,5 | 0,76 | Mg 60 Ca 27,7<br>———<br>$HCO_3$ 71,2 $SO_4$ 20,7 | $HCO_3$–$SO_4$–Mg–Ca |
| Konrádovce<br>RS-25 | 0,01 | 11,5 | 5,7 | 1,40 | 0,63 | Mg 72,1 Ca 17,5<br>———<br>$HCO_3$ 95,7 | $HCO_3$–Mg |
| Šíd<br>LC-49 | 0,01 | 12,0 | 5,6 | 2,40 | 1,08 | Ca 45 Mg 43,1<br>———<br>$HCO_3$ 16,8 | $HCO_3$–Ca–Mg |
| Fiľakovo<br>LC-7 | – | 11,2 | 5,4 | 1,43 | 1,2 | Ca 57,8 Mg 27,2<br>———<br>$HCO_3$ 52,5 $SO_4$ 44,8 | $HCO_3$–$SO_4$–Ca–Mg |
| Fiľakovo<br>LC-9 | – | 10,2 | 6,1 | 1,89 | 1,67 | Ca 49,2 Mg 34<br>———<br>$HCO_3$ 93,8 | $HCO_3$–Ca–Mg |
| Nitra<br>n/Ipľom<br>LC-35 | – | 18,0 | 5,8 | 1,50 | 1,87 | Na 55,1 Mg 22,5 Ca 20,1<br>———<br>$HCO_3$ 73,3 Cl 19,3 | $HCO_3$–Cl–Na–Mg–C |
| Hámor<br>vrt LKŠ-1 | 15 | 34,2 | 8,2 | – | 0,87 | Na 56,7 Ca 22,6<br>———<br>$NCO_3$ 87,9 | $HCO_3$–Na |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Bofkovce<br>LC-1 | – | 12 | 6,7 | 0,092 | 1,1 | Ca 61,8<br>———<br>$HCO_3$ 85,7 | Ca–$HCO_3$ |
| Lučenec<br>LC-25 | 1,0 | 22,3 | 7,1 | 0,149 | 4,0 | Na 94,6<br>———<br>$HCO_3$ 73,3 Cl 24,5 | $HCO_3$–Cl–Na |
| Kalinovo<br>LC-13 | 0,06 | 10,7 | 6,2 | 0,75 | 3,08 | Na 41,1 K 10,3<br>———<br>$HCO_3$ 34,8 Cl 10,9 | $HCO_3$–Na |
| Kalinovo<br>LC-21 | – | 14,0 | – | 1,66 | 0,21 | Ca 25,8<br>———<br>$HCO_3$ 38 | $HCO_3$–Ca |
| Pinciná<br>LC-39 | – | 11,5 | 5,9 | 1,58 | 0,57 | Ca 33,7<br>———<br>$HCO_3$ 21 $SO_4$ 10,8 | $HCO_3$–Ca |
| Nové Hony<br>LC-36 | – | 14,0 | 5,9 | 1,69 | 0,61 | Ca 30,8 Mg 11,9<br>———<br>$HCO_3$ 38,1 | $HCO_3$–Ca |
| Maštinec<br>RS-38 | 0,16 | 13,0 | 4,8 | 1,17 | 0,22 | Ca 34<br>———<br>$HCO_3$ 41,6 | $HCO_3$–Ca |
| Ožďany<br>RS-44 | – | 12,5 | 5,7 | 2,37 | 0,52 | Na 15 Mg 14,3<br>———<br>$HCO_3$ 39,6 | $HCO_3$–Na |
| Ožďany<br>RS-43 | 0,016 | 13,0 | 5,7 | 1,84 | 0,39 | Mg 28,3 Na 13,1<br>———<br>$HCO_3$ 29,9 | $HCO_3$–Mg |
| Hrnčiarske<br>Zalužany<br>RS-22 | – | 13,0 | 5,7 | 1,5 | 1,21 | Ca 21 Mg 18<br>———<br>Cl 18,6 $HCO_3$ 16 | Cl–$HCO_3$–Ca–Mg |
| Pondelok<br>RS-45 | 0,03 | 12,5 | – | 1,8 | 0,23 | Ca 18 Mg 17<br>———<br>$HCO_3$ 22,3 | $HCO_3$–Ca–Mg |
| Sušany<br>RS-57 | – | 14,0 | 6,5 | 1,51 | 0,41 | Mg 32,4 Ca 13,7<br>———<br>$HCO_3$ 36,1 | $HCO_3$–Mg–Ca |

Najviac zvodnené sú fluviálne sedimenty Ipľa, ktorý pramení v Slovenskom rudohorí. V jeho hornej časti sa hrúbka fluviálnych sedimentov pohybuje do 4–5 m. Štrkopiesok býva často zahlinený a výdatnosť vrtov sa pohybuje do 2,0 l/s. Podstatne vyššiu triedu prietočnosti majú sedimenty od Holiše cez Mikušovce po Veľkú nad Ipľom, kde sú štrkopiesčité sedimenty dobre vytriedené. Ich hrúbka rastie na 6–8 m a aluviálna niva sa rozširuje. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 5–10 l/s a v oblasti Mikušoviec a Veľkej nad Ipľom od 15 do 18 l/s.

Od Kalondy je údolná niva užšia, iba miestami dosahuje okolo 1 km, fluviálne sedimenty sú čiastočne zahlinené, prietočnosť sedimentov je nižšia a výdatnosť vrtov do 5,0 l/s. Podzemná voda v poriečnej nive je hydrodynamicky priamo spätá s povrchovou vodou Ipľa. V hornom toku sa koeficient filtrácie pohybuje od $3{,}1.10^{-7}$ do $2{,}5.10^{-5}$ m/s a medzi Mikušovcami a Veľkou nad Ipľom od $1{,}6.10^{-3}$ do $4{,}2.10^{-4}$ m/s (Škvarka, 1988).

Údolnú nivu Ipľa lemujú staršie terasové stupne. Štrk terás je zahlinený a nemá hydraulickú spojitosť s povrchovou vodou v rieke. Jeho vrstvy sú slabo zvodnené a dopĺňa ich prevažne voda zo zrážok. Odvodňuje sa formou plošných mokradí alebo voda roztýlene prestupuje do údolnej nivy. Výdatnosť vrtov sa pohybuje pod 0,2 l/s.

Režim podzemnej vody vo fluviálnych sedimentoch je značne rozkolísaný a ovplyvňujú ho ročné cykly. Najvyššia hladina podzemnej vody býva po jarnom topení sa snehu, minimálna na jeseň alebo v zime. Rozkyv hladiny neprekračuje 1–2 m.

Pre komplex, ktorý tvoria kvartérne sedimenty, je charakteristická podzemná voda s veľmi špecifickým chemickým zložením. Závisí od časového a priestorového chemického zloženia vody povrchových tokov, ktorá ju dopĺňa, a vo vyšších terasových stupňoch od chemického zloženia zrážkovej a podzemnej vody vyššie položených území. Výsledkom takýchto pomerov, navyše komplikovaných zložitou hydrodynamikou a sekundárnym znečistením, je veľká priestorová i časová variabilita mineralizácie a chemického zloženia podzemnej vody. Podzemná voda fluviálnych sedimentov je prechodného a zmiešaného typu, najčastejšie Ca–(Mg)–$SO_4$–$HCO_3$ typu s celkovou mineralizáciou 0,3–2,2 g/l. Vyššia celková tvrdosť vody, ako aj obsah $NO_3$, Cl, $SO_4$ a $NH_4$, ktorý prekračuje ČSN 754 111, potvrdzujú nevyhovujúcu kvalitu podzemnej vody fluviálnych sedimentov Ipľa.

### Minerálne vody

V Lučenskej kotline a v Cerovej vrchovine sa minerálna voda vyskytuje na 13 lokalitách, na ktorých je dovedna 36 zdrojov minerálnej vody viažucich sa na sedimenty kiscellu, egeru, otnangu, karpatu, pontu a na bazalty pliocénu až pleistocénu (obr. 98, tab. 59).

Zložitý tektogenetický a paleohydrogeologický vývoj terciéru v skúmanom území spôsobil, že sa prvotná synsedimentárna morská voda v nezmenenej forme nemohla zachovať. V závislosti od mnohých faktorov (priepustnosť zlomov, stupeň hydrogeologickej otvorenosti kolektorských obzorov, hydrodynamické podmienky infiltrácie zrážkovej vody) sa primárna morská voda postupne eliminovala alebo menila. Prevažná časť minerálnych vôd sa vyznačuje plytkým obehom sýteným $CO_2$ prevažne iba v konečnej fáze výstupu na povrch.

Na sedimenty kiscellu (čížske súvrstvie) sa viažu pramene minerálnej vody v Lučenci (LC-24, LC-25) a minerálna voda z vrtu LC-2 pri Veľkej Vsi (Vass et al., 2004). Voda v Lučenci je výrazného nátriovo-hydrogénovo-bikarbonátového typu.

Na egerské sedimenty sa viažu zdroje minerálnej vody na lokalite Fiľakovo, Šíd, Konrádovce a Hodejov.

Vo Fiľakove sú tri pramene, dva z nich sú zachytené vrtom hlbokým 38,0 resp. 50,0 m. Podľa klasifikácie Franka et al. (1975) patrí tamojšia voda medzi studené (10,0–13,5 °C) slabo mineralizované (1,2–1,7 g/l) silno uhličité vody (obsah $CO_2$ 1,4–1,9 g/l) nevýrazného kalciovo-magnéziovo-hydrogénovo-bikarbonátového typu. Na lokalite Šíd je sedem prameňov. Ide o prirodzené vývery a časť z nich je zachytená. Voda patrí medzi studené (10,5–13,5 °C) veľmi slabo až slabo mineralizované (0,75–1,6 g/l) silno uhličité (obsah $CO_2$ 1,6–2,6 g/l) dusíkaté




**Obr. 98.** Mapa rozšírenia prameňov minerálnej vody v Lučenskej kotline a v Cerovej vrchovine.
**Fig. 98.** Scheme of mineral water springs distribution in the Lučenská kotlina Depression and the Cerová vrchovina Upland.

(obsah $N_2$ nad 95 obj. %) vody výrazného kalciovo-magnéziovo-hydrogénovo-bikarbonátového typu.

Na lokalite Konrádovce vyvierajú štyri pramene s celkovou výdatnosťou 0,05 l/s. Ide o studenú (11,5–13 °C) veľmi slabo mineralizovanú (0,39–0,6 g/l) silno uhličitú (obsah $CO_2$ 1,1–1,4 g/l) dusíkatú (obsah $N_2$ nad 94 obj. %) vodu výrazného kalciovo-magnéziovo-hydrogénovo-bikarbonátového typu.

V Hodejove a v jeho okolí je päť prameňov minerálnej vody. Je to studená (11–15 °C) veľmi slabo mineralizovaná (0,48–0,83 g/l) silno uhličitá (1,2–2,0 g/l $CO_2$) voda výrazného kalciovo-magnéziovo-hydrogénovo-bikarbonátového typu.

Pramene minerálnej vody v Hajnáčke sa viažu na bazalty cerovej formácie, čo dokumentuje vysoký obsah $Fe^{2+}$ (185 mg/l). Pomerne nízka mineralizácia vody signalizuje na plytký obeh sýtený $CO_2$ iba v záverečnej fáze výstupu na povrch.

Vývery uvedených minerálnych prameňov sú viazané na križovanie zlomov smeru SZ–JV so zlomami smeru Z–V resp. SV–JZ.

Na egerské sedimenty sa viažu pramene minerálnej vody v Boľkovciach, Ožďanoch a v Nižnej Pokoradzi. Je to studená uhličitá nízko mineralizovaná voda sýtená $CO_2$ iba v konečnej fáze výstupu na povrch.

Veľa zdrojov minerálnej vody je na J od Poltára medzi Kalinovom a Hrnčiarskymi Zalužanmi.

Minerálna voda lokality Kalinovo–Hrabovo je studená silno uhličitá ($CO_2$ 0,75–1,65 g/l) a viaže sa na poltárske súvrstvie.

Minerálna voda lokality Maštinec vyviera v šiestich prirodzených prameňoch navŕtaných siedmimi vrtmi. Je to studená nízko mineralizovaná (0,16–0,7 g/l) silno uhličitá (1,1–3,0 g/l) voda s plytkým obehom viazaným na pontské polohy štrku, piesku a pestrého ílu.

Zdroje minerálnej vody pri Hrnčiarskych Zalužanoch sa viažu na podložné karbonáty mezozoika navŕtané v hĺbke 7,0 m. Je to nízko mineralizovaná (2,02–2,62 g/l) silno uhličitá (1,2–1,8 g/l $CO_2$) voda teplá od 13 do 20 °C Ca–Mg–$HCO_3$ typu.

Termálna minerálna voda z vrtu GTL-2 pri Rapovciach (na J od Lučenca), vyhĺbeného v roku 2007, je z triasových karbonátov silicika z hĺbky 957–1439 m. Voda je nátriovo-hydrogénovo-uhličitá s celkovou mineralizáciou 12,7 $g.l^{-1}$. Jej teplota na ústí je 38 °C, tlak 0,060 MPa a výdatnosť vrtu (voda a $CO_2$) 42 $l.s^{-1}$ (Dzúrik et al., 2007).

Podobný charakter má aj minerálna voda z vrtu LC-35 pri Nitre nad Ipľom navŕtaná zo začiatku 20. stor. Aj ona asi pochádza z triasových karbonátov, je nátriovo-hydrogénovo-uhličitá s celkovou mineralizáciou 11,556 $g.l^{-1}$, s obsahom $CO_2$ (denná produkcia je 150 $m^3$), teplotou 22,4 resp. 27 °C a s výdatnosťou 13 $l.s^{-1}$. Tlak na ústí vrtu bol okolo 0,4 MPa (Emszt, 1911; Duben, 1926).

Tab. 60
Priemerné mesačné úhrny zrážok v mm a priemerné teploty za obdobie 1931–1960 (zrážkomerná stanica Lučenec, podľa SHMÚ Bratislava)
Average total annual precipitation (in mm) and mean temperature during the period 1931–1960
(Precipitation monitoring station Lučenec, after SHMÚ Bratislava)

| Mesiac; Month | I. | II. | III. | IV. | V. | VI. | VII. | VIII. | IX. | X. | XI. | XII. | IV.-IX. | X.-III. | Rok, Year |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Priemerné mesačné úhrny zrážok (mm) Average total annual precipitation (mm) | 1 | 39 | 39 | 41 | 72 | 69 | 62 | 63 | 40 | 49 | 66 | 48 | 347 | 282 | úhrn 629 total |
| Priemerné mesačné teploty (°C) Mean annual temperature (°C) | -3,4 | -1,1 | 3,9 | 10,1 | 15,3 | 18,6 | 20,5 | 19,5 | 14,4 | 9,3 | 4,4 | -0,4 | | | priemer 9,3 mean |

# GEOMORFOLÓGIA

Študované územie je súčasťou Vnútorných Západných Karpát a leží v ich južnej okrajovej časti. Zasahujú naň štyri geomorfologické oblasti a štyri geomorfologické celky. V celých Západných Karpatoch je najokrajovejšou Matransko-slanská oblasť, ktorú v sledovanom území zastupuje Cerová vrchovina. V druhom pláne smerom dovnútra Karpát leží Lučensko-košická zníženina, ktorú v študovanom území reprezentuje Juhoslovenská kotlina. Tú (od V na Z) tvorí Ipeľská, Lučenská a Rimavská kotlina. Jadrom a najväčšou časťou opisovaného územia je Lučenská kotlina. Severný lem tohto územia tvoria okraje Slovenského stredohoria (geomorfologický celok Ostrôžky) a Slovenského rudohoria (geomorfologický celok Revúcka vrchovina).

## Lučensko-košická zníženina – Juhoslovenská kotlina

### Lučenská kotlina

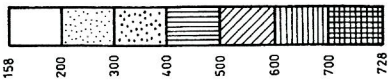
Lučenská kotlina je súčasťou súvislého pásu znížením prechádzajúcich južným Slovenskom od Šiah až po Prešov. Je stredná z troch veľkých kotlín. Leží medzi Ipeľskou kotlinou na Z a Rimavskou kotlinou na V a od obidvoch ju ohraničujú nízke rozvodné chrbty. Morfologicky oveľa zreteľnejšia je hranica s horským geomorfologickým celkom na S (Ostrôžky a Revúcka vrchovina) a na J (Cerová vrchovina; obr. 99). Geomorfologické pomery Lučenskej kotliny sú determinované jej depresnou pozíciou voči okoliu a geologickou stavbou, v ktorej dominujú terciérne sedimenty.

#### *Morfometria*

Lučenskú kotlinu charakterizuje kontinuálna sieť dolín. Kontinuálne a prevažne plošinaté sú aj medzidolinové chrbty až po spojnice dolín. Voči okoliu je kotlina depresnou jednotkou ležiacou v nadmorskej výške od 158 m (v koryte Ipľa pod Trenčom) po 385 m (okraj kotliny pri Lupoči). Celková amplitúda reliéfu kotliny je 227 m. Nad výšku 300 m n. m. vystupuje iba veľmi malá časť povrchu kotliny, aj to prevažne na okraji (na úpätnici susedných pohorí alebo na rozvodných chrbtoch medzi Lučenskou a Ipeľskou a medzi Lučenskou a Rimavskou kotlinou). Vnútri kotliny sú nad 300-metrovou vrstevnicou iba malé ostrovy reliéfu (zámocký vŕšok v Haliči, vŕšok Stráže pri Kalinove a Kamenná hora pri Sušanoch). Nadmorská výška pahorkatinovej časti kotliny sa pohybuje v rozpätí 200 až 300 m. Rovinná časť, reprezentovaná údolnými nivami, leží prevažne pod 200-metrovou vrstevnicou (obr. 99).

Podľa analýzy relatívnej výškovej členitosti má kotlina prevažne rovinný a pahorkatinový reliéf. Fluviálne nivy hlavných dolín sú výrazne rovinaté s disekciou reliéfu (počítanou na štvorec so stranou 1 km) takmer od nula do 20 m. Nižšie časti medzidolinových chrbtov nesúce plošiny fluviálnych terás sa svojou relatívnou výškovou členitosťou zaraďujú do kategórie rovín s disekciou 15 až 30 m. Vyššie časti chrbtov, kde sú plošiny menej rozšírené, a v oblastiach rozčlenených hustejšou sieťou bočných dolín, úvalov a výmoľov je pahorkatinový reliéf s disekciou medzi 30 až 100 m. Najvyššiu hodnotu – 144 m – sme namerali vo štvorci neďaleko Trenča, kde Ipeľ kotlinu opúšťa.




| | m n. m. | | |
|---|---|---|---|
| | max. | min. | rozdiel |
| LUČENSKÁ KOTLINA | 385° | 158° | 227 |
| IPEĽSKÁ KOTLINA | 341* | 156* | 185 |
| RIMAVSKÁ KOTLINA | 350° | 205* | 145 |
| CEROVÁ VRCHOVINA | 728° | 175* | 553 |
| OSTRÔŽKY | 645* | 280* | 365 |
| REVÚCKA VRCH. | 602* | 230° | 372 |

° EXTRÉMNE HODNOTY CELEJ GEOMORFOLOGICKEJ JEDNOTKY

* EXTRÉMNE HODNOTY GEOMORFOLOGICKEJ JEDNOTKY NA PREDMETNOM ÚZEMÍ

**Obr. 99.** Výškové stupne Lučenskej kotliny, západnej časti Cerovej vrchoviny a priľahlých území (autor Lacika; podľa topografických máp).
**Fig. 99.** Altitude levels of the Lučenská kotlina Depression, the western part of the Cerová vrchovina Upland and adjacent regions (author Lacika; from topographic maps). 1 – Lučenská kotlina Depression, 2 – Ipeľská kotlina Depression, 3 – Rimavská kotlina Depression, 4 – Cerová vrchovina Upland, 5 – Ostrôžky Mts., 6 – Revúcka vrchovina Upland, 7 – extreme values of the whole geomorphologic unit, 8 – extreme values of the geomorphologic unit covering the study area.

Horizontálna členitosť reliéfu je v Lučenskej kotline pomerne vysoká, ale medzi jednotlivými miestami sú v nameraných hodnotách veľké rozdiely. Údolné nivy a terasové plošiny dosahujú horizontálnu členitosť (počítanú sumou dĺžok osí eróznych foriem vo štvorci so stranou 1 km) menšiu ako 1 km na km$^2$. Najvyššie hodnoty sme namerali v pahorkatinách, kde je hustá sieť výmoľov a eróznych rýh (napr. pri Veľkej nad Ipľom až 4,5 km na km$^2$).

Sklonitostné pomery kotliny sú usporiadané podľa rozloženia údolných nív, terasových plošín a kotlinových pahorkatín. Pre častú asymetriu sa vyskytujú aj pomerne strmé (ale krátke) úseky strání so sklonom aj nad 30°, ale prevažujú stráne so sklonom pod 10° a na veľkých plochách býva sklon reliéfu menší ako 3°. Stredný uhol sklonu je oveľa nižší ako v susedných pohoriach a pohybuje sa od hodnôt blízkych 0 po 10°. Pre kotlinu je charakteristická prevaha priamych a konvexných tvarov reliéfu nad konkávnymi. Oblé tvary prevažujú nad hranatými.

*Morfoštruktúra*

Morfoštruktúrne sa Lučenská kotlina zaraďuje do blokovej štruktúry Lučensko-košickej zníženiny (Mazúr, 1979). Vznikla v oligocéne ako súčasť rozsiahleho sedimentačného priestoru na dezintegrovanom južnom okraji západokarpatskej megamorfoštruktúry. V miocéne toto územie diferencovane poklesávalo a viac ráz naň prenikla morská transgresia. Súčasná podoba kotliny sa začala formovať na konci miocénu, ale najmä v pliocéne a v kvartéri. Približne súčasné hranice kotliny sú výsledkom tvorby južne ležiacej plytkej elevácie, z ktorej sa postupne osamostatňovala Cerová vrchovina. Podľa Lukniša (1972) sa to stalo v strede pliocénu a predtým sa predpokladá spojenie horného Ipľa s povodím Zaďvy. Kotlina sa zvýraznila najmä v kvartéri, a to hlavne ako výsledok zdvihu susedných pozitívnych morfoštruktúrnych jednotiek. O jej poklesávaní možno hovoriť iba vo vzťahu k susedným pohoriam, lebo v skutočnosti sa absolútne dvíha, lenže menej ako pohoria, čo potvrdzuje dobre vyvinutý systém riečnych terás a chýbanie iných akumulácií s výnimkou poltárskeho súvrstvia.

Súčasnú morfoštruktúrnu podobu kotliny určili diferencované tektonické pohyby na systéme zlomov. Morfologicky nápadné zlomové ohraničenie má kotlina najmä voči morfoštruktúre Cerovej vrchoviny. Zlomy sa zúčastňujú aj na severnom ohraničení kotliny (najmä v okolí Poltára), ale morfologická výraznosť obvodových svahov medzi kotlinou a Revúckou vrchovinou je do veľkej miery výsledkom pediplanácie a odlišnej geomorfologickej hodnoty hornín. Účinnosť obidvoch faktorov rastie s nerovnakým dvíhaním blokov pohoria a kotliny.

Na vnútornej diferenciácii kotlinovej morfoštruktúry sa významne zúčastňuje zlomová tektonika. Usporiadanie nerovnako zdvihnutých častí morfoštruktúry je ukazovateľom pomerne zložitej stavby, zložitejšej, ako má jednoduchá priekopová prepadlina. Ide skôr o mozaikovite rozložené

viac alebo menej zdvihnuté kryhy. Dolinová sieť sa viaže najmä na paralelne prebiehajúce tektonické poruchy smeru SZ–JV. Tvorí ju dolina Maškovej, Tuhárskeho potoka, Krivánskeho potoka, Ipľa po Boľkovce, Šťavice, Maštinského potoka a Suchej po Ožďany. Významný zlomový systém smeru SV–JZ spája doliny do jedinej doliny Ipľa pod Holišou. Na krátkych úsekoch sa v smere dolín prejavujú aj zlomy smeru Z–V, napr. v doline Slatinky, Ipľa medzi Pincinou a Holišou a v doline Petrovického potoka. Za tektonicky podmienenú sa môže pokladať častá asymetria dolín v priečnom smere, ktorá sa prejavuje v jednostranne vyvinutom systéme fluviálnych terás a v asymetrii dĺžky a sklonu medzidolinových chrbtov. Príkladom je dolina Tuhárskeho potoka, Krivánskeho potoka, Ipľa a Suchej. Podľa rozloženia generácií terasových stupňov možno hovoriť o tektonicky podmienenom posune Tuhárskeho a Krivánskeho potoka, ako aj horného úseku Ipľa smerom na SV. Dolný Ipeľ migroval v kvartéri na J a Suchá smerom na JV.

Reliéf Lučenskej kotliny sa vyznačuje slabým uplatnením litológie. Málo odolné terciérne sedimenty podliehajú rýchlej denudácii, a preto sa staršie formy reliéfu nezachovávajú. Na ílovitých a prachovitých sedimentoch prevládajú oblé reliéfne tvary, terénne hrany zhladzujú stráňové procesy. Lepšie podmienky na zachovanie hranatosti a konzerváciu starších foriem reliéfu poskytujú pevnejšie pieskovcové horniny, a najmä na eróznodenudačných reliktoch pontských bazaltových telies. Iniciálne vulkanické formy reliéfu sa do súčasnosti nezachovali a pri pomerne dlhom pôsobení deštrukčných procesov sa transformovali väčšmi ako mladšie bazaltové formy v blízkej Cerovej vrchovine. Maarové štruktúry v okolí Jelšovca boli v postvulkanickom období za približne šesť miliónov rokov zrezané o desiatky metrov a ich celistvosť narušila fluviálna erózia. Podobne boli rozrušené torzá bazaltových lávových telies v okolí Maškovej a Podrečian. Na obidvoch lokalitách bazaltové prúdy rozrezal potok Mašková a Krivánsky potok. Ostrovy hornín predterciérneho podložia vystupujúce na S kotliny v okolí Brezničky sa geomorfologicky zreteľnejšie neprejavujú. Výnimkou je zámocký vrch v Haliči, na ktorom tvoria spodnotriasové kremence obalu veporika a bádenské andezity výraznú eleváciu.

### *Morfoskulptúra*

Morfoskulptúrna charakteristika Lučenskej kotliny zodpovedá jej morfoštruktúrnym vlastnostiam. Ako výsledok jej depresnej pozície prevažuje eróznoakumulačný a akumulačný reliéf. Z genetického hľadiska dominujú fluviálne formy, ale početnejšie sú zastúpené aj formy eolickej a stráňovej modelácie. Na rozdiel od okolitých horských geomorfologických celkov je v kotline viac holocénnych a recentných foriem reliéfu, a to najmä v rovinnej nivnej časti, kým pahorkatiny majú prevažne reliktný pleistocénny reliéf. V kotlinách sa viac prejavuje aktivita človeka a výsledkom je vyššie zastúpenie antropogénnych foriem reliéfu.

Najpočetnejšiu a plošne najväčšiu časť kotliny zaberajú fluviálne morfoskulptúrne tvary. Celá študovaná oblasť kotliny je súčasťou bazéna Ipľa, a ku ktorému inklinujú aj všetky doliny. Hlavné doliny majú pomerne širokú údolnú nivu. Najširšia (vyše 2,5 km) je niva doliny Ipľa pri Rapovciach. Najmenej kilometer široký pás nivy majú aj dolné časti doliny Krivánskeho potoka a na malých úsekoch aj Suchej. Pomerne hustá sieť údolných nív sa vyvinula v korytovitých dolinách Poltárskej pahorkatiny. Údolné nivy sa vyznačujú rovinným reliéfom s ojedinelými eleváciami a obtočníkmi v dolnej časti doliny Ipľa (pri Rapovciach). Fluviálne procesy tokov obmedzuje a usmerňuje antropogénna úprava korýt a budovanie protipovodňových valov. Úvalinovité doliny sa vyskytujú v pramenných oblastiach čiastkových povodí na medzidolinových chrbtoch. Doliny s priečnym profilom tvaru V v Lučenskej kotline nie sú. Pre toto územie nie sú typické ani prielomové úseky dolín. Do prielomu sa zužuje dolina Ipľa medzi Brezničkou a Kalinovom a morfologicky výrazným prielomom je úsek doliny Ipľa pod Trenčom, ktorým rieka opúšťa Lučenskú kotlinu a vstupuje do Ipeľskej kotliny.

Rozsiahle plochy kotliny zaberajú pleistocénne fluviálne geomorfologické formy. Ide o častý výskyt fluviálnych terás vyvinutých v siedmich stupňoch v doline Ipľa a Suchej a v štyroch v doline Krivánskeho potoka. Menej rozvinutý systém terás má aj Tuhársky potok, Poltarica a dolná časť Maškovej a Slatinky. Morfologicky sa fluviálne terasy prejavujú ako plošinaté stupne rozčlenené bočnými korytovitými a úvalinovitými dolinami. Povrch terás je vo veľkej miere pokrytý sprašou, ktorá miestami zhladzuje hrany medzi stupňami. V doline Suchej neďaleko Hrnčiarskych Zalužian sa nachádza ojedinelá geomorfologická forma – travertínová kopa, ktorej veľká časť sa vytvorila v holocéne. Veľmi zriedkavou formou reliéfu v Lučenskej kotline sú zosuvy. Príčinou sú prevládajúce piesčité a prachovité frakcie v terciérnych sedimentoch budujúcich kotlinu a nižší stupeň členitosti reliéfu. Nemčok (1982) uvádza prúdové zosuvy pri Ožďanoch. Lokálne gravitačné deformácie zachytávajú aj novšie geologické mapy (Vass et al., 1992) v okolí Ľuboreči, Veľkej nad Ipľom a Kalinova. Bralné formy reliéfu sa v Lučenskej kotline prakticky nevyskytujú. Za najrozšírenejšiu eróznodenudačnú formu reliéfu považujeme nerovnako hustú sieť dolín rozrezávajúcich kotlinovú pahorkatinu. Doliny majú zväčša úvalinovitý priečny profil, ktorý sa smerom nadol mení na korytovitý. Usporiadanie dolín do veľkej miery kopíruje sieť tektonických porúch a ovplyvňuje ho usporiadanie hlavných dolín kotliny. Medzi najstaršie formy reliéfu kotliny patria silne premodelované plošiny v najvyššie položených častiach kotlinovej pahorkatiny (približne 60 až 100 m nad korytami hlavných dolín). Podľa vzťahu k najvyšším fluviálnym terasám (ležia 15–20 m nad nimi) a k podložným horninám podrečianskej bazaltovej formácie a poltárskeho súvrstvia, ktoré zrezávajú, sú tieto plošiny pravdepodobne pozostatkom pliocénneho reliéfu. Podľa výškovej pozície sú plošiny na bádenských vulkanitoch asi staršie.

### Ipeľská kotlina

Ipeľská kotlina na študované územie zasahuje iba svojou najvýchodnejšou časťou a mnohými morfometrickými parametrami sa podobá pahorkatinovým častiam Lučenskej kotliny. Leží v nadmorskej výške 341 a 156 m a jej nápadné plošinatý chrbát medzi dolinou Maškovej a Tisovníka vystupuje nad vrstevnicu 300 m. Ostré reliéfne tvary sa vytvorili najmä zo strany doliny Tisovníka, a to hlavne pre výskyt odolnejších hornín bádenských andezitových formácií. Dolina Ipľa má medzi Trenčom a Bušincami výrazne prielomový charakter a zúžená sa zarezáva do vulkanitov viac ako 130 m. Systém fluviálnych terás je zredukovaný a nesúvislý. Geomorfologická hranica medzi Ipeľskou kotlinou a Ostrôžkami je morfologicky veľmi zreteľná.

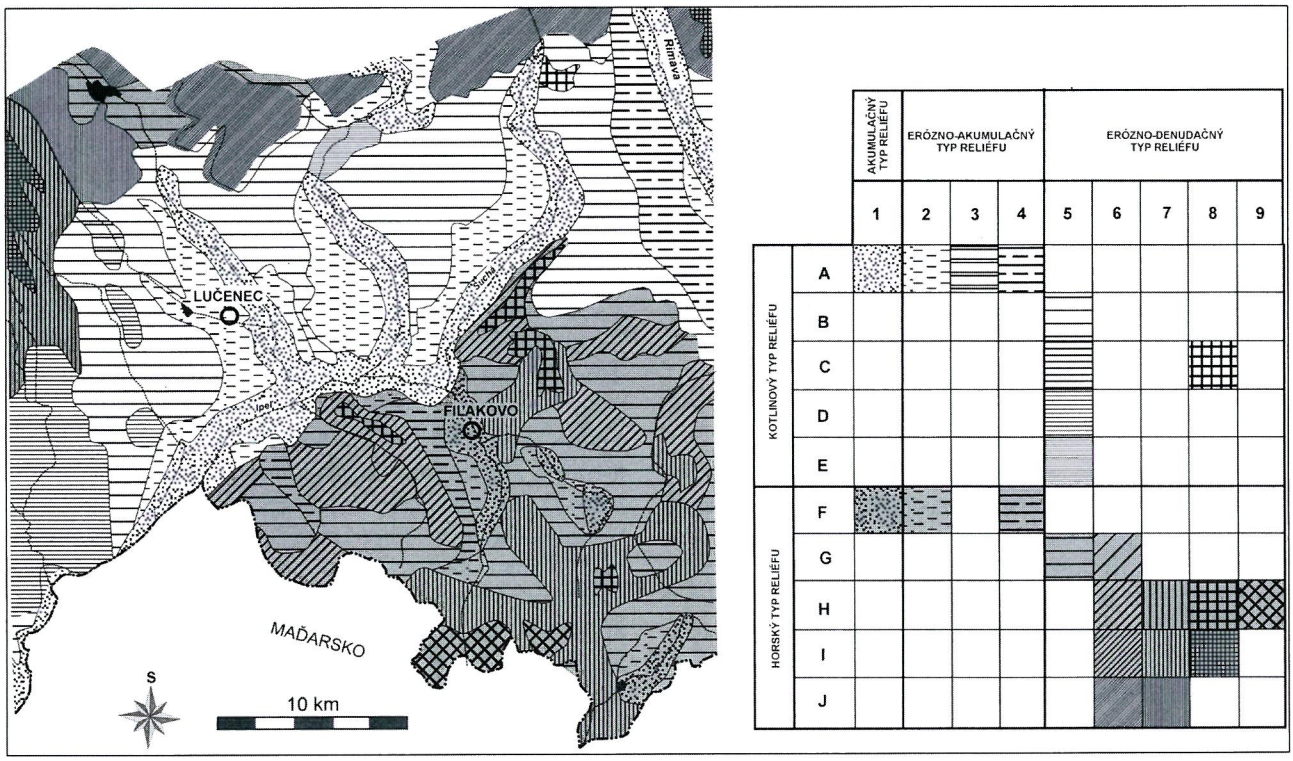
### Rimavská kotlina

Z Rimavskej kotliny patrí do študovaného územia jej najzápadnejšia časť. Geomorfologicky je pokračovaním susednej Lučenskej kotliny, ktorej sa v mnohom podobá. Územiu dominuje asymetrická dolina Rimavy. Strmšia a priamočiarejšia je jej ľavobrežná časť vystupujúca do plošín Pokoradzskej tabule. Pravobrežná strana doliny je stupňovitá, miernejšia, oveľa dlhšia a nesie plne rozvinutý systém fluviálnych terás so štyrmi až piatimi stupňami. Terasy prekrýva súvislý sprašový pokrov s fosílnou pôdou. Asymetrický medzidolinový chrbát, oddeľujúci dolinu Suchej a Rimavy, vystupuje do výšky nad 300 m n. m. a prevyšuje priľahlé doliny o 90 až 115 m. Asymetria je sklonová aj dĺžková. Chrbát svojou strmšou a kratšou stranou klesá do doliny Suchej a miernejšou a dlhšou do doliny Rimavy. Je rozvodím medzi povodiami Ipľa a Slanej. Hraničný chrbát medzi kotlinami na J postupným narastaním výšky prechádza do chrbtovej siete Cerovej vrchoviny. Morfologicky málo výrazný je aj prechod v severnom pokračovaní do Revúckej vrchoviny.

### Typy reliéfu v Juhoslovenskej kotline

V Juhoslovenskej kotline sú typy reliéfu vytvorené na rovnakých základných geologických štruktúrach ako v susedných pohoriach, ale veľmi odlišné je ich plošné zastúpenie (príl. 13). V kotline dominujú typy vytvorené na súvislom kvartérnom pokryve a na terciérnej sedimentárnej geologickej štruktúre, kým ostatné tri typy zaberajú oveľa menšiu plochu. Výnimkou je východná časť Ipeľskej kotliny zasahujúca na študované územie.

Výsledkom morfoštruktúrneho vývoja kotliny je dominancia akumulačných a eróznoakumulačných typov reliéfu. Akumulačný typ sa vytvoril na plochých dnách hlavných dolín, vyznačuje sa nízkym stupňom vertikálnej aj horizontálnej členitosti reliéfu a jeho tvorcom sú dominantne fluviálne procesy. Zastúpený je jediným podtypom, a to **fluviálnou rovinou**, a eróznoakumulačný typ troma podtypmi. **Fluviálno-eolická zvlnená rovina** sa vytvorila na plošinách fluviálnych terás prekrytých sprašou. Disekcia reliéfu sa pohybuje v rozpätí 10 až 30 m. Dolinová sieť nie je príliš hustá. Fluviálno-proluviálna zvlnená rovina až pahorkatina sa sformovala v sz. časti Lučenskej kotliny




**Obr. 100.** Typy reliéfu Lučenskej kotliny, západnej časti Cerovej vrchoviny a priľahlých území.
**Fig. 100.** Types of relief in the Lučenská kotlina Depression, the western part of the Cerová vrchovina Upland and in adjacent regions.

na proluviálnych kužeľoch pri ústiach dolín na rozhraní kotliny a susedného pohoria (okolie Podrečian a Starej Haliče). Disekcia reliéfu je 20 až 50 m. Ani horizontálna členitosť reliéfu nie je vysoká. **Fluviálno-eolická zvlnená rovina až pahorkatina** je v Rimavskej kotline na terasách Rimavy. Geneticky je tento podtyp identický s 2. podtypom (tab. pri obr. 100), ale vyčleňujeme ho osobitne, pretože parametre vertikálnej členitosti reliéfu sú pri ňom vyššie a prekračujú rozhranie 30 m medzi rovinou a pahorkatinou. Výsledkom hustejšej siete dolín rozrezávajúcich plošiny fluviálnych terás je aj vyššia horizontálna členitosť reliéfu.

Eróznodenudačný typ reliéfu sa v Juhoslovenskej kotline vytvoril v dvoch morfoskulptúrnych podtypoch na štyroch rôznych geologických štruktúrach. Najrozšírenejšia je **fluviálno-pedimentová pahorkatina**. Najlepšie sa vyvinula na terciérnych sedimentoch kotlinovej výplne. Disekcia reliéfu je 30 až 80 m. Na mnohých miestach je pomerne hustá sieť eróznych foriem vrátane výmoľov a eróznych rýh. Typickým príkladom je najmä okolie Jelšovca. Tento podtyp vznikol fluviálnym rozrezaním pliocénneho plochého reliéfu, poriečnej rovne. Na vulkanickej štruktúre sa sformovala hranatejšia pahorkatina, odlišujúca sa od oblejšej pahorkatiny na sedimentoch výplne kotliny. Špecifický podtyp pahorkatiny sa vytvoril na kryhe predterciérneho podložia pri Brezničke. V tejto časti doliny Ipľa chýba podtyp fluviálnej roviny. Dolina je zúžená do prielomu. Na sv. okraji Lučenskej kotliny je na malej ploche eróznodenudačný podtyp viažuci sa na trosku vulkanitov pokoradzského súvrstvia. Erózna denudácia na nej vytvorila **nekrasovú rezanú planinu** s plošinou na vrchole Kamennej hory (359 m n. m.).

# Matransko-slanská oblasť

## Cerová vrchovina

Cerová vrchovina, zasahujúca na študované územie svojou väčšou, západnou časťou, ohraničuje na J a JZ Lučenskú kotlinu. Štátna hranica s Maďarskom nie je jej prírodnou hranicou a jej prirodzeným pokračovaním sú dva geomorfologické celky – Cserhátvidék a Észak-Magyarországi medence (Pécsi a Somogyi, 1980). Cerová vrchovina má pre svoju veľmi špecifickú geologickú stavbu a od okolia úplne odlišný geomorfologický vývoj medzi západokarpatskými geomorfologickými celkami osobitné postavenie.

### *Morfometria*

Geomorfologický celok Cerová vrchovina možno charakterizovať ako nekompaktné, rozpojené pohorie s výrazne diskontinuálnou sieťou horských chrbtov. Od susednej Lučenskej kotliny sa odlišuje prakticky vo všetkých sledovaných morfometrických ukazovateľoch. Voči kotline je elevačnou jednotkou ležiacou od 175 m n. m. pri Rapovciach po kulminačný vrchol Karanča pri Šiatorskej Bukovinke v nadmorskej výške 725 m. Touto maximálnou absolútnou výškou sa zaraďuje medzi nižšie vysočiny (iba menšia časť leží vyššie ako 400-metrová vrstevnica). Viaže sa najmä na reliéf budovaný neovulkanitmi. Najvyššia kóta vrchoviny, ktorú tvoria sedimentárne horniny, je v nadmorskej výške 593 m (na štátnej hranici na S od Karanča). Ale aj pri tejto elevácii predpokladáme jej vzťah k doteraz neodkrytému pochovanému andezitovému telesu. V oblastiach budovaných oligocénno-miocénnymi sedimentmi prevažujú vrcholy s nižšou nadmorskou výškou, zväčša od 300 do 400 m.

Z analýzy relatívnej výškovej členitosti vyplýva, že Cerová vrchovina je geomorfologický celok s prevažne silne zvlneným až mierne rezaným reliéfom. V kotlinkách a brázdach sa vytvoril mierne až stredne zvlnený reliéf a v centrálnej časti pohoria sa vyskytuje až stredne rezaný reliéf. Rozpätie hodnoty disekcie reliéfu počítanej na štvorec so stranou 1 km je od 20 (okolie Fiľakova) do 320 m (v masíve Karanča), a preto Cerovú vrchovinu charakterizujeme ako nižšiu vrchovinu, ktorá má na pomerne veľkom území charakter pahorkatiny a len jej malá časť v centre je vyššia vrchovina.

Dôležitým znakom pohoria je pomerne vysoká horizontálna členitosť reliéfu najmä v častiach budovaných sedimentárnymi horninami a v miestnych kotlinách a brázdach. Najextrémnejšie hodnoty sa zistili v okolí Starej Bašty, kde sa v jednom štvorci so stranou 1 km vyskytuje až 7,5 km eróznych línií. V masívnych a plošinatých častiach vrchoviny, ktorú tvoria prevažne neovulkanity, je horizontálna členitosť reliéfu nižšia, často menej ako 1,6 km eróznych línií na km$^2$.

Sklonitostné pomery sú na území Cerovej vrchoviny menej usporiadané až mozaikovito rozložené. Časté sú veľmi kontrastné zmeny reálneho sklonu svahov. Stredný uhol sklonu sa pohybuje od hodnôt blízkych nule po 19° a rozloženie stredných uhlov sklonu prejavuje nižšiu závislosť od geologického podložia ako reálny sklon reliéfu. Charakteristickým morfometrickým znakom vrchoviny je výrazná prevaha konvexných tvarov nad konkávnymi a hranatých nad oblými, čo je výsledok štruktúrnych a litologických vlastností hornín budujúcich vrchovinu a jej morfoštruktúrnej povahy.

### *Morfoštruktúra*

Základné morfoštruktúrne črty územia Cerovej vrchoviny vyplývajú z jej polohy na menej zdvihnutej a tektonicky

pomerne diferencovanej južnej periférii západokarpatskej megamorfoštruktúry (Mazúr, 1979) a z morfoštruktúrnej špecifickosti územia, ktorou sa odlišuje od okolia. Táto odlišnosť súvisí s vulkanitmi, ktoré majú dôležité miesto v jej geologickej stavbe.

Cerová vrchovina je veľmi mladá pozitívna morfoštruktúra formovaná v pliocénno-pleistocénnom období tektonickými pohybmi klenbového aj blokového charakteru. Na jej tvorbe sa významnou mierou zúčastňuje pasívna zložka geologickej štruktúry, kombinovaná sedimentárno-vulkanická stavba s dvoma stavebnými prvkami, ktoré majú štruktúrnolitologické vlastnosti odlišnej až kontrastnej povahy. Klenbovitý zdvih pohoria, ktorý identifikoval Vass, Elečko a Pristaš (1986) a bližšie špecifikoval Lacika (1989), sa viac uplatňoval v prvej etape vývoja morfoštruktúry – v pliocéne a v najstaršom pleistocéne. Intenzita zdvihu nebola veľká (ani v centrálnej časti pravdepodobne neprekročila 100 m) a nespôsobila väčšiu denivelizáciu paleoreliéfu. Blokové pohyby diferencujúce morfoštruktúru vrchoviny sa aktivizovali aj v prvej etape spolu s klenbovitým vyklenovaním. Zlomy boli prístupovými cestami pre bazaltový vulkanizmus. Od günzu už bloková tektonika výrazne dominovala a blokové pohyby sa zintenzívnili. Centrálna časť pohoria sa po günzi zdvihla až o 280 m.

Súčasná morfoštruktúra Cerovej vrchoviny je vnútorne diferencovaná do čiastkových morfoštruktúrnych jednotiek. Najvyššie vyzdvihnutá časť klenbohrastu leží v okolí Šiatorskej Bukovinky a tvoria ju dve čiastkové jednotky. Prvá má podobu troch výrazne konvexných dómskych elevácií (Karanč, Šiator a Lazy), ktoré sa viažu na subvulkanické andezitové telesá lakolitového typu. V prípade Karanča a Šiatra nastalo čiastočné odkrytie subvulkanických telies spod terciérnych sedimentov. Elevácia kóty Lazy má základné znaky vypreparovaného subvulkanického telesa, ale andezit erózia neobnažila (andezit vystupuje iba pri úpätnici elevácie na jej južnom a východnom obvode). Druhá z centrálnych morfoštruktúr má odlišné geomorfologické črty a tvorí ju trojica horských chrbtov s vrcholovými plošinami. Najvyššie časti chrbtov nesú eróznodenudačné trosky bazaltových vulkanických foriem Monica, Pohanský vrch a Medvedia výšina. Tie postupom vývoja po skončení sopečnej činnosti nadobudli súčasnú podobu tabuľových vrchov, ktoré majú na ostro ohraničených vrcholových plošinách zvyšky vulkanických kužeľov (Monica a Medvedia výšina). Opisovaná morfoštruktúra je vnútorne pomerne málo diferencovaná a dolinová sieť zasahuje do jej vnútra iba svojimi málo vrezanými pramennými úsekmi.

Centrálne, najvyššie zdvihnuté morfoštruktúry Cerovej vrchoviny sú kontrastne ohraničené niekoľkými vnútrohorskými kotlinami a brázdami a pokladáme ich za čiastkové negatívne morfoštruktúry menej zdvihnuté ako okolie. V doline Beliny sú dve depresie a v oblasti Radzoviec oválna kotlina erózneho pôvodu, ktorá vznikla na tektonicky oslabenom mieste s vyššou koncentráciou zlomov a puklín. Po nevýraznom zúžení doliny Beliny pod Radzovcami sa opäť rozširuje do brázdy ústiacej pri Fiľakove do Lučenskej kotliny. Brázdu považujeme za tektonickú, čo potvrdzuje výrazná asymetria. Ľavostranná časť brázdy má povahu stupňov a nesie systém fluviálnych terás Beliny, pravostranná má podobu strmej facetovej stráne bez stupňov a fluviálnych terás. Na S od Pohanského vrchu leží depresia s trojuholníkovým pôdorysom obdobne asymetrická ako Fiľakovská brázda – Šurická brázda. Paralelou Radzovskej kotliny v doline Beliny je Hajnáčska kotlina v strednej časti povodia Gortvy. Morfologicky najvýraznejšou vnútrohorskou depresiou Cerovej vrchoviny je Baštianska kotlina, ktorá ostro kontrastuje s vysoko zdvihnutým masívom Medvedej výšiny.

Kvartérnu subsidenciu Baštianskej kotliny signalizuje niekoľko geomorfologických indícií, ako je vejárovitá a zároveň asymetrická textúra dolinovej siete, pozdĺžne profily dolín resp. asymetrické usporiadanie prolúvií, hustá sieť výmoľov, poklesnuté meandre doliny Gortvy alebo dolinové pirátstvo (Lukniš in Lukniš et al., 1954).

Okrem centrálnych elevácií a systému depresií má vrchovina aj niekoľko menej zdvihnutých elevačných morfoštruktúr. Jednou z nich je najsevernejšia časť pohoria – Bučenská vrchovina, ktorá už leží mimo dosahu vyklenovania klenby, a teda je menej zdvihnutá. To, že najvyšší bod masívu Veľký Bučeň dosahuje až 514 m n. m., nie je výsledok tektonického zdvihu, ale skôr väčšieho nahromadenia vulkanickej hmoty. Morfoštruktúra predstavuje zložitý vulkanický aparát bazaltového vulkanizmu z komplexu lávových prúdov, aglomerátov, tufových polôh a zvyškov niekoľkých vulkanických kužeľov.

Druhou morfoštruktúrou kategórie je horský chrbát, ktorý sprava obmedzuje dolinu Gortvy. Aj on nesie eróznodenudačné zvyšky bazaltových vulkanických foriem, ktoré sú dezintegrovanejšie ako kompaktnejší komplex Bučňa. Pomerne rozsiahlu morfoštruktúru tvorí Mučínska vrchovina v západnej časti pohoria, ktorá je dosť ostro ohraničená od Lučenskej kotliny a vo vnútri dezintegrovaná pomerne hustou sieťou dolín povodia Mučínskeho a Babského potoka. V tejto časti takmer úplne chýbajú vulkanity. Výnimkou je izolovaný nek Veľké Hradište nad osadou Horné Baby.

Poslednou morfoštruktúrou prechodného typu je systém horských chrbtov, ktoré tvoria akési predhorie masívu Bučňa na jeho východnej strane a inklinujú do doliny Gortvy. Špecifickým znakom je dobre vyvinutá paralelná chrbtovo-dolinová sieť v oblasti Konrádoviec založená na paralelných tektonických poruchách smeru SZ–JV. Morfoštruktúra pomerne plynule prechádza do Rimavskej kotliny postupným znižovaním chrbtov orientovaných smerom na S do doliny Ľukvy. Ani v nej nie je väčší výskyt vulkanitov.

### *Vulkanický reliéf*

Významným prvkom reliéfu Cerovej vrchoviny sú špecifické vulkanické formy reliéfu viažuce sa na geneticky veľmi rôznorodý vulkanický komplex. Na intruzívnych andezitových telesách lakolitového typu v oblasti Šiatorskej Bukovinky sa sformovali morfologicky veľmi výrazné dómske elevácie s oválnym pôdorysom. Na ich tvorbe sa zúčastnila selektívna erózia akcelerovaná tektonickými zdvihmi centra

pohoria. Andezitové telesá sa spod neogénnych sedimentov dostali na povrch pomerne neskoro – v pleistocéne, lebo andezitové obliaky sa vyskytujú iba v mindelských a mladších akumuláciách doliny Beliny. Relikty západného ramena pliocénneho bazaltového lávového prúdu Mačacia tvoria poloblúk obopínajúci z východu a severu šiatorskú intrúziu, upozorňujú na možnosť, že intrúzia bola už v pliocéne exponovaným prvkom reliéfu a v istom zmysle predstavovala obtočník. Tento názor zastáva Konečný a Vass.

Rozsahom väčšie a rôznorodejšie sú formy bazaltového vulkanizmu, čo je jedno zo špecifík, ktorým sa Cerová vrchovina odlišuje od ostatných vulkanických pohorí na Slovensku. Bazaltový komplex, geologicky opísaný ako cerová bazaltová formácia, sa sústreďuje do strednej tretiny vrchoviny. V slovenskej časti pohoria sa identifikoval rad vulkanických prívodných kanálov. Epizodicky sa prejavujúca aktivita vulkanických centier prebiehala viac ako štyri a pol miliónov rokov, vo väčšej miere ju reprezentovali výlevy bazaltovej lávy, ale nechýbali v nej ani explozívne etapy. Väčšina vulkanických centier sa na sopečnú aktivitu využila viackrát, vytvorili sa pri nej komplikované vulkanické, ale aj čisto explozívne formy reliéfu (maary). Nasledujúca eróznodenudačná deštrukcia pôvodných vulkanických foriem reliéfu, pôsobiaca veľmi intenzívne v tektonicky živom prostredí, rozčlenila už predtým nesúvislý a dezintegrovaný vulkanický komplex. V súčasnosti je v slovenskej časti pohoria vyše 70 izolovaných bazaltových telies s odlišným geomorfologickým prejavom.

V Cerovej vrchovine je pomerne pestrá škála foriem reliéfu viažucich sa na vulkanity. V ich pestrosti sa odráža odlišná genéza (typ vulkanickej činnosti a jej rozsah), vek (určujúci dĺžku trvania postvulkanickej deštrukcie) a morfoštruktúrna pozícia (stupeň exponovanosti vo vzťahu k eróznodenudačným procesom). Podľa genézy sme rozlíšili formy reliéfu viažuce sa na intruzívne, extruzívne resp. explozívne a efuzívne vulkanické telesá. Vo vrchovine sa vyskytujú bazaltové neky, dajky, diatrémy, lávové pokrovy a prúdy, vulkanické kužele, vulkanoklastické pokrovy a maary.

Z vekového hľadiska sa rozlišujú dve skupiny vulkanických foriem – andezitová, bádenského veku, a bazaltová, pliocénno-pleistocénneho veku. Najstaršia, ryodacitová časť neovulkanického komplexu vrchoviny sa v súčasnom reliéfe geomorfologicky neuplatňuje, a preto sme ju do nášho členenia nezaradili. Veľký časový rozdiel treba akceptovať aj pri formách bazaltového vulkanizmu. Skupiny foriem sa podľa veku začleňujú asi do piatich etáp vulkanickej aktivity (Balogh et al., 1993) v rozpätí približne 4,5 Ma, a preto je aj vek týchto foriem príčinou rozličného stupňa postvulkanickej deštrukcie.

Stupeň geomorfologickej transformácie iniciálnych vulkanických foriem ukazuje, akú úlohu pri nej má morfoštruktúrna pozícia deštruovaných telies. Najdeštruovanejšie sú formy ležiace v centrálnej, najviac dvíhanej oblasti, a teda aj v eróznodenudačne najexponovanejšej časti celej morfoštruktúry. Inverzný vývoj týchto foriem sa začína už v prvých fázach transformácie.

Inverzia reliéfu je jedným z najtypickejších geomorfologických fenoménov Cerovej vrchoviny. Do pôvodne monotónnej sedimentárnej štruktúry sa vulkanickými procesmi dostal veľmi kontrastný štruktúrny prvok. Bazaltové prúdy s oveľa vyššou geomorfologickou hodnotou ako málo spevnené, prevažne piesčité a prachovité sedimenty zaplnili predovšetkým depresie v paleoreliéfe, doliny a kotliny. Toky vytlačené z pôvodných dolín začali erodovať po stranách bazaltových prúdov a pokrovov. Cestou ľahšieho odporu deštruovali sedimentmi budované paleochrbty. Postupom vývoja na mieste pôvodných chrbtov vznikli nové doliny a lávové prúdy v starých dolinách sa dostali do pozícií novo sformovaných chrbtov. Príkladom inverzných foriem sú bazalty Monice – Belinského vrchu, Pohanského vrchu, Medvedej výšiny – Mačacej, Bučňa, Roháča a Gudy.

Z podobných príčin ako inverzia reliéfu na lávových prúdoch a pokrovoch prebiehal iný deštrukčný proces, preparovanie subvulkanických foriem (nekov, dajok a diatrém). Selektívna erózia tieto telesá odkryla a pri dlhotrvajúcom pôsobení ich dostala do pozície brál na vrcholoch izolovaných elevácií. Takým je Hajnáčsky hradný vrch, Šurický hradný vrch, Šomoška, Veľké Hradište a Zaboda. V štádiu menej pokročilej deštrukcie môže mať súčasná forma podobu stupňa, napr. v prípade diatrém Baštianskej kotliny alebo hajnáčskeho maaru.

V Cerovej vrchovine sú aj zatiaľ neinverzné formy viažuce sa na vulkanity. Sú to najmä vulkanické kužele, ležiace často na vrcholových plošinách horských chrbtov. Keďže exogénna deštrukcia pôsobí viac zboka ako zvrchu (najmä v periglaciálnych podmienkach chladných období pleistocénu), vulkanické kužele sú pred rozrušovaním pomerne dobre chránené. Pri kužeľoch Veľkého Bučňa a Medvedej výšiny dokonca možno hovoriť o náznaku pôvodných kráterov indikovaných nevýraznou depresiou a oválnym vrcholovým chrbtom. Tvarovo si zachovávajú morfologickú výraznosť najmä kužele vystužené stuhnutou lávou v prívodnom kanáli. Príkladom je Ostrý vrch na J od Blhoviec.

Za doteraz neinverzné možno pokladať aj pomerne mladé alebo eróznodenudačne málo exponované lávové prúdy. V iniciálnom štádiu inverzie je horný úsek lávového prúdu vyliateho z Veľkého Bučňa smerom na S. Inverzná je až časť, kde sa prúd stáča na Z a kde ho prerezáva potok Čirinec. Na dolnej časti prúdu (v okolí kóty Cicka) možno vidieť špecifický typ inverzie reliéfu – jednostrannú inverziu, ktorej výsledkom je úpätný stupeň. Smerom do pohoria sa zachoval pôvodný medzidolinový chrbát, ktorý je naďalej vo vyššej pozícii ako plošina na lávovom prúde. Inverzná je druhá strana, obrátená do Lučenskej kotliny. Jednostranná inverzia je aj v prípade zvyškov lávového prúdu pod kótou Tri chotáre pri Čakanovciach.

Osobitou, neinverznou formou je zvyšok tufových valov maarov vo Fiľakove a v Hodejove. Sú to najmladšie vulkanické formy v Cerovej vrchovine. Menej deštruované sú najmä valy maarov vo Fiľakove (Fiľakovský hradný vrch a Červený vrch), deštruovanejší hodejovský maar

môže byť o málo starší. Na rozrušovaní týchto maarov sa najintenzívnejšie zúčastňujú fluviálne procesy Beliny resp. Gortvy. Najmä Fiľakovský hradný vrch a Červený vrch sú pekným príkladom obtočníkov.

*Morfoskulptúra*

Základnú podobu morfoskulptúrneho reliéfu Cerovej vrchoviny určujú jeho morfoštruktúrne parametre. Na mladej, aktívnej morfoštruktúre s pozitívnym vývojom sa vytvorila pomerne heterogénna morfoskulptúra s výrazne prevažujúcimi eróznodenudačnými prvkami. Morfoskulptúrne formy reliéfu zväčša nezodpovedajú súčasným reliéfotvorným procesom, ale prevažujú reliktné formy vytvorené aktívnymi procesmi v pleistocéne, ktoré sú výsledkom pôsobenia procesov v periodicky sa meniacich morfoklimatických podmienkach chladných a teplejších období. Najvýraznejšie do reliéfu zasiahli periglaciálne procesy posledného glaciálu. Periglaciálnu morfoskulptúru iba nepatrne premodelovali holocénne geomorfologické procesy, ako je stráňová modelácia, najmä plošná a výmoľová erózia, človekom limitované fluviálne procesy na poriečnych nivách a tvorba holocénnych náplavových kužeľov. Eolické procesy sú síce recentne aktívne, ale nové geomorfologické tvary netvoria. V súčasnosti je veľmi významná antropogénna transformácia reliéfu (úprava terénu, výstavba komunikácií, ťažba v lomoch, pieskoviskách, štrkoviskách a pod.).

Najčastejšími morfoskulptúrnymi formami reliéfu sú fluviálne doliny, ktoré vo vrchovine miestami tvoria veľmi hustú sieť. Najtypickejšími sú korytovité doliny s plochým dnom a strmými obvodovými stráňami, ale vyskytujú sa aj úvalinovité doliny, a to najmä na periférii povodí. Menej častými sú doliny tvaru otvoreného písmena V. Pre miestnu dolinovú sieť je charakteristická uhlová, výšková aj pôdorysná asymetria. Niektoré doliny (napr. Husinský potok, Čirinec, Belina, Gortva) majú vyvinuté prielomové úseky prejavujúce sa nápadnými zúženinami doliny aj nivy a zostrmením pozdĺžneho profilu. Prielomy sú podmienené morfoštruktúrne. Najkrajšie vyvinutý prielom má dolina potoka Čirinec v Bučenskej vrchovine, ktorý sa vytvoril preťatím lávového prúdu a sleduje starú dolinu vyplnenú prúdom.

V Cerovej vrchovine je aj niekoľko príkladov pirátstva dolín. Okrem už spomenutého v Baštianskej kotline lokálne prejavy pirátstva vznikli zahradením pôvodnej doliny lávovým prúdom. Takými sú zmeny riečnej siete na S od Šávoľa a v dolnej časti doliny Šurického potoka pri Čamovciach.

Pomerne častou formou morfoskulptúry Cerovej vrchoviny sú úvaliny, ale najviac ich postihli holocénne geomorfologické procesy, ktoré ich transformujú do foriem v podobe písmena V. Zárezy a výmole na dnách úvalín pokladáme za prejav recentného dvíhania sa danej morfoštruktúry.

Pri samote Čierny potok na východnom okraji sledovaného územia sa identifikovala špecifická forma reliéfu vytvorená sufóziou. Má podobu uzatvorenej sufóznej depresie ležiacej na kryoplanačnej plošine. Do depresie ústi asi 200 m dlhá plytká úvalina. Depresia sa periodicky zapĺňa vodou. Jej vznik napomohol pomerne vysoký výskyt vápnitého tmelu v miestnych pieskovcových polohách.

Dosť časté sú bralné formy reliéfu viažuce sa najmä na okraje trosiek lávových prúdov a pokrovov a na vypreparované subvulkanické telesá. Na ich tvorbe sa v najväčšej miere zúčastňovali kryogénne procesy aktívne pôsobiace najmä v chladných obdobiach pleistocénu. Ľad a mráz postihli najmä oslabené miesta, pukliny a plochy odlučnosti. Bralné formy sa vyvíjali za spoluúčasti gravitačných deformácií a rútenia skál (najmä po obvode brál). Bralný reliéf je menej častý na sedimentárnej geologickej štruktúre (je napr. v okolí Šiatorskej Bukovinky) a tvorí sa najmä na lavicovitých pieskovcových polohách, kde sa na skalných odkryvoch vyskytujú typické pieskovcové rímsy a lišty.

Morfoskulptúrny reliéf Cerovej vrchoviny sa skladá z troch základných tvarov. Je to dno doliny, stráň doliny a systém vrcholových a úpätných plošín. Časť plošín pokladáme za štruktúrne formy viažuce sa na vlastnosti podložia. Ide o vrcholové plošiny na troskách bazaltových telies. Za denudačný typ plošín považujeme ploché časti reliéfu sformované na sedimentárnej štruktúre, ktoré vznikli pôsobením planačných procesov v obdobiach priaznivých na nivelizáciu reliéfu. V súčasnom reliéfe sú v podobe stupňovín. Vyššie, staršie plošiny stupňovín vznikli v pliocéne, ale nie je dôkaz, že by sa vo vrchovine zachoval starší povrch zarovnania ako pliocénny. Hlavným reliéfotvorným procesom denudačných plošín bola pedimentácia, tvorba plochých foriem reliéfu zboka, ústupom strání. Tieto plošiny sú súčasťou systému zarovnaných povrchov, ktoré Mazúr (1963) nazval poriečnou rovňou. Vek plošín sme určovali podľa geomorfologickej pozície voči viacnásobne datovaným formám cerovej bazaltovej formácie (Balogh et al., 1993). Mladšie, nižšie plošiny stupňovín, výškovo nadväzujúce na miestne fluviálne a proluviálne terasy, interpretujeme ako kryoplanačné plošiny. Sú pleistocénneho veku a tvorili sa v glaciáloch. Procesom, ktorý sa na tvorbe kryoplanačných plošín zúčastnil, je kryoplanácia (v zmysle Demeka, 1969).

Eróznoakumulačný reliéf sa v Cerovej vrchovine vyskytuje obmedzene. Jeho hlavnou formou sú riečne terasy morfograficky sa prejavujúce ako stupňovité plošiny. Najrozvinutejší a plošne najrozsiahlejší systém terás (s piatimi stupňami) sa vytvoril v doline Beliny vo Fiľakovskej brázde. V ostatných dolinách riečne terasy alebo úplne chýbajú, alebo sa na nich vytvoril iba plošne malý a neúplný systém riečnych terás. Štvorstupňový systém plošín je v Baštianskej kotline a má tam fluviálno-proluviálnu podobu. Eolické formy reliéfu sú zriedkavé a bez vrtov a odkryvov sa v reliéfe nedajú identifikovať polohy spraše prekrývajúce riečne terasy a niektoré nižšie položené lávové prúdy (Babský vrch a okolie Husinej).

Na vznik zosuvov nie sú na území Cerovej vrchoviny geologické podmienky. Veľkú časť gravitačných deformácií možno identifikovať iba geologickými výskumnými metódami.

Geomorfologicky sa prejavujú iba drobné kryhové zosuvy v jemnozrnnejších polohách (v íle) sedimentárnej štruktúry (najmä v Mučínskej vrchovine) a na okrajoch niektorých exponovaných lávových foriem (okolie Obručnej).

Dôležitou geomorfologickou formou sú pokrovy sutiny a blokov a kamenné moria lemujúce bralné časti reliéfu, ktoré pochádzajú najmä z dezintegrácie okrajov bazaltových telies. V medziblokových dutinách vznikli pseudokrasové formy reliéfu, ktoré opísal Stárek (1968) a Pilous (1982).

Najčastejšou akumulačnou formou reliéfu je dolinová niva a má ju pomerne veľa dolín. Vyskytuje sa v dolinách korytovitého typu. Najväčšiu šírku nivného pásu má dolina potoka Belina pri Fiľakove, kde je široká 1500 m. Mikrodenivelizácia údolných nív rastie smerom k pramenným častiam dolín.

# Slovenské rudohorie

### Revúcka vrchovina

Revúcka vrchovina zasahuje od S na študované územie iba svojím okrajom (obr. 99) a je nižšou časťou semimasívnej morfoštruktúry Slovenského rudohoria, tektonicky deformovanejšou a menej zdvihnutou ako severnejšie vnútorné morfoštruktúrne jednotky. Geomorfologicky je pomerne rôznorodá. Najvyššia je najzápadnejšia časť, ktorá kulminuje vrchom Sedem chotárov s výškou 602 m n. m. Disekcia reliéfu v jeho okolí dosahuje 250 m. V smere od Z na V sa v nej strieda niekoľko odlišných jednotiek. Na V od masívu Sedem chotárov leží výrazná zníženina Lovinobanskej brázdy rozširujúca sa do malej kotliny v oblasti Ružinej a Divína. Depresia má zjavne tektonickú predispozíciu, dominujú v nej zlomové poruchy smeru SZ–JV a vystupuje z nej izolovaná elevácia Divínskeho hája a Zákopy s prevýšením 150 a 110 m. Na V od Lovinobanskej brázdy leží nižší masív, len o málo prevyšujúci 400 m n. m. Dolinou Ipľa vybieha do pohoria nápadný výbežok Lučenskej kotliny viažuci sa na tektonické poruchy smeru SZ–JV a S–J. Medzi dolinou Ipľa a Rimavy je pomerne nízka časť Revúckej vrchoviny, ktorá stupňovite stúpa na S od nadmorskej výšky 300 m do výšky prekračujúcej 500-metrovú vrstevnicu (už mimo študovaného územia). Celistvosť masívu najväčšmi narúša dolina Selčianskeho potoka, sledujúca zlom smeru S–J. Dolina Rimavy je morfologicky veľmi výraznou dezintegráciou Revúckej vrchoviny a za ňou, ďalej na V smerom k okraju študovaného územia, leží geologicky aj geomorfologicky špecifické územie – okraj Pokoradzskej tabule.

# Slovenské stredohorie

### Ostrôžky

Ostrôžky spolu s Poľanou sú najvýchodnejším pohorím Slovenského stredohoria, na študované územie zasahujú iba svojím jv. okrajom (obr. 2) a kulminujú mimo neho, vrchom Ostrôžka vo výške 877 m n. m. Na našom mapovom liste majú najväčšiu nadmorskú výšku na kóte 647 (na J od Polichna). Morfoštruktúrne predstavujú vnútorne relatívne málo diferencovanú pozitívnu jednotku s pomerne vysokým uplatnením pasívnej štruktúry. Celkový ráz reliéfu určila vulkanická štruktúra lyseckej andezitovej formácie. Vnútro pohoria je plošinaté. Plošiny s charakterom planiny sú mierne naklonené smerom na J. Celistvosť planiny narúšajú hlboko zarezané doliny s dominantným smerom SZ–JV sledujúce hlavné tektonické poruchy. Od kotlín sú Ostrôžky morfologicky veľmi zreteľne ohraničené strmými okrajovými stráňami s prevýšením vyše 100 m, ktoré vznikli pri nerovnomernom dvíhaní krýh pohoria a nížiny a pediplanačným ústupom okrajových strání smerom do pohoria.

### Typy reliéfu v pohoriach

Typologicky sú pohoria zasahujúce na skúmané územie veľmi pestré. Najpestrejšia je Cerová vrchovina a rovnako ako v ostatných pohoriach aj v nej dominujú eróznodenudačné typy reliéfu od rovín až po vrchoviny a planiny.

Podtyp **fluviálnej roviny** sa vyskytuje vo vnútrohorských depresiách, vo Fiľakovskej a Šurickej brázde, v Baštianskej kotline a v Mučínskej doline. Na tieto jednotky sa viaže aj **fluviálno-eolická zvlnená rovina prechádzajúca až do pahorkatín** a je na plošinách fluviálnych terás prekrytých sprašou. Oveľa rozšírenejší je eróznodenudačný typ pahorkatiny – **fluviálno-pedimentová pahorkatina**. Vyskytuje sa v Mučínskej vrchovine v okolí Pleša a Mučína, v Radzovskej kotline a v nižších častiach Hajnáčskej a Bučenskej vrchoviny. Najlepšie podmienky na jej tvorbu sú na terciérnej sedimentárnej geologickej štruktúre. Menej častá je v oblastiach s kombinovanou vulkanickosedimentárnou štruktúrou, napr. v Hajnáčskej kotline. Typickejšia pre ňu je podvrchovina a vrchovina.

**Fluviálnu rezanú podvrchovinu** má vyvinutý reliéf rozvodia medzi dolinou Beliny a Babského potoka a chrbát z východnej strany lemujúci dolinu Gortvy od Blhoviec po Hodejov. Najvyššia časť Cerovej vrchoviny má **fluviálnu rezanú vrchovinu** sformovanú zväčša inverzne voči iniciálnej podobe. Menší ostrov **fluviálnej rezanej vrchoviny** je v masíve Bučňa. V jadrách obidvoch vrchovín sú ostrovy podtypu **nekrasových štruktúrnych planín**, ktoré vznikli na troskách bazaltových prúdov a pokrovov Bučeň, Pohanský vrch a Medvedia výšina – Mačacia. Špecifickým podtypom je **fluviálnoštruktúrna vrchovina** v okolí Šiatorskej Bukovinky. Tvoria ju výrazné dómske elevácie, ktoré sa eróznodenudačne vypreparovali v pleistocéne. Tri elevácie sa viažu na andezitové lakolity Karanč a Šiator a doteraz skryté subvulkanické teleso pod Lazmi.

V pohorí Ostrôžky sa vyskytujú dva podtypy reliéfu, ktoré sa sformovali na terciérnej vulkanickej geologickej štruktúre. Okrajovú časť tvorí **fluviálna rezaná vrchovina** a vo vnútri sú zvyšky nekrasovej **rezanej štruktúrnej planiny**. Pestrejšia je Revúcka vrchovina so šiestimi morfoskulptúrnymi typmi reliéfu na troch geologických štruktúrach. Vo východnej časti na okraji Pokoradzskej tabule sú podobné podtypy ako v Ostrôžkach a viažu sa na podobnú geologickú štruktúru. Medzi dolinou Krivánskeho potoka a Rimavy prevláda **fluviálna rezaná podvrchovina**. V Lovinobanskej brázde sa na sedimentoch poltárskeho súvrstvia a horninách predterciérneho podložia prekrytých prolúviom a delúviom sformovala **fluviálno-pedimentová pahorkatina**. V inom geologickom prostredí je tento typ pahorkatiny aj v Cinobanskej doline. Fluviálna rezaná pahorkatina leží v najzápadnejšej časti Revúckej vrchoviny v masíve Sedem chotárov.

# SVAHOVÉ DEFORMÁCIE

Pre územie Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny je z hľadiska svahových deformácií typický ich ojedinelý výskyt a nerovnomerné rozšírenie. Lučenská kotlina sa tým odlišuje od väčšiny vnútrohorských kotlín slovenských Karpát, kým Cerová vrchovina sa rozšírením svahových deformácií od podobných morfologických celkov (Krupinská vrchovina, Burda) neodlišuje.

Ojedinelý výskyt svahových porúch a ich nerovnomerné rozšírenie sú späté s geologickou stavbou územia. Geologické štruktúry náchylné na vznik svahových deformácií sú totiž nevyhnutnou, ale nie dostatočnou podmienkou na vznik porúch tohto typu a pôsobia až v súčinnosti s faktormi spôsobujúcimi svahové pohyby.

### Faktory spôsobujúce svahové pohyby

Nemčok (1982) v monografii o svahových deformáciách v slovenských Karpatoch vyčlenil štyri skupiny takýchto faktorov, a to rast výšky a sklonu svahov, seizmické otrasy, priťažovanie svahov kvartérnymi a umelými akumuláciami a zrážkové a tepelné anomálie.

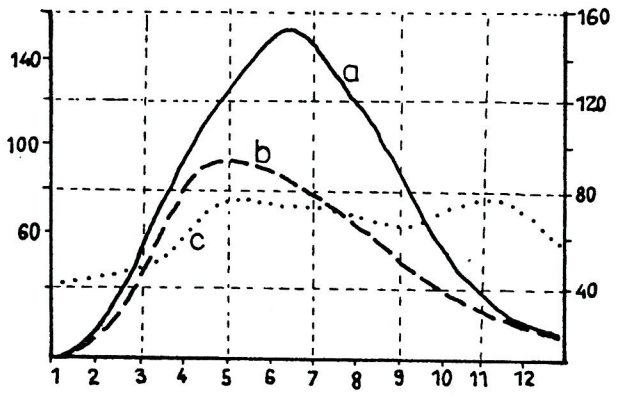
V Lučenskej kotline a v Cerovej vrchovine sa výška ani sklon svahov prirodzeným spôsobom nemenia – recentné vertikálne pohyby zemskej kôry sú v rozmedzí –0,5 až 0,5 mm za rok (Vanko a Kvitkovič: Recentné vertikálne pohyby, mapa v Atlase SSR, 1980) a zdvih oblasti sa od vrchného bádenu pohyboval v intervale 0–400 m (Mazúr a Kvitkovič: Mladé pohyby, mapa v Atlase SSR, 1980). Z toho vidno, že oblasť patrí medzi tektonicky najpokojnejšie na území Slovenska. Aj odtok z riek a potokov, na ktorý sa viaže hĺbková a bočná erózia (jedna z najčastejších príčin vzniku zosuvov), je malý. Dokumentuje to mapa elementárneho odtoku (Hlubocký; Atlas SSR, 1980), podľa ktorej odtok z jedného $km^2$ tohto územia je 1,5 až 7,5 $l.s^{-1}$ $km^{-2}$ a patrí medzi najnižšie na Slovensku.

Keďže seizmická aktivita na slovenskom území koreš-ponduje s pohybmi zemskej kôry, aj tento faktor patrí medzi najmenšie. Podľa mapy Broučka (Atlas SSR, 1980) je maximálna intenzita zemetrasení na tomto území menšia ako 6° stupnice MCS.

Erózia materiálu vo vyšších polohách svahov, jeho transport a akumulácia v nižších polohách, t. j. na úpätí svahov a v ich predpolí, je jedným z najprirodzenejších procesov vedúcich k priťažovaniu pasívnych zón svahov a tým aj k zvyšovaniu ich stability. Priťažovanie svahov kvartérnymi akumuláciami môže vyvolať svahový pohyb, len ak sa materiál akumuluje nad úpätiami a dnami dolín, čo sa vzhľadom na morfológiu Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny v študovanej oblasti doteraz neza-registrovalo.

Zrážkové a tepelné anomálie pôsobia na stabilitu svahov viacerými spôsobmi. Pri skalných horninách je to najmä premŕzanie a rozmŕzanie, náhla zmena teploty hornín, hydrostatický tlak v puklinách a trhlinách a hydrodynamické namáhanie, ktoré vedú k svahovým pohybom zo skupiny rútenia, a to od opadávania úlomkov až po odvalové rútenie. Nadmerná dotácia svahu vodou pri extrémnych zrážkach alebo pri extrémne vysokej teplote v čase topenia snehu vyvoláva v zemine nerovnovážny stav v odtokovom režime. Voda sa vo svahu akumuluje, pôsobí na jeho stabilitu svojou hmotnosťou, vztlakom, hydrodynamickým namáhaním a degradáciou šmykovej pevnosti na šmykovej zóne. Proces môže zrýchliť a zintenzívniť aj zvýšená infiltrácia zrážkovej vody po predchádzajúcom vysušení zeminy.

Opísané procesy prebiehajú aj v Lučenskej kotline a v Cerovej vrchovine, aj keď iba v obmedzenej miere. Z tab. 60, v ktorej sa uvádza priemerný mesačný úhrn zrážok a priemerná mesačná teplota, vidno, že toto územie patrí na Slovensku medzi najteplejšie a najsuchšie,




**Obr. 101.** Rozdelenie zrážok, výparu a klimatického ukazovateľa zavlaženia počas roka podľa meraní zrážkomernej stanice Lučenec (podľa Tomlaina, Atlas SSR, 1980). a – zrážky, b – výpar, c – klimatický ukazovateľ zavlaženia (rozdiel medzi zrážkovým úhrnom a potenciálnym výparom).

**Fig. 101.** Distribution of precipitation, evaporation and climatic parameter of wetting during the year data from the precipitation monitoring station Lučenec (after Tomlain, Atlas SSR, 1980). a – precipitation, b – evaporation, c – climatic parameter of wetting (difference between total precipitation and potential evaporation).

a obr. 101, ilustrujúci vzťah medzi zrážkami a výparom na meteorologickej stanici v Lučenci, dokumentuje, že má väčšiu časť roka nedostatok zrážok. Podľa Šamaja (Zrážky, mapa v Atlase SSR, 1980) a Tomlaina (mapy výparu a klimatického ukazovateľa zavlaženia, Atlas SSR, 1980) platia rovnaké vzťahy na celom území – výpar z povrchu je 450–500 mm za rok a potenciálny dokonca 700–800 mm (z toho vyše 600 mm v teplom polroku), takže klimatický ukazovateľ zavlaženia, čo je rozdiel medzi potenciálnym výparom a zrážkami, je nad 200 mm za rok.

Z uvedeného vyplýva, že na sledovanom území ako celku nie je rozvinutý ani jeden zo štyroch faktorov spôsobujúcich svahové deformácie, ale nemožno úplne vylúčiť lokálne pôsobenie rastu výšky a sklonu svahov, a to tak prirodzeným spôsobom, ako aj nevhodným stavebným zásahom, čo v súčinnosti s geologickou štruktúrou môže viesť k lokálnemu výskytu svahových porúch. Bezprostrednou príčinou zosuvov a pri istej morfológii reliéfu aj svahových pohybov zo skupiny rútenia môžu byť klimatické anomálie.

# Geologické štruktúry Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny

Geologické štruktúry budujúce Lučenskú kotlinu a Cerovú vrchovinu a ich okolie možno z hľadiska náchylnosti na vznik svahových deformácií a podľa ich mechanizmu rozdeliť na geologické štruktúry 1. vulkanických hornín, 2. terciérnych a kvartérnych nevulkanických hornín a 3. predterciérnych hornín. Toto rozdelenie sa do značnej miery zhoduje s inžinierskogeologickým rajónovaním Slovenska (Matula a Pašek, 1986). Istou výnimkou je iba Cerová vrchovina, ktorej nevulkanické horniny sme z oblasti definovanej Matulom (l. c.) vybrali a začlenili do oblasti vnútrohorských kotlín, čo lepšie zodpovedá našim kritériám. Rozdelenie sledovaného územia podľa geologických štruktúr spolu so svahovými deformáciami, ktoré sa v rámci nich vyskytujú, je na obr. 102.

### Geologické štruktúry vulkanických hornín

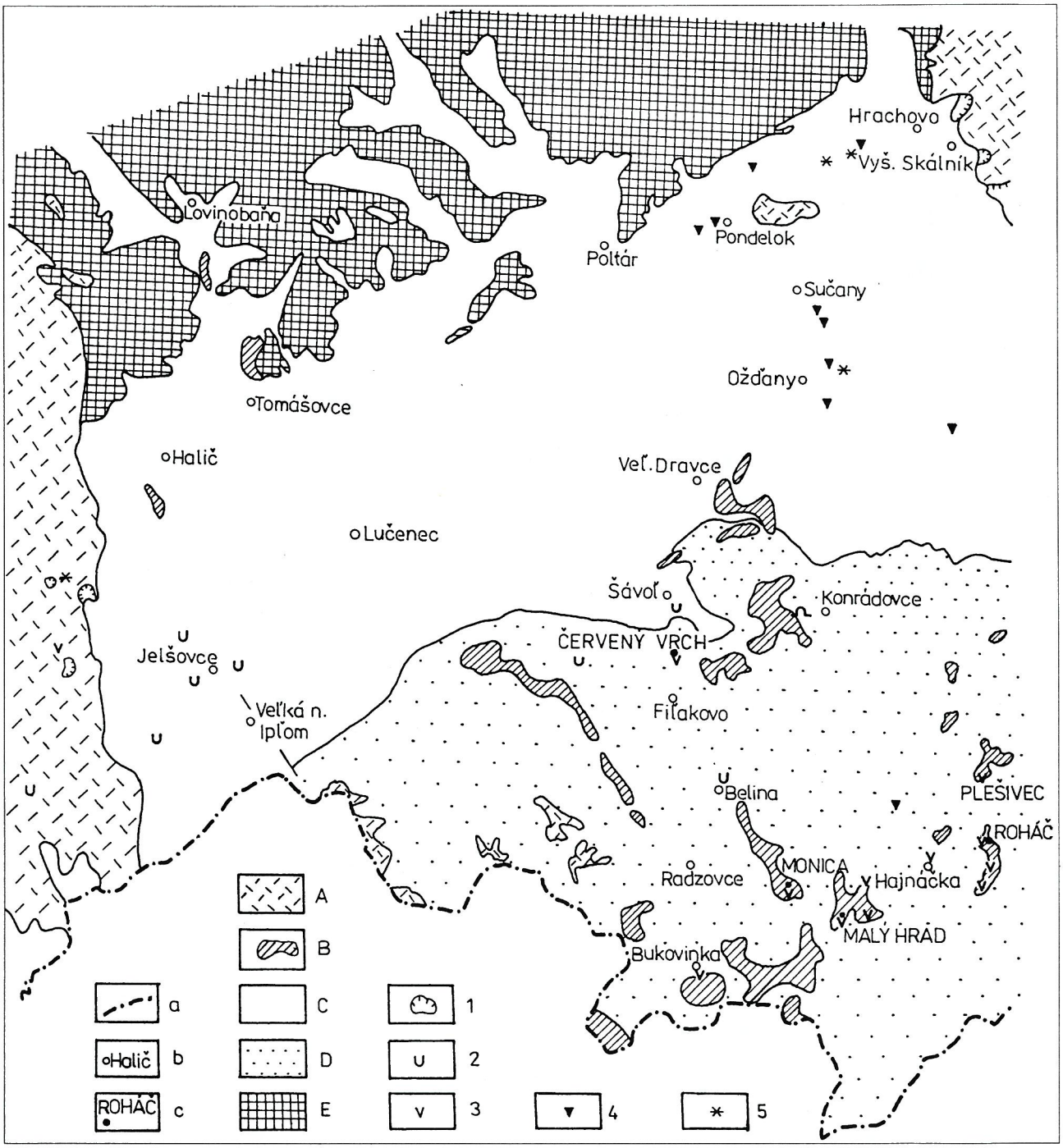
Horniny vulkanického pôvodu sa v súvislejších polohách v sledovanom území vyskytujú na SV, kam zasahuje pokoradzské súvrstvie, a lemujú Lučenskú kotlinu na Z, kde budujú Pôtorskú pahorkatinu a Ostrôžky, a v tejto súvislosti treba uviesť aj selektívnou modeláciou vypreparované diatrémy, lávové prúdy, neky resp. lakolity, ktoré sú dôležitou časťou Cerovej vrchoviny. Kým Pokoradzskú tabuľu, Pôtorskú pahorkatinu a Ostrôžky tvorí súvislý príkrov vulkanoklastík strednomiocénneho veku, v Cerovej vrchovine ide väčšinou o samostatné telesá pliocénnych až pleistocénnych bazaltov resp. bádenských andezitov.

Z hľadiska stability vulkanických hornín je najdôležitejšie ich podložie. Ak ležia na pevnom podklade, v našom prípade na horninách kryštalinika alebo mezozoika, štruktúra nie je náchylná na vznik svahových deformácií.

Svahové poruchy vznikajú, keď vulkanoklastiká ležia nad mäkšími, plastickejšími horninami – ílovcom, siltovcom, prachovcom alebo pieskovcom s polohami siltovca. Tak vzniká štruktúra náchylná na vznik porúch, ako je známa napr. zo severnej časti Vtáčnika, kde sú neovulkanity často porušené až po rozvodnicu a svahové deformácie zaberajú až 70 % plochy. Vždy je nevyhnutné spolupôsobenie faktora rastu výšky a sklonu svahov, ktoré je pri hrastovej štruktúre Vtáčnika nesporné (podľa mapy Mazúra a Kvitkoviča: Mladé pohyby, Atlas SSR, 1980, sa Vtáčnik od vrchného bádenu oproti priľahlým kotlinám zdvihol o 400 až 1100 m), ale na južnom Slovensku tento faktor pôsobí menej intenzívne a navyše iba lokálne.

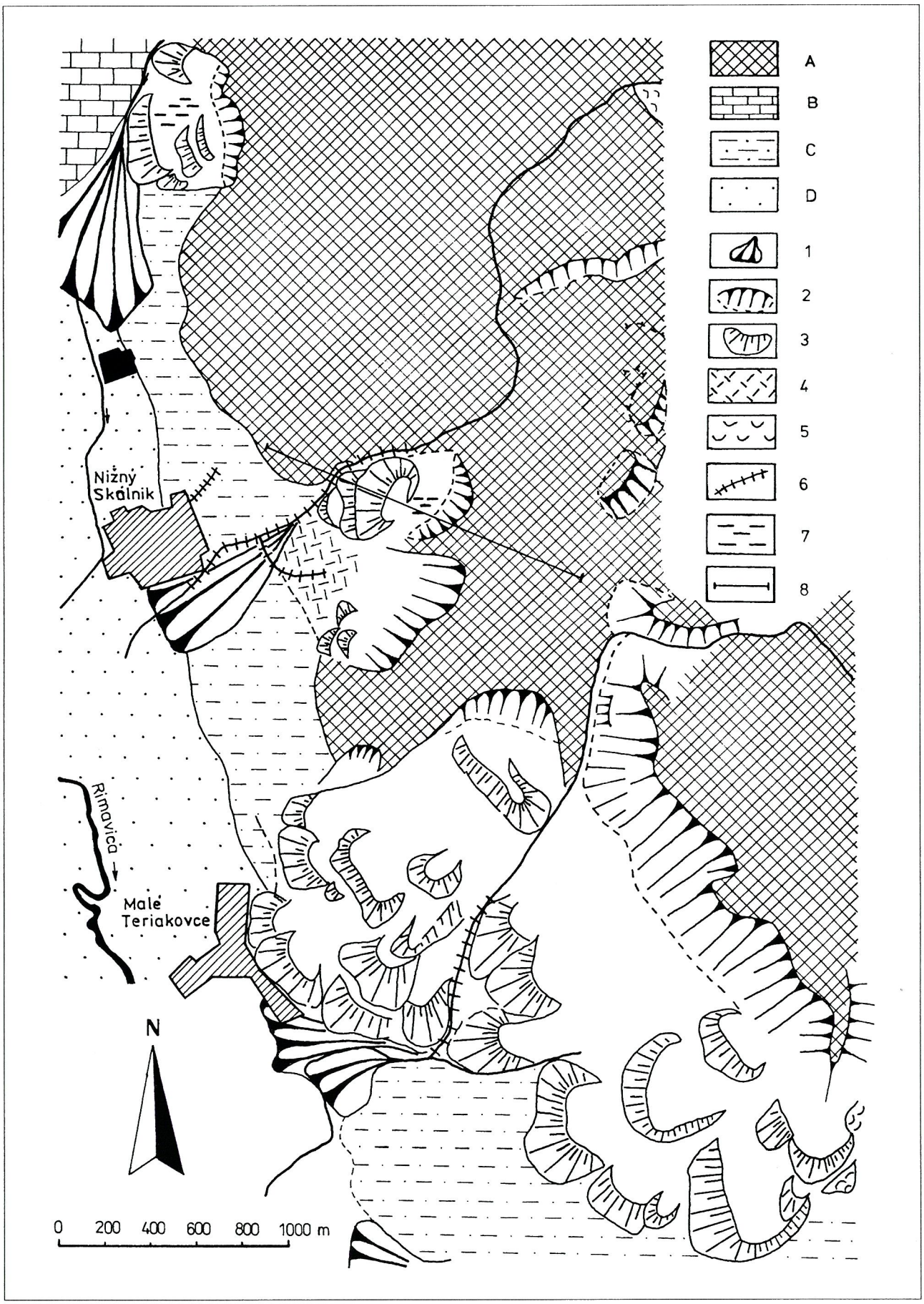
Pri zdvihu sa rigidný vulkanický komplex dostáva nad okolité mäkké a plastické horniny, jeho hmotnosť vytláča plastický materiál z podložia vulkanických príkrovov, a preto sú ich okraje namáhané veľkým ťahovým napätím, ktoré odtrháva bloky od materského masívu. Odtrhové línie zvyčajne sledujú staršie poruchy – systém puklín a trhlín spravidla tektonického pôvodu. Tento rozkladný proces výdatne podporuje aj zrážková voda, ktorá sa systémom puklín a trhlín dostáva až na mäkké podložie, degraduje podložné sedimenty, oslabuje ich pevnostné charakteristiky, navyše pôsobí aj hydrostatickým tlakom (vodné stĺpce v puklinách a trhlinách vulkanitov sú vysoké až niekoľko metrov) a výsledkom je odtrhávanie veľkých blokov vulkanických hornín od materského masívu, ich zabáranie sa do podložia a podkĺzavanie. Kým je od masívu oddelená len päta bloku, no jeho horná časť stále aspoň

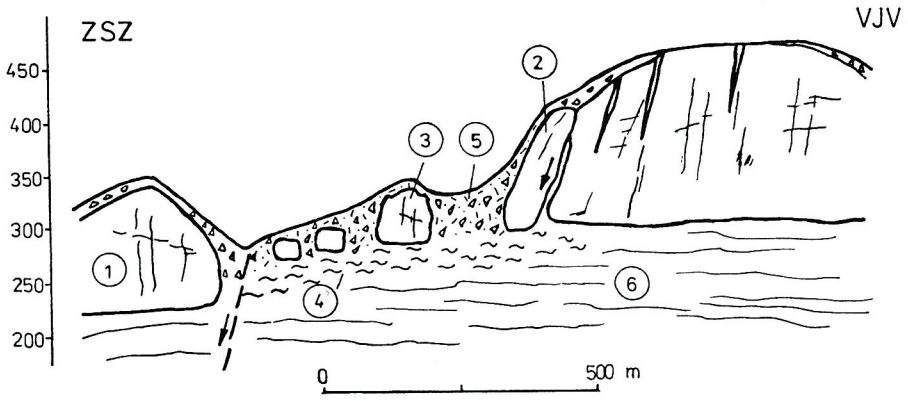
zdanlivo s masívom súvisí, ide o blokovú rozpadlinu. Po ďalšom pohybe sa blok od materského masívu úplne oddelí, čím vznikne morfologicky výrazný útvar a jeho oddelenie spôsobí, že sa horizontálne napätie prenesie vyššie, pod nové okraje masívu, a proces zasahuje stále vyššie partie svahu. Oddelené bloky vytvárajú blokové polia a ich pohyb dolu svahom pôsobí na podložie ako pluh. Úlomky z blokov tvoria sutinové polohy vo vyšších partiách svahov pod blokmi (tretí faktor – priťažovanie svahov akumuláciou; sutina je navyše výborným kolektorom vody). To všetko




**Obr. 102.** Mapa rozdelenia územia podľa geologických štruktúr s vykreslenými svahovými deformáciami. a – štátna hranica, b – obce, c – významné kóty. Vulkanické horniny: A – vulkanoklastiká, B – bazaltové lávové prúdy, C – nevulkanické terciérne a kvartérne horniny Lučenskej kotliny, D – nevulkanické terciérne a kvartérne horniny Cerovej vrchoviny, E – Predterciérne horniny: 1 – svahové deformácie blokového typu, 2 – zosuvy, 3 – skalné zrútenia, 4 – zosuvy v zárezoch ciest, 5 – porušené násypy komunikácií.

**Fig. 102.** Scheme of the studied area subdivided according to geological structures with delineation of slope failures. a – state boundary, b – villages, c – selected elevation points. Volcanic rocks: A – volcaniclastics, B – basalt lava flow, C – nonvolcanic Tertiary and Quaternary rocks in the Lučenská kotlina Depression, D – nonvolcanic Tertiary and Quaternary rocks in the Cerová vrchovina Upland, E – pre-Tertiary rocks: 1 – slope failures of block type, 2 – landslides, 3 – rock falls, 4 – lanslides in road cuts, 5 – road embankment failures.


A
B
C
D
1
2
3
4
5
6
7
8
Nižný Skálnik
Rimavica
Malé Teriakovce
N
0 200 400 600 800 1000 m




**Obr. 104.** Charakteristický rez blokovými rozpadlinami a blokovým poľom na V od Nižného Skálnika. 1 – vulkanický masív, 2 – blokové rozpadliny vo vulkanickom masíve, 3 – separované bloky v blokovom poli, 4 – šmykové zóny pod blokovými rozpadlinami a blokovými poľami, 5 – hlinitokamenité delúviá, 6 – sedimenty lučenského súvrstvia.

**Fig. 104.** A typical section through blocky disintegrated rocks and a block field east of the village Nižný Skálnik. 1 – volcanic massif, 2 – blocks of desintegrated rocks in the volcanic massif, 3 – separated block in the block field, 4 – slip zones below the blocky disintegrated rocks and block fields, 5 – loamy-stony deluvia, 6 – Lučenec Formation sediments.

spôsobuje, že v partiách svahu pod blokovými poľami vznikajú zosuvy. Tento mechanizmus, typický pre vulkanické hornatiny (Vtáčnik, Kremnické a Slanské vrchy), sa vo vulkanických vrchovinách, a teda aj na študovanom území prejavuje v oveľa menšej miere a často nie v plnom rozsahu. Dôvodom je iba lokálne pôsobenie prvého faktora – čiže len lokálny zdvih územia budovaného vulkanitmi, menšia intenzita zdvihu a v neposlednom rade aj nedostatok priestoru, ktorý bráni, aby sa mechanizmus celkom rozvinul. Preto sme zosuvy pod blokovými poľami temer ani neobjavili.

V Lučenskej kotline a v jej okolí sa opísaný mechanizmus uplatňuje predovšetkým v časti najviac postihnutej svahovými deformáciami – v Pokoradzskej tabuli. Na jej južných a východných svahoch, teda už mimo opisovaného územia, pôsobí v plnej miere vrátane vzniku zosuvov, a preto je porušenosť Pokoradzskej tabule mimoriadne vysoká. Jánová a Modlitba v monografii o susednej Rimavskej kotline (Vass a Elečko et al., 1989) uvádzajú, že svahové deformácie v Blžskej a Pokoradzskej tabuli zaberajú až 57,9 % z celkovej rozlohy týchto tabúľ. Západné svahy Pokoradzskej tabule, ktoré zasahujú na sledované územie, sú síce porušené v oveľa menšom rozsahu, ale aj tak z celkovej plochy 16,5 km$^2$, čo je rozloha vulkanoklastického príkrovu, je porušených okolo 3,3 km$^2$, teda 20 %. Pritom opisovaná štruktúra náchylná na vznik svahových deformácií je iba v okolí Vyšného Skálnika a južnejšie od neho. Vulkanický príkrov na S od obce leží na rigidných horninách paleozoika alebo mezozoika (fylity, striedanie polôh metamorfovaného pieskovca a fylitov alebo rekryštalizovaný vápenec), čo nie je štruktúra náchylná na svahové poruchy (mapa svahových deformácií územia ležiaceho na J od Vyšného Skálnika je na obr. 103 a charakteristický rez na obr. 104).

V údolí Kraskovského potoka pri Vyšnom Skálniku možno na úseku dlhom asi 1200 m sledovať typické blokové pole s blokmi vysokými až 2 m. Na deformácii sa vybudovali poľnohospodárske objekty, rezervoár vody pre obec a cintorín, ale tie z hľadiska intenzity pohybov nie sú reálne ohrozené, lebo protisvah ďalší rozvoj tejto svahovej deformácie prakticky vylučuje, a tak sa pohyby obmedzujú iba na dotváranie svahu. Porušené svahy sú len v ústí údolia Kraskovského potoka, kým južnejšie – medzi Vyšným a Nižným Skálnikom, kde by ich rozvoju protisvah nebránil, už nie. Porušené nie sú ani severné svahy údolia ležiaceho na V od Nižného Skálnika, aj keď južné svahy oproti sú porušené intenzívnejšie ako svahy nad Vyšným Skálnikom. Z toho vychodí, že kryha ohraničená Kraskovským potokom na SZ a potokom pretekajúcim Nižným Skálnikom na J je zdvihnutá oproti severnejšej kryhe, ale oproti kryhám na Z a J je poklesnutá. Z pôsobenia prvého je zrejmé, že sa svahové deformácie vyskytujú iba na zdvihnutých častiach.

Na V od Nižného Skálnika, opäť v ústí údolia, je už spomenuté blokové pole a v jeho sv. časti možno pozorovať výrazné odlučné oblasti s rozsiahlou odlučnou stenou vysokou až 10 m, pod ktorou je obrovský blok veľký 300 x 150 m s bezodtokovou depresiou. Jz. časť tejto svahovej deformácie je menej výrazná a západné svahy kryhy (čiže svahy obrátené do Lučenskej kotliny) nie sú porušené vôbec.

Najrozsiahlejšie svahové deformácie sú na V od Malých Teriakoviec a sú už súčasťou južného zakončenia Pokoradzskej tabule. Porušené územie je široké 1300, dlhé 700 až 900 m a jeho nápadná odlučná oblasť je mimo

◀ **Obr. 103.** Mapa svahových deformácií okolia Vyšného a Nižného Skálnika a Malých Teriakoviec. A – andezitové vulkanoklastiká, B – vápenec, C – polohy rozpadavého siltovca lučenského súvrstvia, D – fluviálne sedimenty; 1 – dejekčné kužele, 2 – odlučné oblasti blokových rozpadlín a blokových polí, 3 – morfologicky výrazné bloky, 4 – blokové polia s blokmi nerozlíšiteľnými v mierke mapy, 5 – zosuvy, 6 – erózne ryhy, 7 – zamokreniny a jazierka, 8 – situácia profilu na obr. 102.

**Fig. 103.** Scheme of slope failures in the surroundings of Vyšný and Nižný Skálnik and Malé Teriakovce. A – andesite volcaniclastic, B – limestone, C – disintegrated siltstone of the Lučenec Formation, D – fluvial sediments; 1 – dejection cone, 2 – root areas of blocky disintegrated rocks and block fields, 3 – morphologically distinct blocks, 4 – block fields with blocks indistinguishable on the scheme scale, 5 – landslides, 6 – erosional furrows, 7 – wet areas and small lakes, 8 – location of section in Fig. 102.

študovanej oblasti. Možno na ňom pozorovať obrovské bloky veľké od niekoľko desiatok až po prvé stovky metrov. Ale ani v tomto prípade nebola energia reliéfu dostatočná na to, aby sa pod blokovým poľom vytvorili zosuvy.

Možno zhrnúť, že severné svahy Pokoradzskej tabule majú hrastovú stavbu, ktorej najvyššia je najjužnejšia časť ležiaca na V od Malých Teriakoviec. S výnimkou tejto kryhy sú všetky kryhy Pokoradzskej tabule oproti Lučenskej kotline poklesnuté.

Druhým územím budovaným vulkanoklastikami je asi 50 km dlhý a na opisovanom území 5 až 10 km široký pás, ktorý tvorí západnú hranicu Lučenskej kotliny (Pôtorská pahorkatina, Ostrôžky). Z celkovej plochy, ktorú zaberajú vulkanity vinickej a lyseckej formácie (okolo 70 km$^2$), je porušených len asi 1,575 km$^2$, teda 2,25 %. Svahové deformácie sa viažu výlučne na tektonické línie porušujúce vulkanity zabezpečujúce relatívny pohyb krýh, ale ten nestačí na vznik blokových porúch, lebo intenzita vertikálnych pohybov je nízka a dobrá priepustnosť vulkanoklastík spolu s malým elementárnym odtokom viedli k vzniku úzkych a hlbokých údolí, ktoré rozvoj svahových porúch neumožňujú. Istou výnimkou sú tri lokality sústredené na ploche okolo 8 km$^2$ medzi Ľuborečou, Ľuboriečkou a kótou Vinice.

Najporušenejším územím tejto oblasti je jv. svah kóty Piesok, kde sa vyskytujú blokové rozpadliny, nevýrazné, ale aj morfologicky výrazné bloky a bezodtokové depresie, z ktorých jednu vypĺňa jazierko. S touto svahovou deformáciou úzko súvisí južný svah kóty Vrsáč s morfologicky veľmi nápadnými blokmi. Na blokoch možno v obidvoch prípadoch pozorovať odkryté steny vulkanoklastík zvyčajne veľké do 2 m. Obidve blokové deformácie sa viažu na tektonickú líniu vedúcu údolím Velického potoka a na ňu nadväzujúci zlom smeru SV–JZ a vymedzujú okraje vulkanických formácií. Pohyb potom smeruje na V resp. na J, teda do podložných ílovcových polôh plachtinských vrstiev. Rovnako je porušený aj východný svah kóty Vrsáč, na ktorom vznikla odlučná oblasť dlhá 1,2 km a vysoká až 30 m.

Na zlomovú líniu Ľuboreč – Ľuboriečka – Trenč sa viaže ďalšia porucha na ľavobrežných svahoch potoka Ľuboreč na J od priehrady Závada. Na týchto svahoch možno pozorovať blokové polia lokálne s bezodtokovými depresiami. Neporušenosť pravého brehu je jedným z dôkazov poklesávania strhársko-trenčskej priekopovej prepadliny.

Na rovnakú zlomovú líniu ako v predchádzajúcom prípade sa viaže aj porucha v Ľuboreči. Pod výraznou odlučnou oblasťou (kóta Háj) je blokové pole vulkanoklastík zliezajúcich do otvoreného priestoru nivy potoka Ľuboreč a na jednom z blokov stojí aj miestny kostolík porušený trhlinami. Drobné trhliny sú aj na niektorých domoch v obci.

Špecifickým prípadom takejto štruktúry sú efuzíva Cerovej vrchoviny a Lučenskej kotliny, ktoré sa do súčasnej vrcholovej pozície dostali len vďaka väčšej odolnosti proti zvetrávaniu, takže ich okraje možno pokladať za stabilné. Výnimkou je rozsiahla svahová deformácia na J od Obručnej, ktorá zaberá plochu 1,78 km$^2$ a viaže sa na zlomové línie. Okrem výraznej odlučnej oblasti tu možno pozorovať blokové rozpadliny a blokové polia, na ktorých je rekreačné stredisko a ktoré zasahujú až do dediny. Podľa predpokladanej rýchlosti pohybov obci ani rekreačnému stredisku reálne nebezpečenstvo nehrozí.

Druhou skupinou svahových deformácií v oblasti vulkanických vrchovín sú svahové deformácie zo skupiny rútenia. Vypreparované skalné sopečné komíny – diatrémy – v Cerovej vrchovine, odlučné oblasti blokových rozpadlín, činné alebo opustené kameňolomy vytvárajú skalné steny vysoké od 1–2 m (predovšetkým niektoré odlučné oblasti) až po desiatky metrov (kameňolomy, sopečné komíny). Tie sú prirodzene postihnuté opadávaním úlomkov (náhle premiestňovanie úlomkov skalných hornín voľným pádom a posúvaním po svahu), odvalovým rútením (náhle premiestnenie skalných stien prevažne voľným pádom) alebo planárnym rútením (náhle premiestnenie skalných stien, pričom výsledný pohyb je kombináciou kĺzavého pohybu po predurčenej ploche a voľného pádu), čím vznikajú sutinové kužele, ale predovšetkým haldy, osypy až kamenné moria (často veľkých rozmerov) a skalné zrútenia.

Tak sú postihnuté údolia pri Vyšnom a Nižnom Skálniku na Pokoradzskej tabuli, kde sa na svahoch, ale najmä na dne údolí vyskytujú úlomky až balvany vulkanoklastík. Vo vulkanoklastikách na Z opisovaného územia (Pôtorská pahorkatina, Ostrôžky) možno svahové poruchy zo skupiny rútenia pozorovať na skalných stenách vysokých do 2 m vytvorených blokovými pohybmi (jv. svah kóty Piesok, južný svah kóty Vrsáč, ľavobrežné svahy potoka Ľuboreč). Na zlomovú líniu Ľuboreč – Ľuboriečka – Trenč sa viaže aj obojstranné skalné zrútenie na mieste sypanej hrádze priehrady Závada. Podľa Čopa (1977) po podopretí obidvoch svahov priehradou možno tieto zrútenia pokladať za stabilizované. Výrazne zasutinovaný je Šuškov vrch na tej istej zlomovej línii (na Z od Ľuboreči) a svahy medzi Tuhárom, Polichnom a Prahou, ale tento typ svahových porúch je najrozšírenejší v Cerovej vrchovine, kde sopečné komíny vypreparované selektívnou modeláciou alebo lávové prúdy tvorené bazaltmi vytvárajú vertikálne skalné steny vysoké až prvé desiatky metrov, v ktorých je aj veľa kameňolomov, čo sú geomorfologické štruktúry mimoriadne citlivé na rútenie. Ako príklad možno spomenúť čadičové skalné steny s kamennými morami, ktoré tvoria amfiteáter na V až J od Obručnej, kótu Malý Garad, Pohanský hrad a čiastočne aj Tilič, nachádzajúce sa medzi Obručnou a Hajnáčkou, dnes už opustený veľkolom Borkút, kde je kamenné more veľké až 300 x 30 m, kótu Roháč a Matrač na V resp. na J od Hajnáčky, kótu Plešivec na V od osady Gortva so skalnou stenou vysokou okolo 40 m a s kamenným morom veľkým približne 150 x 20 m, kótu Monica so skalnými stenami na S a J s vysokými do 30 m a veľkými asi 200 resp. 300 m, skalné steny na S a J od Šiatorskej Bukovinky a kameňolomy v jej širokom okolí. V menšej miere sú takto postihnuté aj kameňolomy, lom na V

od Veľkých Draviec, lomy na Červenom vrchu na S od Fiľakova, lom na JV od Beliny a aj skalné steny veľkolomu v Konrádovciach. Postihnuté sú ďalej aj kóty, ako je hradný vrch Hajnáčka, Soví hrad, Šomoška a mnohé ďalšie.

### Geologické štruktúry nevulkanických terciérnych a kvartérnych hornín

Lučenskú kotlinu aj časť Cerovej vrchoviny budujú nevulkanické terciérne a kvartérne horniny, ktoré z hľadiska svahových deformácií tvoria stabilné štruktúry. Ich stabilita v Lučenskej kotline vyplýva z nízkej energie reliéfu a v Cerovej vrchovine z obmedzeného rozsahu deluviálnych sedimentov.

Lučenskú kotlinu vypĺňajú hlavne vrstvy rozpadavého prachovca a pieskovca lučenského súvrstvia (eger), polohy pestrého ílu, štrku a piesku poltárskeho súvrstvia (vrchný miocén), ktoré budujú najvyššie časti kotliny, a napokon spraš, sprašovitá hlina, hlina a ílovitá hlina (pleistocén). Nivy riek a potokov sú vyplnené hlinitopiesčitými a ílovitými sedimentmi. Podobného charakteru sú aj ostatné sedimenty (s výnimkou lokálnych výskytov vulkanitov) a navyše sú rozšírené iba lokálne. Na uvedenom mäkkom podklade sa vymodeloval rovinný alebo pahorkatinový reliéf s plochými širokými chrbtami, miernymi svahmi a širokými dolinami. Relatívne prevýšenie medzi dnami dolín a chrbtami pahorkatín len zriedka prekračuje 30 m, sklon svahov v ich najstrmších častiach nepresahuje 11° (poltárske súvrstvie), ale zväčša sa pohybuje iba od 3 do 7°. Takáto morfológia v súčinnosti s fyzikálnomechanickými vlastnosťami zastúpených hornín neumožňuje pohyb pokryvných útvarov, a teda ani vznik svahových porúch, s výnimkou zosuvov antropogénneho pôvodu, pri ktorých zásah človeka (stavebná jama, zárez spôsobený vedením komunikácie a pod.) predstavuje náhlu zmenu v sklonitosti svahu. V takom prípade jama či zárez nielenže predstavujú odstránenie tej časti materiálu, ktorá svah ako celok stabilizuje, ale zároveň aj drénujú celý svah, čím prudko rastie hydraulický sklon, zeminu namáha prúdový tlak vody, drénovaná zemina navyše pôsobí ako vyžmýkaná špongia, čiže je náchylná prijímať vodu. To sú faktory zväčšujúce aktívne (zosuvotvorné) sily vo svahu, takže v najbližšom období zvýšených zrážok môže vzniknúť zosuv. Takýto zosuv nemáva veľké rozmery, jeho výška väčšinou neprekračuje výšku zárezu a šírka prvé desiatky metrov, a tak aj rotačná alebo elipsovitá šmyková plocha býva zväčša plytká (prebieha v hĺbke 1 až 2 m pod povrchom), no môže – popri nepriaznivom estetickom účinku – zdržať stavebné práce, ohroziť plynulosť a bezpečnosť dopravy.

Podľa Suchomela (1964) nevhodným stavebným zásahom vznikol v roku 1963 zosuv v stavebnej jame pri stavbe ropovodu Družba. Iným príkladom sú zosuvy v zárezoch železničnej trate Poltár – (Ožďany) – Rimavská Sobota, ktoré sa podľa Poláška (1955) prvý raz nákladne sanovali už pred týmto rokom. Zosuvy sa nachádzajú asi 2 km na S od železničnej stanice Ožďany (zosuv s doteraz zreteľnými okrajmi sa sanoval 70 m dlhým a 2,5 m vysokým oporným múrom; ešte stále nie je celkom stabilizovaný, o čom svedčia dva ohnuté stĺpy NN), ďalší je asi 200 m južnejšie (zosuv na ploche 30 x 20 m stabilizovaný oporným múrom a odvodňovacími rebrami ohrozuje trať a stĺp NN) a nasledujúci asi 300 m na S od stanice (sanovaný odvodňovacím rigolom). Ale porušenejší je zárez – súčasť východu z tunela asi 1 km na J od železničnej stanice Ožďany. Východný svah zárezu vysoký 6 až 8 m a dlhý okolo 150 m postihlo niekoľko zosuvov menších rozmerov, ktoré sa sanovali odťažením a nahradením štrkom a balvanmi ako dlaždicami. Svah sa ďalej stabilizoval oporným múrom vysokým 2 m a kamennými rebrami a jeho protisvah sa zmiernil lavicovaním a opatril odvodňovacími rigolmi a rebrami. Ani tento zárez (jeho východný svah) sa doteraz nepodarilo celkom stabilizovať. Posledný porušený zárez na tejto trati je asi 750 m na SZ od samoty Majša.

Aj zosuvy nad cestou Poltár – Hrachovo sú staršie a spomínajú sa už v správe Buroša et al. (1963). Sú asi 900 m na Z od Pondelka (úsek dlhý okolo 100 a vysoký asi 6 m je porušený niekoľkými zosuvmi s výraznými odlučnými oblasťami a zátrhmi; čelo zosuvov je odťažené a vykonala sa lokálna sanácia stabilizačnými rebrami), ďalej tesne pred obcou a nasledujúce dva asi 1 km na JZ od Seliec (obidva ohrozujú cestu; väčší z nich – 60 x 80 m – je stabilizovaný oporným múrom dlhým 60 m). Posledný porušený zárez sa nachádza asi 1750 m na Z od Hrachova pri samote Zmeškalka (zosunutý blok zeminy). Na tejto ceste sa na dvoch miestach mierne porušil aj násyp cestného telesa, a to pri samote Zmeškalka a na Z od samoty Dobrôšte.

Ďalšie porušené zárezy sú v Cerovej vrchovine, a to na ceste Husiná – Veľké Dravce pod kótou Danša, na ceste Fiľakovo – Hajnáčka za miestnou časťou Hajnáčka-železničná stanica a na J od Blhoviec na železničnej trati Fiľakovo – Jesenské.

Ostatné poruchy cestného telesa sú skôr konštrukčného rázu. Na J od Kurtáňa je porušená časť cesty vedená na násype, asi 800 m na V od Ľuboreči cesta Ľuboreč – Lučenec, pretože jej časť sa posúva do hlbokej strže, a pred Novými Honmi cesta Lučenec – Rimavská Sobota vedená v obojstrannom zárezе prechádza na násyp (pre zlé odvodnenie práve v tomto mieste voda z odvodňovacieho jarku podmýva cestné teleso a poškodzuje ho).

Prirodzené zosuvy sa v Lučenskej kotline vyskytujú len ojedinele, a to najmä v okolí Jelšovca. Sú väčšinou malé, ale aktívne a znehodnocujú poľnohospodársku pôdu. Stabilizovaný zosuv je aj pod kótou Trenčok v údolí Dálovského potoka a viaže sa na tektonickú líniu.

Cerovú vrchovinu budujú najmä horniny fiľakovského súvrstvia – rozpadavý pieskovec alebo až piesok. V jej najsevernejšej časti sa vyskytujú horniny známe už z Lučenskej kotliny – štrk, piesok a íl poltárskeho súvrstvia. Nivy tokov sú vyplnené ílovitými až hlinitopiesčitými fluviálnymi sedimentmi a v ich okolí sú časté hlinité až ílovitohlinité delúviá.

Pre Mučínsku vrchovinu je okrem rozpadavého pieskovca fiľakovského súvrstvia typická spraš a sprašovitá hlina ako pokryv stredných a vysokých terás v jej sv. časti a pestrý íl, štrk a piesok bukovinského súvrstvia v južnej časti. Neodmysliteľnou súčasťou vrchoviny sú vulkanity.

Aj keď celkový relatívny rozdiel medzi dnami dolín a chrbtami môže byť až 250–300 m, v častiach budovaných fiľakovským súvrstvím nie je väčší ako 100 m, sklon svahov je 15 až 19° a pri ostatných horninách sklon svahov neprekračuje 15°. Reliéf s úzkymi až kaňonovitými dolinami s relatívne strmými svahmi vymodelovala predovšetkým erózia, a preto sa ílovitohlinité a hlinité deluviálne sedimenty vyskytujú iba v najsevernejšej okrajovej časti Cerovej vrchoviny, ktorú budujú mäkšie horniny, a v kotlinách (Šurická brázda, Baštianska kotlina) či v najširších údoliach. Ich sklon je okolo 5 až 7°, čo je porovnateľné s Lučenskou kotlinou, a preto sa svahové pohyby na modelácii povrchu zúčastňujú len vo veľmi obmedzenom rozsahu. Najčastejšou formou svahových deformácií v tejto oblasti sú ťažko identifikovateľné prejavy povrchového plazenia – zliezanie svahovej hliny. Možno ich pozorovať napr. na svahoch pri Beline, kde je medzi eluviálnou hlinou spevnenou vegetáciou a podložím vrstvička piesku, ktorá pri zvodnení pôsobí ako šmyková plocha. Na svahu vznikajú mikrozosuvy a zátrhy, ktorých väčšiemu rozšíreniu zabraňujú lavice pevného pieskovca. V tomto prípade svahové pohyby urýchlil aj dobytok. Zliezanie elúvií po vrstvičkách zvodneného piesku je v Cerovej vrchovine relatívne časté (napr. zosuv nad Radzovcami) a predpokladáme ho aj v zalesnených častiach územia.

Zosuvy v pravom zmysle slova sa na sledovanom území takmer nevyskytujú alebo sú stabilizované, veľmi nevýrazné a bez väčšieho hospodárskeho významu. Zosúvajú sa niektoré časti strmých roklín pri Fiľakovských Kováčoch, kde sa pohyb viaže na narezanie zahlinených štrkovitopiesčitých sedimentov najvyšších terás. Pohyb nastáva pozdĺž rotačnoplanárnych šmykových plôch a zosuvy majú blokový charakter.

Za zosúvanie deluviálnej hliny možno pokladať nevýraznú svahovú deformáciu v Šávoli premodelovanú činnosťou človeka (záhradky). Asi 800 m na J od obce je porušený svah nad cestou do Fiľakova. Široké trhliny v jeho hornej tretine zrejme nepostihujú svah ako celok, pretože cesta nebola porušená. Deformácia blokového typu nad obcou Belina sa viaže na tektonickú poruchu.

### Geologické štruktúry predterciérnych hornín

Posledný typ štruktúr vyskytujúcich sa na opisovanom území tvoria predterciérne horniny, a to kriedové intruzívne granitoidy, rozličné typy metamorfovaných hornín gemerika a veporika paleozoického veku, permský metamorfovaný pieskovec a triasový kremenný pieskovec a ojedinele aj karbonáty. Istou anomáliou je metamorfované tuhárske mezozoikum, a to pre neporušenosť, čo je z hľadiska stability výhodné. Tieto horniny vytvárajú oválne klenbovité svahy hrebeňov s plochými rázsochami, pričom relatívny výškový rozdiel medzi dnami dolín a hrebeňmi dosahuje 300 m. Pre ich pevnostné vlastnosti toto prevýšenie nestačí na vznik vysokohorských svahových deformácií. Sklon svahov, ktorý neprekračuje 20 a v miestach maximálneho sklonu 25°, nie je dostatočný na zosúvanie hlinitokamenistých delúvií, a preto ani v Revúckej vrchovine, ktorá tvorí severnú hranicu Lučenskej kotliny a ktorú tieto horniny budujú, svahové deformácie nie sú.

# PÔDA

### Regionálna charakteristika pôdneho pokryvu

Opisované územie Lučenskej kotliny, časti Rimavskej kotliny, Cerovej vrchoviny a priľahlého južného okraja Slovenského rudohoria má veľmi heterogénny pôdny pokryv, ktorý odráža rôznorodosť skladby a genézy pokryvných útvarov – pôdotvorných substrátov, ako aj zložitosť geomorfologického vývoja ovplyvňujúceho členitosť územia. To je viditeľné najmä v regionálnom meradle, keď spomenuté časti orografických celkov, ktoré sú špecifické geologicko-geomorfologickým vývojom, korešpondujú s pôdnogeografickými regiónmi s adekvátnou špecifickou štruktúrou pôdneho pokryvu (príl. 14).

## Región Lučenskej a Rimavskej kotliny

Z celoslovenského pohľadu je špecifický pôdny pokryv Lučenskej kotliny a menšej, s ňou susediacej časti Rimavskej kotliny, v ktorom výrazne prevažujú pseudogleje a luvizeme na sprašovej a spraši podobnej polygenetickej hline. Pre mierne zvlnený reliéf sa na celom študovanom území relatívne slabšie prejavujú eróznoakumulačné procesy. Na alúviách prevažujú zrnitostne ťažšie glejové fluvizeme a menšie zastúpenie majú čiernice. Aluviálne sedimenty sú skoro všade nekarbonátové.

Ďalšou nápadnou črtou regiónu je takmer úplná absencia spraše ako pôdotvorného substrátu, ako aj čiernozeme a hnedozeme, ktoré sú typickými druhmi pôdy sprašových pahorkatín Slovenska. Pre región je typický aj veľmi častý výskyt reliktnej a foritnej rubifikovanej pôdy a pôdnych horizontov v profile na báze recentných pôdnych profilov vyvinutých zo sprašovej hliny (v hĺbke 0,6–1,8 m).

#### Región Cerovej vrchoviny

Svojským pôdnogeografickým celkom je Cerová vrchovina. Vyznačuje sa pestrou mozaikou prevažne karbonátových regozemí na terciérnych pieskovcových a prachovcových delúviách striedajúcich sa s arenickými hnedozemami na hlbších kolúviách, s pseudoglejovými hnedozemami na sprašovej hline a prachovcových delúviách. Zastúpené sú aj areály kambizemí na zvetraninách produktov prevažne bazaltového vulkanizmu.

Pre celé územie je charakteristická výrazná prevaha erodovanej pôdy, čo je zrejmé a viditeľné aj z rozmiestnenia deluviálno-proluviálneho pokryvu (z ktorého sa vyvinuli hnedozeme, luvizeme, pseudogleje a kambizeme) a terciérnych sedimentov vystupujúcich na povrch (rozpadnutý slabo zvetraný pieskovec, prachovec a štrkovitoílovité sedimenty – fiľakovské a bukovinské súvrstvie). Najväčší podiel na tom má už historická erózia pôdy a pokryvných útvarov, ktorá prebiehala pri formovaní súčasného mezoreliéfu a mikroreliéfu vrchoviny, a na ňu nadviazala recentná erózia spôsobená najmä odlesnením a obrábaním veľkých scelených honov pôdy. Typy vodnej erózie pôdy – reliktná a recentná – sa od seba veľmi ťažko rozlišujú.

#### Región Slovenského rudohoria

Do študovaného územia patria južné svahy Slovenského rudohoria a východnej časti Krupinskej planiny s výraznou prevahou nasýtených a kyslých kambizemí na delúviách hornín kryštalinika a na andezitových zvetraninách a ich vulkanoklastikách. V tomto výškovo najčlenitejšom regióne sa už prejavuje pôdna výšková pásmovitosť, čiže s rastúcou nadmorskou výškou a s ňou spätou

humiditou územia približne od 400 m n. m. sa vyskytujú kyslejšie variety kambizeme s nižším zastúpením katiónov viažucich sa na sorpčný komplex pôdy. V bazálnych častiach týchto hornín sa v hraniciach recentného pôdneho pokryvu nezriedka vyskytujú rubifikované sedimenty (relikty tmavých redeponovaných zvetranín).

*Charakteristika pôdnych typov a subtypov*

*Rankre.* Sú to pôdy na elúvio-delúviách silikátových hornín obsahujúce hrubý skelet nad 50 až 70 % v hĺbke do 0,5 m s veľmi malým zastúpením zrnitostnej frakcie pod 2 mm. Majú dobrú drenážnu schopnosť, a preto humus často hlboko preniká do ich profilu. Vyznačujú sa extrémnymi vlastnosťami, väčšinou sa využívajú ako lesná pôda, ale v opisovanom území sú silno vysychavé. Sú typické pre sutinové lokality a vyskytujú sa v dvoch podtypoch – ako kambizemné rankre, s náznakom kambického horizontu (Bv) pod 0,2 až 0,3 m, s hrubým humusovým horizontom (A) s obsahom 4–5 % humusu, a *podzolové rankre,* ktoré sa viažu iba na zvetraniny metamorfovaného kremenného pieskovca. Majú náznak eluviálneho horizontu v humusovom horizonte (A; kremenné zrná sú bez povlaku oxidov Fe), ako aj náznak seskvioxidmi obohateného (hrdzavého) Bs-horizontu hlbšie v profile. Na študovanom území sú všetky kyslé s pôdnou reakciou 4,2 až 5,0 pH v KCl, na zvetraninách kremitého pieskovca aj pod 4,2 pH v KCl. Relatívne veľké množstvo humusu spôsobuje, že aj napriek veľmi malému zastúpeniu ílovej frakcie majú vysokú katiónovú výmennú sorpčnú kapacitu, ale nízke až extrémne nízke nasýtenie sorpčného komplexu bázickými katiónmi, a naopak vysoké nasýtenie $H^{1+}$ a $Al^{3+}$. Vyššie nasýtenie bázami a slabo kyslú pôdnu reakciu majú iba rankre na bazaltových a andezitových delúviách a na vulkanoklastikách.

*Rendziny.* Na sledovanom území sa vyskytujú iba na jednej malej lokalite na S od Vyšného Skálnika, a to na vápencových zvetraninách s výrazným zastúpením alochtónnych zvetranín z neovulkanitov. Zastupuje ich *subtyp kambizemné rendziny.* Majú tenký svetlý humusový horizont (A) s obsahom humusu 3 až 5 % so slabo kyslou pôdnou reakciou (5,0–5,5 pH v KCl). Sú stredne hlboké s vysokým obsahom hrubého skeletu v hĺbke pod 0,5 m.

*Pararendziny.* Je to pôdny typ s tmavým, melanickým humusovým horizontom (A) vyskytujúci sa na zvetraninách karbonátového pieskovca a prachovca. Pararendziny sú typickým predstaviteľom pôdneho pokryvu vrchoviny, ale nie sú dominantné, najmä nie v oblasti poľnohospodársky využívanej pôdy. Je to pravdepodobne preto, že lesnú pôdu plošná erózia narúša oveľa slabšie, a tak sa tu tmavý, melanický humusový horizont zachoval vo väčšej miere ako na poľnohospodárskej pôde, kde je iba miestami na báze svahov s prevládajúcimi akumulačnými formami. *Typické pararendziny* sú v celom profile karbonátové so slabo alkalickou reakciou. V poľnohospodárskej pôde majú obsah humusu 1,5 až 2,0, v lesnej (Šály, 1978) 6 % a viac. Sú zrnitostne ľahké, piesčitohlinité až hlinitopiesčité, majú premenlivý, ale celkove nižší obsah hrubého skeletu. Sú vysychavé, s nízkym obsahom ílu, v ktorom prevláda asociácia ílových minerálov – montmorillonit a illit (chlorit). Katiónová výmenná sorpčná kapacita je stredná až vyššia, čo podmieňuje najmä pomerne vysoký obsah humusu a v menšej miere zloženie ílových minerálov. Aj keď ide o pôdy s plytkým profilom (humusový horizont je 0,3–0,4 m), pod ktorým je pôdotvorný substrát (C horizont), povaha substrátov, ktorými sú rozpadnuté alebo málo spevnené zvetraniny terciérneho pieskovca a prachovca, umožňuje zakoreňovanie rastlín aj v tomto horizonte.

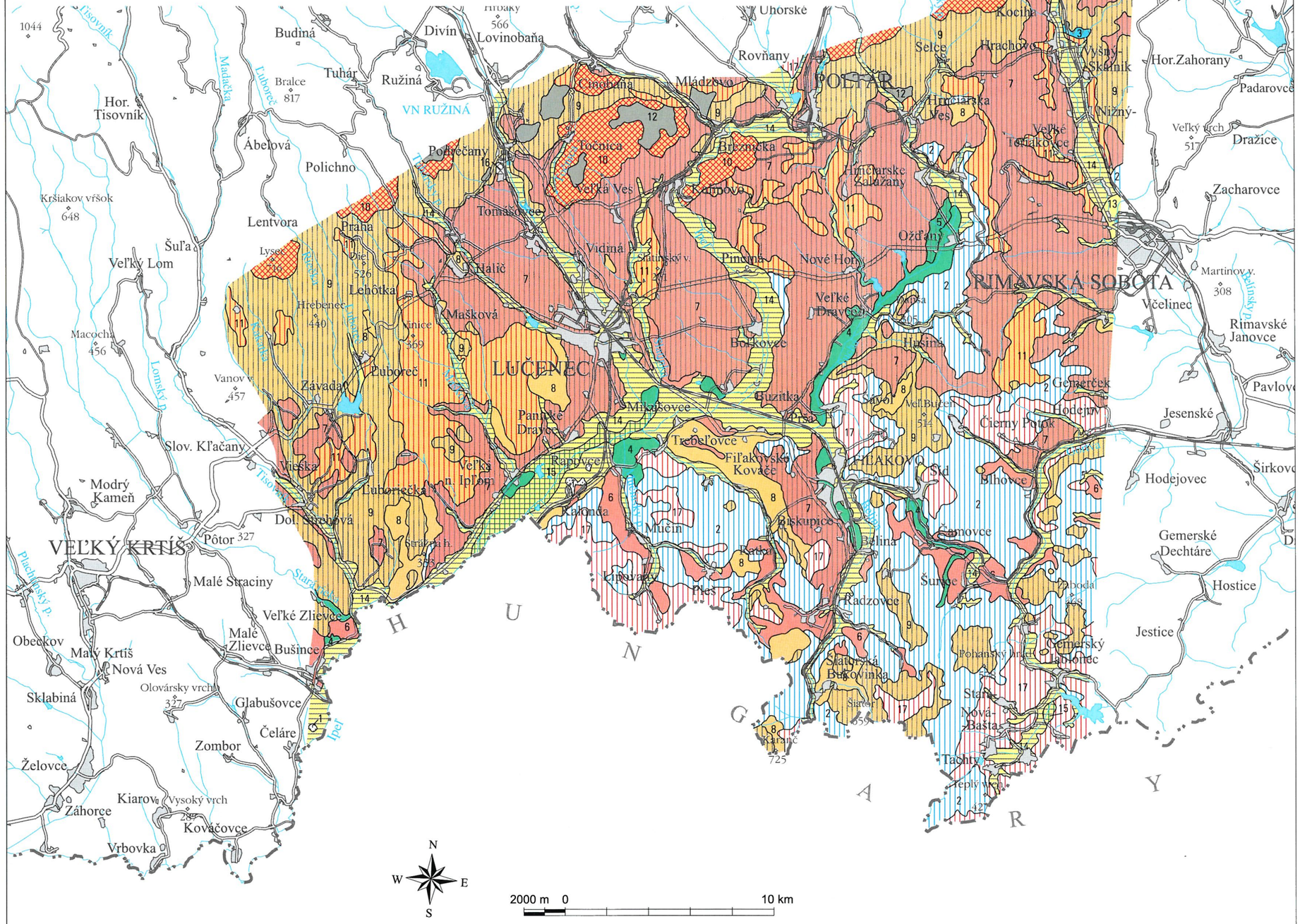
*Čiernice.* Vyskytujú sa väčšinou v depresných častiach alúvií vodných tokov a súvislejšie plochy tvoria najmä v alúviu Suchej, Beliny a Čarnovského potoka. V oveľa menšej miere sa vyskytujú ako relikty na sprašovej hline prekrývajúce niektoré würmské a riské terasy (na Z od Oždian a Veľkých Draviec). V ostatných nivách vodných tokov sa vyskytujú v nerovnako veľkých areáloch, a to vždy v depresiách na styku nivy s terasami alebo svahmi okolitých pahorkatín a vrchovín. V ostatných častiach nív chýbajú, alebo sú prekryté mladšími svetlými sedimentmi, na ktorých sa vyskytujú fluvizeme. Čiernice sa v ich profiloch vyskytujú ako pochovaná pôda. V nivách horných častí vodných tokov a v niektorých tokoch, v ktorých povodiach sa dá predpokladať intenzívnejšia recentná erózia, sa nenachádzajú. Takéto priestorové rozmiestnenie čiernic vyplýva z toho, že ide o najstaršiu nivnú pôdu s vrcholom vývoja v neskorom würme až starom holocéne, čo potvrdzuje aj rádiouhlíkové datovanie najstabilnejších frakcií humusu (v nivách až 4390 BP, t. j. s korekciou + 100 % až 8780 rokov, na terasách obdobného veku až 3770 BP, t. j. s korekciou + 100 % až 7540 rokov). Od boreálu, ale najmä od epiatlantika ich prekrývajú svetlé nivné sedimenty, najviac v blízkosti agradačného valu tokov. Vyskytujú sa v dvoch subtypoch, a to ako *typické* a *glejové čiernice.* Odlišujú sa len hĺbkou výskytu glejového horizontu (horizont s prevahou redukčných pedogenetických procesov) – pri typických je v hĺbke pod 1 m, pri glejových do 1 m od povrchu pôdy. Je pre ne charakteristický molický čiernicový humusový horizont hrubý 0,5 až 0,8 m s obsahom humusu 2,6 až 3,5 %, s prevahou vysoko kondenzovaných frakcií humínových kyselín a s typickou a veľmi nápadne vyvinutou drobnohrudkovitou až hrudkovitou štruktúrou. Pod humusovým horizontom je substrát – aluviálne sedimenty a glejový horizont. Čiernice sú stredne ťažké (hlinité) až ťažké (ílovitohlinité, ojedinele ílovité) pôdy s vyšším obsahom ílovitých častíc, čo spolu s pomerne vysokým obsahom a kompozíciou ílových minerálov (montmorillonit, illit, v menšej miere kaolinit) podmieňuje vysokú katiónovú výmennú sorpčnú kapacitu. Pôdna reakcia je neutrálna a sorpčný komplex nasýtený bázickými katiónmi s absolútnou prevahou $Ca^{+2}$ a $Mg^{+2}$.

Z poľnohospodárskeho hľadiska patria typické aj glejové čiernice medzi najúrodnejšie druhy pôdy opisovaného územia. Majú optimálny vodný režim, priaznivé fyzikálne vlastnosti aj obsah humusu a vysoký obsah živín.

# PÔDNA MAPA

## LUČENSKÁ KOTLINA – CEROVÁ VRCHOVINA (ZÁPADNÁ ČASŤ)

Autor: V. Linkeš s použitím máp: Komplexný pôdoznalecký prieskum poľnohospodárskych pôd (VÚPÚ) 1 : 50 000, Pôdna mapa SR 1 : 500 000 (Hraško et al., 1980), geologické mapy 1 : 50 000 (Vass et al., 1992; Konečný et al., 1978)




## PÔDNE ASOCIÁCIE

1 typické regozeme a akcesorické arenické kambizeme na viatom piesku

2 typické regozeme, prevažne karbonátové, akcesorické erodované hnedozeme, lokálne typické pararendziny na zvetraninách terciérneho pieskovca a prachovca

3 typické rendziny a kambizemné rendziny na zvetraninách vápenca

4 typické čiernice a glejové čiernice na holocénnych fluviálnych sedimentoch

5 typické čiernice a glejové čiernice na sprašovej hline

6 pseudoglejové a erodované hnedozeme, pseudoglejové luvizeme a typické karbonátové regozeme na sprašovitej hline a terciérnom prachovci

7 luvizemné pseudogleje a pseudoglejové luvizeme na sprašovitej hline a na polygenetických ílovitohlinitých deluviálnych sedimentoch

8 typické nasýtené kambizeme na delúviách s malým obsahom skeletu

9 typické nasýtené kambizeme, akcesorické kambizemné rankre na delúviách s veľkým obsahom hrubého skeletu

10 typické kyslé kambizeme, akcesorické kambizemné rankre na delúviách s veľkým obsahom hrubého skeletu

11 pseudoglejové kambizeme a typické pseudogleje, na ílovitom pliocénnom štrku s nesúvislým prekryvom sprašovitej hliny

12 typické podzoly a podzolové rankre na zvetraninách kremenného pieskovca

13 typické fluvizeme, akcesorické glejové fluvizeme na holocénnych fluviálnych sedimentoch

14 glejové fluvizeme, akcesorické gleje na holocénnych fluviálnych sedimentoch

15 gleje na holocénnych fluviálnych sedimentoch

16 typická karbonátová depóniová antrozem

17 arenické hnedozeme a erodované hnedozeme, akcesorické regozeme na piesočnatých delúviách a zvetraninách terciérneho pieskovca

**Supplement 14**

**SOIL UNITS ASSOCIATION**

1 – Eutric Regosols with inclusions of Cambic Arenosols on eolian sands
2 – mostly Calcaric Regosols with inclusions of eroded Ortic Luvisols locally Pararendzinas on weathered Neogene sandstones and siltstones
3 – Ortic Rendzinas and Calcic Cambisols on limestones
4 – Fluvi-gleyic Paeozems, Fluvi-mollic Gleysols from Holocene alluvial deposits
5 – Fluvi-gleyic Phaeozens and Fluvi-mollic Gleysols on loesslike loams
6 – Stagno-gleyic Luvisols and eroded Ortic–Luvisols, Calcaric Regosols and Albo-gleyic Luvisols from loesslike loams and Tertiary siltstones
7 – Plano-gleyic Luvisols and Albo-gleyic Luvisols on loesslike and polygenetic clayey-loamy colluvial deposits
8 – Eutric Cambisols, inclusions of Rankers from little skeletal colluvium
9 – Eutric Cambisols, inclusions of Rankers from highly skeletal colluvial deposits
10 – Dystric Cambisols, inlusions of Rankers from highly skeletal colluvium
11 – Stagno-gleyic Cambisols and Eutric Planosols from clayey gravels with discontinous cover of loesslike deposits
12 – Ortic Podzols associated with Rankers from weathered quartzites
13 – Eutric Fluvisols, inclusions of Fluvi-eutric Gleysols from Holocene alluvial deposits
14 – Fluvi-eutric Gleysols, inclusions of Gleysols from Holocene alluvial deposits
15 – Gleysols from Holocene alluvial deposits, 16 – Colluvial Anthrosols on deponias
17 – Ortic Luvisols and eroded Ortic Luvisols from sandy colluvial deposits, inclusions of Regosols from sandy colluvial deposits and weathered Neogene sandstones

*Hnedozeme.* V opisovanom území sa vyskytujú v netypických formách ako pseudoglejové a arenické hnedozeme, pričom obidva subtypy sú prevažne v nerovnakej intenzite erodované a omnoho slabšie akumulované.

*Pseudoglejové hnedozeme* sa vyskytujú na sprašovej a sprašoidnej polygenetickej hline v asociácii s pseudoglejovými luvizemami. Tento subtyp resp. asociácia pôdnych subtypov sa viaže na stredne ťažkú až ťažkú hlinitú až ílovitohlinitú, hlbšie ílovitohlinitú sprašovú a prachovitú hlinu, ako aj na koluviálnu hlinu podobného zrnitostného zloženia. Vyskytujú sa hlavne v južnej časti opisovaného územia na báze svahov a dne eróznych údolí a malých kotlín vrchoviny, ale aj na plochých chrbtoch bazaltových prúdov (napr. Babský vrch, Šáfy) s prekryvom sprašovej hliny. Pseudoglejové hnedozeme sú vo väčšine prípadov slabo erodovanými pseudoglejovými luvizemami, z ktorých erózia zmyla pôvodný humusový a eluviálny horizont a recentný humusový horizont sa vytvoril z vrchnej časti ich iluviálneho oglejeného horizontu najmä kultiváciou (zaorávanie rastlinných zvyškov, hnojenie). Profil pôdy tohto druhu tvorí 0,3 m hrubý svetlo hnedý humusový horizont A – ornica, pod ktorým je 1 až 2 m hrubý luvický Bt-horizont, vo väčšine prípadov silne oglejený – mramorovaný, ktorý sa od horizontu A odlišuje relatívne vyšším obsahom ílovitých častíc. Pod iluviálnym horizontom Btg je pedogenézou nepatrne ovplyvnený pôdotvorný substrát – väčšmi oglejená (výskyt hrdzavých škvŕn, hrdzavočiernych konkrécií) prachovitá a sprašová hlina. Intenzívnejšie erodované formy majú tenší iluviálny horizont Btg (od 0,6 do 1 m), kým horizont A má rovnakú hrúbku 0,3 m, ktorá sa udržiava kultiváciou. V celom profile sú to slabo kyslé (pH-5,0) pôdy s nízkym obsahom humusu (1 až 1,2 %), ktorý pod ornicou klesá takmer na nulu. Pseudoglejové hnedozeme sú v celom profile hlinité až ílovité. Katiónová výmenná sorpčná kapacita je stredná, pri zrnitostne ľahšej pôde až nízka a sorpčný komplex vysoko nasýtený bázickými katiónmi ($Ca^{+2}$ a $Mg^{+2}$). Pri silne erodovaných formách sa v profile týchto pôd pod sprašovou hlinou (v hĺbke 0,6 až 1 m) vyskytuje rozpadnutý terciérny prachovec alebo pieskovec s obsahom karbonátov od 2 do 10 %.

*Arenické hnedozeme* sú litogénne podmieneným subtypom hnedozemí a vyskytujú sa len na deluviálnej polygenetickej piesčitohlinitej hline s obsahom ílovitých častíc (< 0,001 mm) pod 18 % v prevažnej časti profilu (kritérium použitej klasifikácie pôdy – Hraško et al., 1991). V týchto substrátoch výrazne prevláda jemná piesčitá frakcia (najmä s veľkosťou 0,05–0,25 mm – obsah nad 70 %) a vyskytujú sa v častiach Cerovej vrchoviny, ktoré budujú vrstvy tachtianskeho a lipovianskeho rozpadavého pieskovca. Arenické hnedozeme sa vyskytujú vo veľmi zložitej mozaikovitej asociácii s ich eróznymi formami a arenickými regozemami.

*Arenické hnedozeme* majú tenký (0,3 m) humusový horizont A s obsahom humusu 0,5–1 %. Pod ním sa nachádzajúci luvický horizont Bt má nízky, ale relatívne zvýšený obsah ílových častíc podmienený sčasti posunom ílu pri pedogenéze a sčasti prímesou sedimentov s vyšším obsahom prachových častíc vo vrchnej časti profilu. Tieto pôdy majú v celom profile neutrálnu reakciu (pH KCl 6,0–6,8). Pod Bt-horizontom na miestach s rozpadnutým karbonátovým pieskovcom je pôdna reakcia neutrálna až slabo alkalická. Sorpčný komplex je síce vysoko nasýtený bázickými katiónmi, ale výmenná katiónová sorpčná kapacita je v celom profile extrémne nízka (veľmi nízky obsah humusu a ílových častíc).

*Luvizeme.* Vyskytujú sa iba na sprašovej a prachovitej hline s hlbším profilom ako 0,8 až 1 m spolu s pseudoglejmi, od ktorých sa ako priestorové jednotky veľmi ťažko ohraničujú. Ich pôdotvorné substráty majú rozličnú genézu. Je to na povrchu hlinitá, v hĺbke pod 0,5 m ílovitohlinitá proluviálna, polygenetická deluviálna aj eolicko-deluviálna hlina miestami s prímesou štrku a niekde aj hlboko odvápnená spraš. Luvizeme v asociácii s pseudoglejmi tvoria subdominantnú až akcesorickú časť. Ich výskyt sa viaže na lokality s relatívne lepšou drenážou, ako sú napr. vrcholy plochých chrbtov kotlinovej pahorkatiny a okraje terás. V ich profile sú v bazálnej časti (0,8–1,5 m) veľmi často pochované farebne ostro ohraničené rubifikované pôdne horizonty so znakmi oglejeného iluviálneho horizontu Btg alebo tzv. mramorovaného pseudoglejového horizontu Bm. Farebná odlišnosť je výrazná. Hodnota farieb horizontov podľa Munsellových farebných tabuliek (Oyama a Takehara, 1970) zodpovedá rubifikovaným pôdam, t. j. impregnácii. V takýchto horizontoch je aj omnoho vyšší obsah sekundárnych kryštalických foriem $Fe_2O_3$ (tzv. ditioničitanové formy Fe), ktorý sa blíži obsahu rubifikovaných mediterránnych pôd. Tieto horizonty nie sú doteraz do stratigrafie kvartéru zaradené, ale podľa ich morfológie sa dá predpokladať ich redepozícia z rubifikovaných pôd na svahoch okolitých pohorí, kde sa dodnes vyskytujú ich zvyšky, ale podľa sfarbenia pedogénnych fenoménov možno uvažovať aj o autochtónnych formách pedogenézy rubifikovaných pôd. V každom prípade ide o pôdne relikty.

Luvizeme sa v opisovanom území vyskytujú v dvoch subtypoch, a to ako pseudoglejové a rubifikované. Tieto subtypy majú podobnú stavbu pôdneho profilu, ktorú predstavuje svetlý humusový horizont A tenký 0,3 m totožný s ornicou. Obsahuje 2 až 2,3 % humusu a má podobne ako celý profil kyslú až silne kyslú pôdnu reakciu a veľmi často aj nižšie nasýtenie sorpčného komplexu bázickými katiónmi. Pod ním je svetloplavý zvyšok eluviálneho horizontu so znakmi povrchového oglejenia (drobné hrdzavočierne konkrécie) – Eg. Orbou sa väčšia časť horizontu premenila na humusovú s extrémne nízkym obsahom humusu (0,5 až 0,8 %). Pod týmito horizontmi je veľmi hrubý (často 1,5 m aj viac) iluviálny oglejený horizont Btg, ktorý je temer bez humusu a má charakteristickú prizmatickú štruktúru. Pôdotvorný substrát – sprašová a prachovitá hlina bez výraznejších znakov pedogenézy okrem oglejenia – sa v dosahu pedologickej sondáže vyskytuje zriedka. Pre tento pôdny typ je charakteristická nápadná textúrna diferenciácia profilu. Kým v povrchovej časti profilu (do 0,3 až 0,5 m) je relatívne oveľa viac častíc hrubého

prachu (30 až 42 %) a malý obsah ílu (15 až 20 %), v horizonte Btg a v substráte obsah hrubého prachu klesá (25 až 40 %) a stúpa obsah ílu (20 až 40 %). Takémuto priebehu obsahu ílu zodpovedá aj priebeh katiónovej výmennej kapacity, ktorá je stredná až nižšia a stúpa smerom k horizontu Btg, iba miestami, kde sa zachoval výraznejší horizont E, bezprostredne pod humusovým horizontom klesá. V kompozícii ílových minerálov celého profilu pseudoglejových luvizemí na sprašovej a prachovitej hline, najmä v severnej časti Lučenskej kotliny, prevláda kaolinit a v menšej miere je zastúpený illit.

Rubifikované luvizeme majú podobné vlastnosti ako pseudoglejové, ale s tým rozdielom, že v spodnej časti ich horizontu Btg je pochovaný rubifikovaný horizont Btg, ktorého vlastnosti sa na väčšine pôdnych vlastností neprejavujú (pH, fyzikálne vlastnosti a sorpčná kapacita sú rovnaké ako vo svetlých nadložných horizontoch). Istou výnimkou je takmer v celom profile tmavočervenohnedá pôda na ílovitohlinitej slabo skeletnatej hline, ktorá miestami prekrýva horniny cerovej bazaltovej formácie (Trebeľovce, Fiľakovské Kľačany; Hrtánek a Juráni, 1969).

*Pseudogleje.* Vyskytujú sa väčšinou v asociácii s luvizemami na hlbokej sprašovej a prachovitej hline, zriedkavejšie na nekarbonátových ílovitohlinitých až ílovitých štrkovitých deluviálnych, proluviálnych a terasových sedimentoch a na terciérnych sedimentoch podobného zrnitostného zloženia. Aj profilový priebeh typických zrnitostných frakcií je podobný ako pri luvizemiach, ale spravidla s väčšou textúrnou diferenciáciou v obsahu ílu medzi povrchovými horizontmi (A + E) a horizontom B, z čoho vyplýva aj väčšie zníženie drenážnej schopnosti profilu pseudoglejov v porovnaní s luvizemami. Väčšia textúrna diferenciácia spolu s polohami výskytu tohto pôdneho typu na rovinatých až konkávnych prvkoch mikroreliéfu až mezoreliéfu alebo na spodných častiach svahov podmieňuje výrazné oglejenie ich B-horizontu (hrdzavé a svetlosivé škvrny, bielosivé jazykovité zvislé pruhy a hrdzavočierne konkrécie – tzv. mramorovaný horizont Bg), aj keď väčšia časť fenoménov oglejenia, najmä v spodných častiach profilu, má reliktný charakter a vznikala prevažne synchrónne so sedimentáciou uvedených substrátov. Pseudogleje sa na opisovanom území vyskytujú v subtypoch. Jedným sú *typické pseudogleje,* ktoré majú okrem špecifických morfologických vlastností B-horizontu a textúrnej diferenciácie temer rovnaké vlastnosti ako luvizeme a v rámci tohto typu pôdy prevládajú.

Subtyp *glejové pseudogleje* je pomerne zriedkavejší a viaže sa na depresné lokality, v ktorých v hĺbke 0,8 až 1 m je glejový horizont (gr) s výrazne redukčnými podmienkami ako výsledok zamokrenia väčšiu časť roka vodou stagnujúcou v tomto horizonte alebo bezprostredne pod ním. Podobne ako pri luvizemiach aj pri pseudoglejoch sa v spodnej úrovni Bg-horizontu vyskytujú pochované rubifikované horizonty. Takéto druhy pôdy sa označujú ako *rubifikované pseudogleje* a majú veľmi podobné vlastnosti ako rubifikované luvizeme, iba fenomény oglejenia sú výraznejšie v horizonte Bg a E.

*Kambizeme.* Ide o pôdny typ, ktorý vznikol z prevažne silne skeletnatých delúvií silikátových hornín. Delúviá (svahoviny) majú rozličné geochemické vlastnosti, zrnitostné zloženie a vrstvovitosť a z toho vyplýva väčšina základných vlastností pôdy. Pre kambizeme je charakteristický svetlý a pomerne tenký humusový A-horizont (0,2 až 0,3 m) s rozdielnym obsahom humusu (1,5 až 5 %) v závislosti od vegetácie, polohy na reliéfe (vyšší obsah v akumulačných polohách) i od nadmorskej výšky (rast obsahu humusu vo vyššej nadmorskej výške). Pod A-horizontom je diagnostický kambický horizont zvetrávania Bv so zvýšeným obsahom jemne dispergovaných oxidov a hydroxidov Fe a Al uvoľnených rozkladom primárnych minerálov. Bv-horizont je hrubý 0,6 až 1 m, v spodnej časti svahov aj hrubší ako 1 m. Prechod do pôdotvorného substrátu je veľmi difúzny. Profily kambizemí na delúviách z bazaltov a ich tufov majú charakter rubifikovanej pôdy. Zvyšky takejto pôdy sa v podobe pochovaných horizontov lokálne vyskytujú aj v profiloch kambizemí na delúviách z hornín kryštalinika aj z andezitových formácií. Kambizeme sú kyslé až veľmi kyslé pôdy, pričom veľmi kyslé majú nízky obsah bázických katiónov viazaných v ich sorpčnom komplexe. Katiónová sorpčná kapacita je veľmi premenlivá a závisí od obsahu humusu a ílu.

Tento pôdny typ má v študovanom území rad subtypov. Sú to *typické* a *psamitické* (s obsahom skeletu nad 2 mm, viac ako 50 % v horizonte A a Bw), *kyslé* (so sorpčným komplexom nasýteným v týchto horizontoch bázickými katiónmi pod 50 %), *pseudoglejové* (so slabo oglejeným horizontom Bv) a *rubifikované kambizeme* (s výskytom nápadne červených pochovaných horizontov v hĺbke do 1 m od povrchu pôdy).

*Podzoly.* Tento pôdny typ sa na opisovanom území vyskytuje len na zvetraninách kremenného pieskovca s extrémnymi geochemickými vlastnosťami (veľmi nízky obsah bázických katiónov a silne kyslá pôdna reakcia). Profil podzolov sa skladá z humusového A-horizontu s obsahom humusovo-eluviálneho horizontu AE s výskytom vybielených zŕn kremeňa zbavených oxidov Fe s vysokým obsahom humusu (8 % aj viac). Diagnostický podzolový Bs-horizont akumulácie translokovaných zlúčenín Fe s Al spolu s pohyblivými frakciami humusových kyselín má nápadnú hrdzavohnedú farbu so zvýšeným obsahom oxidov a hydroxidov Fe a Al. Celý profil je extrémne kyslý, chudobný na živiny, silne skeletnatý a prevažne hlinitopiesčitý. Obsah bázických katiónov v sorpčnom komplexe je veľmi nízky. Podzoly sa vyskytujú v jednom subtype ako *typické podzoly* vždy v asociácii s rankrami.

*Gleje.* Vyskytujú sa v miestach, kde hladina podzemnej vody je – alebo v nedávnej minulosti bola – prevažnú časť roka tesne pod povrchom pôdy. Z toho vyplynuli výrazné redukčné podmienky v celom profile pôdy, a tým aj prítomnosť diagnostického glejového Gr-horizontu alebo glejového horizontu s čiastočne oxidačnými podmienkami (Gro-horizont). Skoro všetky areály glejov sú na fluviálnych sedimentoch nív vodných tokov, najväčšie súvislé plochy v nive Ipľa od Mikušoviec po Trenč. Ich výskyt v nivách sa viaže na depresné polohy pri okraji nív alebo

aj v ich centrálnej časti mimo agradačných valov vodných tokov. Veľká časť glejov je v súčasnosti odvodnená, ale znaky intenzívnych redukčných procesov bezprostredne pod ich humusovým horizontom sa zachovávajú. Gleje majú jednoduchú stavbu. Pod relatívne tenkým humusovým horizontom (0,2–0,3 m), ktorý sa na mnohých miestach kultiváciou zmenil na ornicu, je výrazný sivomodrý glejový horizont Gr, ktorý siaha až po podložné štrkové fluviálne sedimenty nivy. Gleje majú v celom profile slabo kyslú pôdnu reakciu, len v bočných nivách potokov v Cerovej vrchovine s hojným výskytom silikátovo-karbonátových hornín slabo kyslú až neutrálnu reakciu. Obsah humusu nie je vysoký (od 2 do 3,2 %), s výrazným poklesom v horizonte Gro. Pôda je zrnitostne najmä vo vrchnej časti profilu väčšinou ťažká, postupne smerom k substrátu obsah ílu klesá a stúpa obsah prachových a piesčitých častíc. Katiónová výmenná sorpčná kapacita je pre vysoký obsah ílu vysoká až veľmi vysoká a sorpčný komplex je vysoko nasýtený bázickými katiónmi. Vyskytujú sa len v jednom subtype ako typické gleje.

*Fluvizeme.* Tento pôdny typ sa viaže len na fluviálne nivné sedimenty, v ktorých sú glejové procesy lokalizované hlbšie v ich profile (pod 0,6 m) alebo sa v celom profile prejavujú veľmi slabo. Pedogénna stavba ich profilu je jednoduchá. Skladá sa zo svetlého humusového horizontu hrubého 0,2 až 0,4 m s obsahom humusu 2 až 4 %, pod ktorým je pôdotvorný substrát. Podľa obsahu humusu aj pôdnej štruktúry je prechod do substrátu difúzny. Tieto vlastnosti sú charakteristické pre typické fluvizeme.

Blízko glejov sa v *profile fluvizemí* v hĺbke 0,6 až 1 m pod povrchom vyskytuje glejový horizont, ktorý určuje priestorový a taxonomický medzityp tohto pôdneho typu – *glejové fluvizeme.* Všetky subtypy fluvizemí majú väčšinou neutrálnu až slabo kyslú pôdnu reakciu, iba pôdy horných častí nív v častiach Slovenského rudohoria budovaných prevažne horninami kryštalinika a v oblasti rozsiahlejšieho výskytu rubifikovaných kaolinizovaných zvetranín (Kalinovo a Poltár) sú aj veľmi kyslé. Zrnitosť tohto pôdneho typu je rôzna, od stredne ťažkej až po veľmi ťažkú (časť glejových fluvizemí), katiónová výmenná kapacita pri prevažne vysokom nasýtení sorpčného komplexu bázickými katiónmi stredná až vysoká.

*Antrozeme.* Sú to pôdy vznikajúce alebo vytvorené na depóniách odpadu z výroby magnezitu pri Podrečanoch.

# LITERATÚRA


## A

ABONYI, A., 1971: Magnezitové ložiská Slovenska. *In: Zborník o nerudných surovinách Slovenska. Bratislava, 319–343. Mineralia Slov., 3, 12–13.*

ABONYI, A., OČENÁŠ, J. & LUKAJ, M., 1972: Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu Podrečany – Rimavská Baňa. Stav k 1. 7. 1972. *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

ABONYI, A., zost., 1973: Záverečná správa a výpočet zásob magnezitu k 1. 7. 1973 – VP. *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

ALLEN, J. R. L., 1963: Asymmetrical ripplemarks and the origin of water laid cosets of cross-strata. *Geol. J., 3, 187–236.*

ALLEN, J. R. L., 1981: Lower Cretaceous tides revealed by cross-bedding with mud drapes. *Nature, 289, 579–581.*

ALLEN, J. R. L., 1984: Sedimentary structures, their character and physical basis. Developments in sedimentology 30. *Elsevier, Amsterdam, 593–663.*

ALLEN, P. A. & HOMEWOOD, P., 1984: Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwaves. *Sedimentology, 31, 63–81.*

ANDRUSOV, D., 1965: Geológia československých Karpát. Zv. III. *Bratislava, Veda, SAV, 392.*

ANDRUSOV, D. & ZORKOVSKÝ, V., 1950: Zpráva o výskume ohňovzdorných ílov na Slovensku. *Práce Št. geol. Úst., Bratislava, 20, 63–76.*

ATLAS SLOVENSKEJ SOCIALISTICKEJ REPUBLIKY, 1980, Bratislava, SAV a Slovenský ústav geodézie a kartografie.

## B

BAGDASARJAN, G. P., VASS, D. & KONEČNÝ, V., 1968: Results of absolute age determination of Neogene rocks in Central and Eastern Slovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 19, 2, 419–425.*

BAGDASARJAN, G. P., KONEČNÝ, V. & VASS, D., 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 51, 47–69.*

BÁLDI, T., 1959: Palaeoökologische Fazies-Analyse der Burdigal-helvetischen Schichtreihe von Budafok in der Umgebung von Budapest. *Ann. Univ. Sci. budapestinensis Rolando Eötvös, Sect. geol., 2, 21–38.*

BÁLDI, T., 1986: Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeography of Hungary. *Budapest, Akadémiai kiadó, 1–201.*

BÁLDI, T. & NAGYMAROSY, A., 1976: Hárshegyi Homokkö Sandstone and its hydrothermal origin. *Földt. Közl., 106, 3, 57–275.*

BÁLDI, T. & BÁLDI-BÉKE, M., 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene basin. *Acta geol. Acad. Sci. hung., 28, 5–28.*

BALLA, Z., 1989: A Diósjenöi diszlokációs öv újraértékelése. *Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent., Budapest, 45–57, 174–175.*

BALLA, Z. & DUDKO, A., 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. *Geophys. Transactions, 35, 1–2, 3–63.*

BALOGH, K., 1984: Adaptation of the K/Ar method in Hungary, and the results of its application. Cand. Sci. These. *Manuskript – archív Hung. Acad. Sci., Budapest.*

BALOGH, K., MIHALIKOVÁ, A. & VASS, D., 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., Bratislava, 7, 113–126.*

BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E. & PÉCSKAY, Z., 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta mineral. petrogr. (Szeged), 28, 75–93.*

BALOGH, K., ELEČKO, M., KONEČNÝ, V., LACIKA, J., ORLICKÝ, O., PRISTAŠ, J. & VASS, D., 1992: Correlation of the results of dating examplified by the Cerová basaltic Formation. Abstracts of papers from International symposium Time, frequency and dating in geomorphology, Tatranská Lomnica – Stará Lesná, Czechoslovakia, June 16–21, 8.

BALOGH, K., VASS, D. & RAVASZ-BÁRANYAI, L., 1994: Determination of reliable K/Ar ages in case of correlated K and excess Ar concentration. A case study for the alkalic olivine basalt of Šomoška. Slovakian-Hungarian boundary. *Geol. Carpath., 45, 2, 97–102.*

BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, III. C. C. & AUBRY, M. P., 1995: A revized Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In: W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry, J. Hardenbol (eds.), 1995: Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. SEMP, Spec. Publ., 54, 129–212.*

BEZÁK, V., 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia Slov., 20, 2, 131–142.*

BEZÁK, V. & HRAŠKO, Ľ., 1992: Základné geologické členenie granitoidov západnej časti Slovenského rudohoria. *Geol. Práce, Spr., 95, 25–31.*

BEZÁK, V. & MIKO, O., 1992: Kryštalinikum na juhozápadnom okraji Slovenského rudohoria a jeho pokračovanie v podloží neovulkanitov. *Geol. Práce, Spr., 96, 19–24.*

BEZÁK, V. (zost.), HRAŠKO, Ľ., KOVÁČIK, M., MADARÁS, J., SIMAN, P., PRISTAŠ, J., DUBLAN, L., KONEČNÝ, V., PLAŠIENKA, D., VOZÁROVÁ, A., KUBEŠ, P., ŠVASTA, J., SLAVKAY, M. & LIŠČÁK, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť. *GSSR, Bratislava, 1–178.*

BIELA, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Region. Geol. Západ. Karpát, Bratislava, 11, 1–224.*

BISSEL, H. J. & CHILINGAR, G. V., 1967: Classification of sedimentary carbonate rocks. *In: G. V. Chilingar, H. J. Bissel & R. V. Fairbridge (eds.): Carbonate rocks. Elsevier (Amsterdam), 87–168.*

BLAKEY, R. C., 1984: Marine sand-wave complex in the Permian of Central Arizona. *J. sed. Petrology, 54, 1, 29–51.*

BLOW, W. H., 1969: Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In: P. Brannimann & H. H. Renz (eds.): Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils (Geneva, 1967): Leiden, E. J., Brill., 1, 199–421.*

BODNÁR, J., 1982: Komplexná interpretácia geofyzikálnych údajov v Lučensko-rimavskej kotline. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív Geofyzikálny ústav SAV Bratislava.*

BODNÁR, J., zost., 1975: Geofyzikálny výskum v Rimavskej kotline za rok 1974. *Manuskript – archív Geofyzika Bratislava.*

BODNÁR, J., zost., 1979: Geofyzikálny výskum Lučenskej a Rimavskej kotliny. Záverečná správa. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

BODNÁR, J. & POSPÍŠIL, J., 1980: Geophysical indication of diapirism in the Neogene basins. 25-th International Geophysical symposium. *Magyar Geofyzikusok Egyesúlete, Budapest, 225–237.*

BODNÁR, J., zost., 1988: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií, región Lučenská kotlina a Cerová vrchovina. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

BODNÁR, J., HUSÁK, Ľ. & FILLO, M., zost., 1991: Geologická interpretácia výsledkov HG-II-región: Lučenská kotlina a západná časť Cerovej vrchoviny. *Manuskript – archív GSSR Bratislava.*

BRODŇAN, N. & MAKOVNÍK, R., 1957: Výpočet zásob JUP k 1. 1. 1957 (Modrý Kameň-západ, stredná časť, $CO_2$ pásmo). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

BUDAY, T., ed., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, zv. 2. *Praha, Ústř. Úst. geol., Praha, Academia, 1–651.*

BUROŠ, J., DOROTJAK, V., GOMOLČÁK, F. & KUPEC, J., 1963: Zpráva o registrácii zosuvov na juhovýchodnom a východnom Slovensku. *Manuskript – Geofond Bratislava, 22.*

BURSA, O. & JURGA, B., 1953: Závěrečná zpráva o pracích seizmické skupiny III. v oblasti jihovýchodoslovenského oligocénu v okolí Rimavské Soboty. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

## C, Č

CAILLEUX, A., 1945: Distinction des galets marine et fluviatiles. *Bull. Soc. géol. France, 5, 15, 375–404.*

CARVER, R. E., ed., 1971: Procedures in sedimentary petrology. Wiley – Interscience, New York–London–Sydney–Toronto, 1–653.

CIMERMAN, F., 1979: Oligocene beds in Slovenia. *In: K. Drobne (ed.): 16th European micropaleontological colloquium Geological development in Slovenia and Croatia. Guidebook, Ljubljana, 65–70.*

COLEMAN, J. M. & GAGLIANO, S. M., 1965: Sedimentary structures: Mississippi River deltaic plain. *In: V. Middleton (ed.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Spec. Publ., 12, 133–148.*

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁČ, M., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics, 208, 221–241.*

ČECHOVIČ, V., 1949: Zpráva o prieskume juhoslovenskej uhoľnej panvy v roku 1948. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ČECHOVIČ, V., 1959: Geologický výskum terciéru na listoch „Zvolen" a „Rimavská Sobota" za účelom zhotovenia generálky. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ČECHOVIČ, V., 1959: Zpráva o geologickom výskume terciéru na listoch Zvolen a Rimavská Sobota. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ČOP, I., 1977: Vodohospodárska nádrž Závadka – predbežný prieskum. IGHP Žilina. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

## D, Ď

DANK, V. & FÜLÖP, J., eds., 1990: Magyarország szerkezet-földtani térképe. *Budapest, MAFI.*

DAVIES, D. K., 1969: Shelf sedimentation: An example from the Jurassic of Britain. *J. sed. Petrology, 39, 4, 1344–1370.*

DAVIES, R. A., ed., 1972: Comparison of ridge and runnel system in tidal and non-tidal environments. *J. sed. Petrology, 42, 2, 413–421.*

DAVIES, R. A. & FOX, W. T., 1972: Coastal processes and nearshore sand bars. *J. sed. Petrology, 42, 2, 401–412.*

DAVIES, R. A., jr. & ETHINGTON, R. L., eds., 1976: Beach and nearshore sedimentation. *Spec. Publ., 24, 187.*

DAVIES, R. A. & FLEMMING, B. W., 1991: Time series study of mesoscale tidal bedforms. Martens Plate, Wadden Sea, Germany. *In: D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitin & R. A. Rahmani (eds.): Clastic tidal sedimentology. ASPG Memoir, 16, 275–282.*

DEMEK, J., 1969: Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development. *Rozpr. Čes. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 79, 4, 80.*

DOBKINS, J. E., jr. & FOLK, R. L., 1970: Shape development on Tahiti-nui. *J. sed. Petrology, 40, 4.*

DOMANICKÝ, A., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR – list Cinobaňa 1 : 50 000. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

DUBEN, J., 1926: Gejsír u Lučence. *Věstník pro vodní hospodářství Praha za rok 1926, 155–157.*

DUFF, P., MCL, D., HALLAN, A. & WALTON, E. K., 1971: Cyclic sedimentation (preklad do ruštiny). *Moskva, Mir, 1–282.*

DZÚRIK, J., TOMAGA, J. & VASS, D., 2007: Geotermálny vrt GTL-2. *Záverečná správa. Manuskript – Geofond Bratislava.*

DŽUPPA, P., zost., 1987: Slovensko – uhlie – geofyzika. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ĎAĎO, Š., 1955: Výpočet zásob k 1. 10. 1955 Juhoslovenská uhoľná panva (Ľuboriečka). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

## E

ELEČKO, M., GAÁL, Ľ., MELLO, J., PRISTAŠ, J., VASS, D. & VOZÁROVÁ, A., 1985: Geologická mapa Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria. Region. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

EMSZT, K., 1911: Az Ipolynytrai Időszakos szökőforrás. *Földt. Közl., 41, 11–12.*

## F

FEJFAR, O., 1964: The Lower Villafranchian Vertebrates from Hajnáčka near Fiľakovo in Southern Slovakia. *Rozpr. Ústř. Úst. geol., 30, 116.*

FEJFAR, O., 1970: Die Plio-Pleistozenen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce, VI. Cricetidae (Rodentia, Mammalia). *Mitt. Bayer. St.-Samml. Paläont. hist. Geol., 10, 277–296.*

FEJFAR, O. & HEINTRICH, W. D., 1985: Zur Bedeutung der Wirbeltierfundstätten von Ivanovce und Hajnáčka für die Sänge Tierpaläontologie im Pliozän und frühen Pleistozän in Europa: Kenntniesstand und Probleme. *Věst. Ústř. Úst. geol., 60, 4, 213–224.*

FEJFAR, O. & HEINTRICH, W. D., 1987 (Fejfar, 1964): Zur Biostratigraphischen Gliederung des jungeren Känozoikums in Europa an hand von Muriden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia). *Čas. Mineral. Geol., Praha, 32, 1, 1–16.*

FILO, M., et al., 1987: Geofyzikálny výskum metalogenetickej mapy Rochovce – Chyžné. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

FINGER, F., BROSKA, I., HAUNSCHMID, B., HRAŠKO, Ľ., KOHÚT, M., KRENN, E., PETRÍK, I., RIEGLER, G. & UHER, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazites from Western Carpathian basement granitoids: Plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), 92, 86–98.*

FODOR, L., 1992: Late Paleogene tectonics and sedimentation in the Buda and Gerecse Hills: Detailed studies as a basis for a working model of the entire Bakony Unit. *Terra Nova abstr. 4, Blackwell Sci. Publ., 21–22.*

FOLK, R. L., 1959: Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 43, 1–38.*

FORGÁČ, J., 1970: Trace elements in basalts of Slovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 239–260.*

FRANKO, O., 1966: Juhoslovenské akratotermy. *Geol. Práce, Zpr., 39, 145–156.*

FRANKO, O. & VASS, D., 1981: Výskyt a pôvod $CO_2$ vo vrte FV-1 – Blhovce. *Geol. Práce, Spr., 74, 121–132.*

FRAZIER, D. E. & OSANIK, A., 1961: Point-bar deposits, Old River Locksite, Louisiana. *Trans. Gulf. Coast Assoc. Geol. Soc., 11, 121–137.*

FRIEDMAN, G. M., 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sand. *J. sed. Petrology, 37, 2, 327–354.*

FUSÁN, O., IBRMAJER, J., PLANČÁR, J., SLÁVIK, J. & SMÍŠEK, M., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Bratislava, 15, 1–173.*

FUSÁN, O., SLÁVIK, J., PLANČÁR, J. & IBRMAJER, J., 1972: Geologická mapa podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát 1 : 500 000. *GÚDŠ Bratislava.*

FUSÁN, O., IBRMAJER, J. & PLANČÁR, J., 1979: Neotectonic blocks of the West Carpathians: Geodynamic investigations in Czechoslovakia, Final report. *Bratislava, Veda, SAV, 187–192.*

FUSÁN, O., BIELY, A., IBRMAJER, J., PLANČÁR, J. & ROZLOŽNÍK, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *GÚDŠ Bratislava, 5–123.*

## G

GAŠPARÍK, J., LUKAJ, V. & KOZAČ, J., 1967: Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu so stavom k 31. 12. 1966. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

GAŠPARIKOVÁ, V., 1986: Výskyt vrchnej kriedy v Rimavskej kotline. Správy o geol. výsk. *Region. geol. Západ. Karpát, Bratislava, 21, 97–100.*

GNOJEK, I., 1990: Geologický význam lokálních aeromagnetických anomálií v jižním gemeriku. *Mineralia Slov., 22, 4, 325–334.*

GNOJEK, I., 1990: Aerogeofyzikální obraz styčné zóny veporika s gemerikem medzi Lučencem a Revúcou. *Mineralia Slov., 22, 5, 421–428.*

GNOJEK, I. & JANÁK, F., 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

GRECULA, P. & VARGA, I., 1979: Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. *Mineralia Slov., 11, 5, 389–403.*

## H

HAÁZ, I. & KOMÁROMY, I., 1967–1968: Magyarország földmágneses térképes 200 000-es. Sorozät M-34-XXXII Salgótarján, L-34-I Tatabánya, L-34-II. *Manuskript – ELGI Budapest.*

HABLY, L., 1985: Ipolytarnóc alsó-miocén korú flórája (Early Miocene plant fossils from Ipolytarnóc, N. Hungary). *Geologica hung., Ser. geol.; paleont., 44–46, 73–255.*

HANO, V., 1967: Záverečná správa a výpočet zásob kameninových a žiaruvzdorných ílov z etapy podrobného prieskumu so stavom k 30. 11. 1967. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V. & SENEŠ, J., 1952: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach. *Geol. Sbor., Bratislava, 3, 3–4, 315–365.*

HANO, V. & LUKAJ, M., 1966: Záverečná správa a výpočet zásob z etapy VP keramických surovín so stavom k 31. 3. 1966. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V., zost., 1966: Tomášovce – Halič, žiaruvzdorné íly. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V. & LUKAJ, M., 1970: Záverečná správa a výpočet zásob keramických surovín z etapy VP so stavom k 31. 1. 1970. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V., zost., 1971: Horná Prievrana. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V., zost., 1972: Ipeľská dolina II – keramické suroviny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V., zost., 1973–1979: Vyšný Petrovec. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V., HASCH, I. & LUKAJ, M., 1973: Vyšný Petrovec – VP, kaolinické piesky – záverečná správa s výpočtom zásob, stav k 30. 6. 1973. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V., zost., 1977: Halič-Kopáň (Tomášovce) – tehliarske suroviny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V., zost., 1980: Lučenská kotlina – kaolín. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V., IVANČENKO, M., URBAN, V. & BONDARENKOVÁ, Z., 1980: Čiastková záverečná správa a výpočet zásob Lučenská kotlina, lokalita Tisovník II. Vyhľadávací prieskum – kaolinizované fylity, kaolinizované piesky so stavom k 31. 12. 1979. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HANO, V., zost., 1981: Kúpna hora – kaolinizované grafitické fylity. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R., 1987: Chronology of flucturating sea levels since the Triassic. *Science, 235, Washington, 1156–1167.*

HARMS, J. C., ed., 1963: Stratification in modern sands of the Red River. *J. Geol. (Louisiana), 71, 566–580.*

HARMS, J. C. & FAHNESTOCK, R. K., 1965: Stratification, bed forms, and flow phenomens (with an example from the Rio Grande). *Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists), 12, 84–115.*

HARZHAUSER, M. & PILLER, W. E., 2007: Benchmark data of a changing sea: Paleogeography, paleobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleontolog., 253, 8–31.*

HECKEL, P. H., 1972: Recognition of ancient shallow marine environments. *In: J. K. Rigby & W. K. Hambin (eds.): Recognition of ancient sedimentary environments. Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists), 16, 226–286.*

HOJSTRIČOVÁ, V., VASS, D. & ŽÁKOVÁ, E., 1995: Kontaktné a hydrotermálne účinky šiatorskej intrúzie na sedimenty fiľakovského súvrstvia (Cerová vrchovina). *Mineralia Slov., 27, 1, 20–28.*

HOLEC, G., 1968: Staré odstavené uhoľné bane na Slovensku. *Zbor. Slov. ban. Múz., Banská Štiavnica, 4, 83–100.*

HOLCOVÁ, K., DOLÁKOVÁ, N., VASS, D., ZÁGORŠEK, K. & ZELENKA, J., 1996: Morský vývoj v spodnom bádene v strhársko-trenčskej prepadline z pohľadu foraminiferových, machovkových a ostrakódových spoločenstiev a palynológie. *Mineralia Slov., 28, 2, 99–119.*

HOMEWOOD, P., 1981: Faciés et environments de dépôt de la Molasse de Fribourg. *Eclogae geol. Helv., 74, 29–36.*

HOMEWOOD, P. & ALLEN, P. A., 1981: Wave – tide and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 65, 2534–2545.*

HORNIŠ, J., 1976: Sedimentárnopetrografický výskum kvartéru Lučenskej kotliny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HORNIŠ, J., 1979: Mineralogicko-petrografická charakteristika kvartérnych sedimentov v doline Ipľa. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HORNIŠ, J., 1984: Správa o sedimentárnopetrografickom výskume kvartéru na liste 46-221 Fiľakovo/1. *In: D. Vass et al. (eds.): Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 46-221 Fiľakovo/1. Manuskript – Geofond Bratislava.*

HOVORKA, D. & LUKÁČIK, E., 1972: Xenoliths in andesites of the Massifs Karanč, Šiator (Southern Slovakia) and their geologic interpretation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 2, 297–303.*

HOVORKA, D. & FEJDI, P., 1979: Materiál vrchného plášťa v mladokenozoickej provincii alkalických olivinických bazaltov (bazanitov) Západných Karpát. *Mineralia Slov., 11, 3, 282.*

HOVORKA, D., ed., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *GÚDŠ Bratislava, 1–258.*

HRAŠKO, J., zost., 1980: Pôdna mapa SR 1 : 500 000. *In: Atlas Slovenskej socialistickej republiky, Bratislava, GÚ SAV a Slovenský ústav geodézie a kartografie.*

HRAŠKO, J., zost., 1991: Morfogenetický klasifikačný systém pôd ČSFR, 2. vyd. *Bratislava, VÚPÚ, 1–106.*

HRAŠKO, Ľ., 2004: Vývoj a charakteristika granitoidného magmatizmu v kohútskom pásme veporika a jeho styku s gemerikom [Dizertačná práca]. *Archív PrF UK, Bratislava, 126.*

HRONCOVÁ, Z., 1988: Točnica – okolie, kameninové a žiaruvzdorné íly. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HRONCOVÁ, Z., zost., 1983: Točnica – Podrečany, žiaruvzdorné a kameninové íly. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HRONCOVÁ, Z., zost., 1983: Točnica-juh, kameninové a žiaruvzdorné íly. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HRTÁNEK, B. & JURÁNI, B., 1969: Komplexný prieskum poľnohospodárskych pôd okresov Lučenec a Veľký Krtíš. *Manuskript – archív Výsk. úst. poľnohosp., Bratislava.*

HRUŠKOVIČ, S., zost., 1966: Breznička – kameninové íly a tehliarske suroviny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

HURAIOVÁ, M., DUBESSY, J. & KONEČNÝ, P., 1991: Composition and oxidation state of upper mantle fluids from Southern Slovakia. *Plinius, 5, 110–111.*

HURAIOVÁ, M., KONEČNÝ, P., KONEČNÝ, V., SIMON, K. & HURAI, V., 1996: Mafic and silicic igneous xenoliths in Late Tertiary alkaline basalts: Fluid inclusions and mineralogical evidence for a deep-crustal magmatic reservoir in the Western Carpathians. *Eur. J. Mineral, 8, 901–916.*

## CH

CHROMEC, M. & MINKO, J., 1961: Točnica – žiaruvzdorné íly, záverečná správa a výpočet zásob. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

CHROMEC, J., zost., 1961: Halier – tehliarske suroviny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

CHROMEC, J., zost., 1962: Ipeľská dolina – keramické a žiaruvzdorné suroviny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

CHROMEC, J., zost., 1964: Točnica – žiaruvzdorné a keramické íly. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

CHROMEC, M. & OČENÁŠ, D., 1964: Radzovce – napenená čadičová láva – vyhľadávací prieskum. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

## I, J

IBRMAJER, J., 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v merítku 1 : 200 000. Záverečná správa ÚGF Brno za roky 1957–1960. *Manuskript – archív Úst. geofyziky Brno.*

JABLONSZKY, J., 1914: A tarnóczi mediterrán flóra. *Magy. Kir. földt. Intéz. Évk., Budapest, 22, 227–274.*

JURKOVIČOVÁ, H., VASS, D. & ELEČKO, M., 1990: Bátčanské vápence kišcelu juhoslovenskej panvy. *Mineralia Slov., 22, 3, 263–271.*

## K


KANTOR, J., 1960: Kriedové orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika (kohútske pásmo). *Geol. Práce, Spr., 19, 5–27.*

KANTOR, J. & WIEGEROVÁ, V., 1981: Radiometric ages of some basalts of Slovakia by $^{40}Ar/K^{40}$ method. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 1, 29–34.*

KANTOR, J., ĎURKOVIČOVÁ, J., WIEGEROVÁ, V. & SLÁDKOVÁ, M., 1988: Rádiometrický vek ryolitového tufu z vrtu EV-2 od Ľuboriečky (Lučenská kotlina). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KANTOROVÁ, V., 1970: Orientačné mikrobiostratigrafické zhodnotenie podložia Poltárskej formácie vo vrtoch PR-22, PR-23, PR-24. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KANTOROVÁ, V., 1980: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie morských terciérnych sedimentov z listu Jesenské a Hostice. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KANTOROVÁ, V., 1981: Mikrobiostratigrafická charakteristika sedimentov z listu 46 222 Fiľakovo/2, 46 224 Fiľakovo/4, 46 242 Šalgótarján/2. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KANTOROVÁ, V., 1982: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie terciérnych morských sedimentov z listu 1 : 25 000 Poltár/2 (Hrachovo) podľa foraminifer. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KANTOROVÁ, V., 1983: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie vzoriek terciérnych morských sedimentov z listu Fiľakovo/3. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KANTOROVÁ, V., 1984: List Fiľakovo/1, mikrobiostratigrafické zhodnotenie terciérnych sedimentov na základe foraminifer. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KANTOROVÁ, V., 1985: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie vzoriek z listu Lučenec/4 podľa foraminiferovej mikrofauny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KANTOROVÁ, V., 1986: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie vzoriek z listu Lučenec/2 podľa foraminiferovej mikrofauny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KAROLUSOVÁ, E., 1972: Andezit z kameňolomu Bukovinka. *Geol. Práce, Spr., 59, 69–86.*

KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S., 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta geol. Acad. Sci. hung., 281, 2, 71–84.*

KLINEC, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, Bratislava, 6, 7–29.*

KLINEC, A. & MIKO, O., 1973: Kryštalinikum v podloží neogénu JV od Veľkého Krtíša. *Geol. Práce, Spr., 61, 183–187.*

KLOBUŠICKÝ, K. & LINKEŠ, V., 1969: Komplexný prieskum poľnohospodárskych pôd okresu Rimavská Sobota. *Manuskript – archív VÚPR Bratislava.*

KLUBERT, J., zost., 1986: Záverečná správa úlohy Rimavská a Lučenská kotlina, hnedé uhlie. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KOLBENHEYER, T., 1951: Gravimetrické práce na južnom Slovensku, oblasť Lučenec, rok 1950. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KONEČNÝ, P., HURAIOVÁ, M. & BIELIK, M., 1999: P-T-X-$fO_2$ conditions in upper mantle: Evidence from lherzolitic xenoliths hosted by Plio-Pleistocene alkali basalts (Southern Slovakia). *Geolines, 9, 59–66.*

KONEČNÝ, P., KONEČNÝ, V., LEXA, J. & HURAIOVÁ, M., 1995: Mantle xenoliths in alkali basalts of Southern Slovakia. *Acta vulcanologica, 7, 2, 241–247.*

KONEČNÝ, V., 1969: Litofaciálna analýza stavby vulkanosedimentárnych formácií južnej periférie neovulkanitov. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – GÚDŠ Bratislava.*

KONEČNÝ, V., 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. *Geol. Práce, Spr., 51, 5–41.*

KONEČNÝ, V. (ed.), 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria, 1 : 50 000. *Manuskript – Geofond Bratislava, 1–304.*

KONEČNÝ, V., PRISTAŠ, J. & VASS, D., 1978: Geologická mapa Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny. *GÚDŠ Bratislava.*

KONEČNÝ, V., BALOGH, K., ORLICKÝ, O., LEXA, J. & VASS, D., 1995: Evolution of the Neogene – Quaternary alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (West Carpathians). *Proceedings XI. Congress of the Carpatho-Balkan geol. Assoc. Athens, 533–538.*

KONEČNÝ, V., LEXA, J., BALOGH, K. & KONEČNÝ, P., 1995: Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: Volcanic forms and time evolution. *Acta vulcanologica, 7, 2, 167–171.*

KONEČNÝ, V., KUBEŠ, P. & ZUBEREC, J., 2000: Geologicko-geofyzikálny prieskum maarových štruktúr na Slovensku. *In: Zbor. abstraktov z konferencie v Liptovskom Jáne 8.–9. novembra 2000 k jubileu V. Čechoviča. GÚDŠ Bratislava, 50–52.*

KONEČNÝ, V. & LEXA, J., 2000: Pliocene to Pleistocene alkali basalt diatremes and maars of Southern Slovakia a common model of their evolution. Terra Nostra 200/6 Maar Conference, Dann Vulkaneifel, 220–232.

KONEČNÝ, V., BALOGH, K., ORLICKÝ, O., VASS, D. & LEXA, J., 2002: Timing of the Neogene – Quaternary alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (Western Carpathians). *Proceedings of the XVII$^{th}$ Congress of CBGA. Geol. Carpath., 53, Special issue.*

KÓNYA, A., BODNÁR, J. & HUSÁK, Ľ., 1978: Záverečná správa o refrakčnom seizmickom prieskume v roku 1977. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KORIKOVSKIJ, S. P., PUTIŠ, M. & PLAŠIENKA, D., 1997: Cretaceous low-grade metamorphism of the Veporic and North Gemeric Zones: A result of collisional tectonics in the Central Western Carpathians. *In: P. Grecula, D. Hovorka, M. Putiš (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov., Monogr., 107–130.*

KORMOS, TH., 1917: Die pliozänen Schichten von Ajnácskó und ihre Fauna. *Jber. Ung. Geol. R. Anst., 1915, 564–582.*

KRÁĽ, J., 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 269–276.*

KRAUS, I., 1968: Mineralogical-genetical Study of Clay Sediments of the Poltar Formation Southern Slovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 10, 2, 389–407.*

KRAUS, I., 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., Bratislava, 13, 1–287.*

KRAUS, I., GERTHOFFEROVÁ, H. & KRIŽÁNI, I., 1966: The occurrence of halloysite in deposite of the Poltar Formation. *Geol. Sbor. Geol. carpath., 1, 17, 1, 117–130.*

KRAUS, I. & HORVÁTH, I., 1972: To the problem of "fire clay mineral". *Internat. Clay, Conf. Kaolin, Symposium Madrid, 3–15.*

KRENNER, J. S., 1867: Observation in Hajnáčka. *Magy. Földt. Társ. Munkás, Budapest, 3, 113–132.*

KRIŽÁNI, I., 1967: Záverečná správa s výpočtom zásob z ložiska žiaruvzdorných pieskov a ílu. Dechtaník, stav k 1. 12. 1967. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KRYSTEK, I., in HOMOLA, V., ed., 1958: Litologický a stratigrafický profil opěrné vrtby Bušince-1. *Práce Úst. naft. Výzk., 10, 41, 33–48.*

KUBEŠ, P., ŠEFARA, J., TKÁČOVÁ, H., et al., 1999: Vyhľadávanie hlbinného úložiska vyhoreného jadrového paliva a vysokoaktívnych Ra – odpadov, Etapa VYL – 02 – 98. Geofyzikálny prieskum perspektívnych oblastí. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KUBEŠ, P., ed., BIELIK, M., DANIEL, S., ČÍŽEK, P., FILO, M., GLUCH, A., GRAND, T., HRUŠECKÝ, I., KUCHARIČ, Ľ., MEDO, S., PAŠTEKA, R., SMOLÁROVÁ, E., ŠEFARA, J., TEKULA, B., UJPÁL, Z., VALUŠIAKOVÁ, A., BEZÁK, V., DUBLAN, Š., ELEČKO, M., HATÁR, J., HRAŠKO, Ľ., IVANIČKA, J., JANOČKO, J., KALIČIAK, M., KOHÚT, M., KONEČNÝ, V., MELLO, J., POLÁK, M., POTFAJ, M., ŠIMON, L., VASS, D. & VOZÁR, J., 2001: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Záverečná správa. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KUČEROVÁ, K., in VASS, D., zost., 1985: Mikropaleontologické a biostratigrafické zhodnotenie vrtu Be-2 (Muľa). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

KUKAL, Z., 1985: Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentu. *Praha, Ústř. Úst. geol., 80.*

KUKAL, Z., 1985: Vývoj sedimentů Českého masívu. *Knih. Ústř. Úst. geol., 61.*

KUMAR, N. & SANDERS, J. E., 1974: Inlet sequence: A vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology, 21, 491–532.*

KUTHAN, M., ed., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M-34-XXXII Zvolen. *Manuskript – Geofond Bratislava, 1–132.*

KUTHAN, M., ed., 1964: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXXII Zvolen. *Praha, Ústř. Úst. geol.*

KUŽVART, M., 1977: Aspects of kaolin genesis. *Proc. 8th Int. Kaolin Symp. and Meeting on Alunite. Madrid – Rome. 1–12.*

## L

LACIKA, J., 1989: Morfoštruktúra Cerovej vrchoviny. *In: Zbor. referátov z geografického seminára. Prešov, 37–42.*

LACIKA, J., 1990: Transformácia vulkanického reliéfu na príklade Cerovej vrchoviny. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, 42, 4.*

LACIKA, J. & URBÁNEK, J., 1998: New morphostructural division of Slovakia. *Slovak Geographical Journal, Bratislava, 4, 1, 36–40.*

LAFFERS, F. & GEMBALOVÁ, M., zost., 1990: Ľuboriečka – Červeňany, hnedé uhlie, vyhľadávací prieskum. Záverečná správa s výpočtom zásob. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

LEHOTAYOVÁ, R., 1981: Vápnitá nanoflóra niektorých vzoriek z listov Fiľakovo, Radzovce, Hodejov, Hajnáčka. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

LEHOTAYOVÁ, R., 1982: Miocene nannoplankton zones in West Carpathians. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., Bratislava, 8, 91–110.*

LEHOTAYOVÁ, R., 1982: Vápnitá nanoflóra terciéru na liste mapy Poltár/2. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

LEHOTAYOVÁ, R., 1983: Vápnitá nanoflóra terciéru z listu Fiľakovo/3, Šalgótarján. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

LEHOTAYOVÁ, R., 1984: Lower Miocene calcareous nannoflora of the West Carpathians. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., Bratislava, 9, 99–109.*

LEHOTAYOVÁ, R., 1984: Vápnitá nanoflóra širšieho okolia Lučenca, Fiľakova (k úlohe 111-02). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

LEHOTAYOVÁ, R., 1985: Vápnitá nanoflóra miocénu na liste Lučenec-4. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

LENK-CHEVITCH, P., 1959: Beach and stream pebbles. *J. Geol., 67, 103–110.*

LEŠKO, B. & VARGA, I., 1980: Alpské prvky v stavbe Západných Karpát a ich význam. *Mineralia Slov., 12, 2, 97–130.*

LUKNIŠ, M., zost., 1954: Všeobecná geomorfológia I. Vysokoškolské učebné texty. Univ. Komen., Bratislava.

LUKNIŠ, M., 1972: Slovensko II. *Príroda. Bratislava, Obzor, 1–917.*

LUPTÁK, B., JANÁK, M., PLAŠIENKA, D., SCHMIDT, S. TH. & FREY, M., 2000: Chloritoid-kyanite schists from the Veporic Unit, Western Carpathians: Implications for Alpine (Cretaceous) metamorphism. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 80, 213–223.*

LUPTÁK, B., JANÁK, M., PLAŠIENKA, D. & SCHMIDT, S. TH., 2003: Alpine low-grade metamorphism of the Permian-Triassic sedimentary rocks from the Veporic Superunit, Western Carpathians: Phyllosilicate composition and "crystalinity" data. *Geol. Carpath., 54, 6, 367–375.*

## M

MAHEĽ, M., 1953: Hydrogeologický opis povodia Ipľa. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

MARKOVÁ, M., 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. *Západ. Karpaty, Bratislava, 8, 79–168.*

MARKOVÁ, M., 1971: Ročná správa 1969: Predbežné sedimentárnopetrografické vyhodnotenie a dokumentácia vzoriek z vrtu MV-12 Kováčovce. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

MARKOVÁ, M., 1977: Mineralogicko-geochemický a petrografický výskum treťohorných sedimentov Rimavskej kotliny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

MARKOVÁ, M., 1980: Mineralogicko-petrografický a geochemický výskum terciérnych sedimentov Lučenskej kotliny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

MARKOVÁ, M., 1982: Správa o mineralogicko-petrografickom vyhodnotení vzoriek z vrtu JH-1 Nižný Skálnik. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

MARKOVÁ, M., 1984: Analýza ťažkých minerálov v terciérnych sedimentoch na liste Fiľakovo/1 a 4. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

MARKOVÁ, M., 1984: Mineralogicko-petrografické vyhodnotenie niektorých vzoriek z Lučenskej a Rimavskej kotliny. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

MÁRTON, E., VASS, D. & TÚNYI, I., 1995: Mladotreťohorné rotácie megajednotky Pelsö a priľahlých centrálnych Západných Karpát. *Knih. Zem. Plyn Nafta, Hodonín, 16, 97–108.*

MÁRTON, E. & FODOR, L., 1995: Combination of paleomagnetic and stress data: A case studes from North Hungary. *Tectonophysics, 242, 99–114.*

MÁRTON, E., VASS, D. & TÚNYI, I., 1996: Rotation of the South Slovak Paleogene and Lower Miocene rocks indicated by paleomagnetic data. *Geol. Carpath., 47, 31–41.*

MÁRTON, E. & MÁRTON, R., 1996: Large scale rotations in North Hungary during the Neogene as indicated by paleomagnetic data. *In: A. Moris & D. H. Tarling (eds.): Paleomagnetism and Tectonic of the Mediterranean region. Geol. Soc. Spec. Publ., 105, 153–173.*

MÁRTON, E., VASS, D., TÚNYI, I., MÁRTON, P. & ZELENKA, T., 2007: Paleomagnetic properties of the ignimbrites from the famous fossil footprints sits, Ipolytarnoóc (on the Hungarian–Slovak frontier and their age assignements). *Geol. Carpath., in press.*

MAŠÍN, J., zost., 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR, 1 : 200 000. *Manuskript – archív Český geol. ústav, pobočka Brno.*

MATULA, M. & PAŠEK, J., 1986: Regionálna inžinierska geológia ČSSR. *Bratislava, Alfa. Praha, SNTL, 1–295.*

MAZÚR, E., 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria. *Bratislava, Veda, SAV, 185.*

MAZÚR, E. & LUKNIŠ, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. *Geogr. Čas., 30, 2, 101–125.*

MCBRIDE, E. F., 1974: Significance of color in red, green, purple, olive, brown and gray beds of Difunta Group. Northeastern Mexico. *J. sed. Petrology, 5, 44, 760–773.*

MCDONALD, G. H. & KATSURA, T., 1964: Chemical composition of Hawaian lavas. *J. Petrology, 5, 82–133.*

MEIN, P., 1975: Biozonation du neogéne Méditerraneé a partir des Mammiféres. *Proceedings of the VI$^{th}$ Congress, RCMNS, 2, Bratislava.*

MELLO, J. & SNOPKOVÁ, P., 1973: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov gombaseckého lomu. *Geol. Práce, Spr., 61, 239–253.*

MELLO, J. & SALAJ, J., 1982: Nález vápencov gosauskej kriedy v údolí Miglinca (Slovenský kras). *Geol. Práce, Spr., 77, 49–54.*

MIHALIKOVÁ, A., 1966: Petrografická a petrochemická charakteristika bazaltov juhovýchodného Slovenska. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, Bratislava, 5, 151–190.*

MIHALIKOVÁ, A. & ŠÍMOVÁ, M., 1989: Geochémia a petrológia vrchnomiocénnych a pliocénno-pleistocénnych bazaltov stredného a južného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., Bratislava, 12, 7–142.*

MICHALÍK, J., ŠIMON, L. & VOZÁR, J., 2002: Proceedings of the XVII$^{th}$ Congress of Carpatho-Balkan geological association. *Bratislava, Sept., 1.–4., 2002, 1–242.*

MILLER, D. N. & FOLK, R. L., 1955: Occurrence of detrital magnetite and ilmenite in sediments: New approach to significance of red beds. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 39, 338–345.*

MIŠÍK, M., 1956: Sedimentárno-petrografické štúdium poltárskej formácie. *Geol. Práce, Soš., 43, 91–139.*

MIŠÍK, M., 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. *Geol. Práce, Zpr., 16, 61–79.*

MIŠÍK, M., 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalinické fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. *In: Konferencie, sympóziá, semináre, Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 35–46.*

## N

NAGLE, J. S., 1967: Wave and current orientation of shells. *J. sed. Petrology, 37, 4, 1124–1138.*

NAGYMAROSY, A., 1990: Paleogeographical and paleotectonical outlines of some Intracarpathian Paleogene Basins. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 3, 259–274.*

NEMČOK, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. *Bratislava, Veda, 1–319.*

NĚMEJC, F., 1960: Zpráva o floristicko-stratigrafických výzkumech v neogénu karpatském (týká se hlavně jižního Slovenska). *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1958, Praha, 112–114.*

NĚMEJC, F., 1967: Paleofloristické studie v neogénu Slovenska. *Sbor. Nár. Muz., Ř. B, XXIII B/I, 1–32.*

## O

OBERNAUER, D., 1969: Geofyzikálny výskum Rimavskej kotliny, západná časť. Správa za rok 1968. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

OGNJANOVA-RUMENOVA, N. & VASS, D., 1998: Paleoecology of the Late Miocene maar lakes of Podrečany basalt Formation, Southern Slovakia on the basis of siliceous microfossils. *Geol. Carpath., 49, 5, 351–368.*

ONDREJIČKOVÁ, A., 1962: O veku oligo-miocénnych šlírových fáun južného Slovenska. *Geol. Práce, Zoš., 63, 141–145.*

ONDREJIČKOVÁ, A., 1972: Eggenburgian mollusc of Southern Slovakia. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, Bratislava, 16, 5–147.*

ONDREJIČKOVÁ, A., 1988: Biostratigrafická a biofaciálna charakteristika sedimentov Lučenskej kotliny na základe mäkkýšov. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ORLICKÝ, O., KROPÁČEK, V. & VASS, D., 1982: Paleomagnetizmus a rádiometrický vek alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska. *Mineralia Slov., 14, 2, 97–116.*

ORVAN, J., 1961: Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov a poltárskej formácie údolia Ipľa. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

OYAMA, M. & TAKEHARA, H., 1970: Revised standart soil charts. Tokyo. 14 p + charts.

## P

PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J., eds., 1973: Chronostratigraphie und Neostratotypen Miozän der central Paratethys. Bd. III. M2, Ottnangien. *Bratislava, Veda, SAV, 7–841.*

PASSEGA, R. & BYRAMJEE, R., 1969: Grain-size of clastic deposits. *Sedimentology, 13, 233–252.*

PAVLEKOVÁ, V., 1956: Průzkum cihlářských surovin v ČSR – Poltár II. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

PAVLEKOVÁ, V. & HLAVATÝ, J., 1957: Průzkum cihlářskych surovin v ČSR – Poltár I a III. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

PÁLFY, J., MUNDIL, R., RENNE, P. R., BERNOR, R. L., KORDOS, L. & GASPARIK, M., 2007: U–Pb and $^{40}Ar/^{39}$ Ar dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnóc (Hungary) and its implication. *Earth planet. Sci. Lett., 258, 160–174.*

PEŠÁK, R., zost., 1968: Závěrečná zpráva z pokusných seizmických prací v oblasti středoslovenských neovulkanitů. *Manuskript – archív Geofyzika Brno.*

PÉCSI, M. & SOMOGYI, S., 1980: Magyarország Munkártérképe. *Magyar Tudományos Akadémia, Budapest.*

PILOUS, V., 1982: Pseudokrasové dutiny v neovulkanitech jižního Slovenska. *Čs. Kras, 32, 73–84.*

PLANČÁR, J., FILO, M., ŠEFARA, J., SNOPKO, L. & KLINEC, A., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., Bratislava, 2, 7–144.*

PLANDEROVÁ, E., 1966: Palinologické zhodnotenie vrtov RK-1, RK-2, RK-3. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

PLANDEROVÁ, E., 1972: Pliocene sporomorphs from the West Carpathians Mts. and their stratigraphic interpretation. *Geol. Práce, Spr., 59, 209–283.*

PLANDEROVÁ, E., 1978: Microflorizones in Neogene of Central Paratethys. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., Bratislava, 3, 7–34.*

PLANDEROVÁ, E., 1982: Prvý nález visénskej mikroflóry v gemeridách na Slovensku. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., Bratislava, 8, 111–126.*

PLANDEROVÁ, E., 1986: Biostratigrafické zhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia. *Geol. Práce, Spr., 84, 113–118.*

PLANDEROVÁ, E., 1990: Miocene microflora of Slovak Central Paratethys and its biostratigraphical significance. *Bratislava, GÚDŠ, 1–144.*

PLANDEROVÁ, E. & VOZÁROVÁ, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. *Geol. Práce, Spr., 70, 129–141.*

PLANDEROVÁ, E. & VOZÁROVÁ, A., 1982: Biostratigraphical correlation of the Late Paleozoic formations in the West Carpathians. *Newsletter No 4, IGCP Project No 5, 67–71.*

PLAŠIENKA, D., JANÁK, M., HACURA, A. & VRBATOVIČ, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínsky metamorfovaných hornín veporika. *Mineralia Slov., 21, 1, 43–52.*

PLAŠIENKA, D., GRECULA, P., PUTIŠ, M., KOVÁČ, M. & HOVORKA, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: An overview. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov., Monogr., Bratislava, 1–370.*

POLA, I., 1963: Výzkum a interpretace gravimetrických měření (oblast mezi Hnúšťou – Kocihou). Závěrečná zpráva za roky 1961–1963. *Manuskript – archív Geofyzika Brno.*

POLÁŠEK, S., 1955: Zpráva o prohlídce svážného území na trati Rimavská Sobota – Poltár. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

POSPÍŠIL, L., BEZÁK, V., NEMČOK, J., FERANEC, J., VASS, D. & OBERNAUER, D., 1989: Muránsky tektonický systém – významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 21, 4, 305–322.*

PRISTAŠ, J., 1968: Geologický výskum kvartéru Lučenskej kotliny na listoch Lučenec (M-34-136-A) a Cinobaňa (m-34-124-C). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

PRISTAŠ, J., 1969: Geologický výskum kvartéru východnej časti Lučenskej kotliny na listoch Poltár (m-34-124-D) a Fiľakovo (m-34-136-B). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

PRISTAŠ, J., 1970: Geologický výskum kvartéru západnej časti Rimavskej kotliny na listoch Rimavská Sobota (M-34-125-C) a Rimavská Seč (M-34-137-A). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

PRISTAŠ, J., 1971: Geologický výskum kvartéru východnej časti Rimavskej kotliny na listoch 1 : 50 000 Šafárikovo a Číž. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

PRISTAŠ, J., 1981: Kvartér Ipeľskej kotliny a priľahlej časti Krupinskej planiny. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – GÚDŠ Bratislava.*

PRISTAŠ, J., zost., 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 list 36-443 Poltár/3 a západnej časti listu 36-444 Poltár/4. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

PRISTAŠ, J., zost., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 list 46-221 Fiľakovo/1. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

PUCHNEROVÁ, M., HUSÁK, Ľ., PAVLÍKOVÁ, S., LANC, J., KUBEŠ, P., SZALAIOVÁ, V., ŠANTAVÝ, J., VASS, D., KONEČNÝ, V., ELEČKO, M., ŠUCHA, V., HORÁK, J. & KOZÁČ, J., 1994: Geofyzikálny prieskum roponosných bridlíc na Slovensku. Priebežná správa. *Manuskript – archív Geocomplex Bratislava.*

PUCHNEROVÁ, M., ZBOŘIL, L., VASS, D., KONEČNÝ, V., ELEČKO, M., LANC, J., KUBEŠ, P., ŠANTAVÝ, J. & SZALAIOVÁ, V., 1996: Geofyzikálny výskum roponosných bridlíc na Slovensku. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

## R

RAKOVÁ, J., 1993: Vápnitý nanoplanktón v spodnom miocéne z vrtu LKŠ-1 (juhozápadná časť Lučenskej kotliny). *Geol. Práce, Spr., 97, 89–97.*

RAKÚS, M. (ed.), 1990: Paleogeographic development of the West Carpathians: Anisian to Oligocene in evolution of the northern margin of Tethys. *IGCP 198 series Mem. Soc. géol. France. Nouvelle serie No. 154, 39–62.*

RAKÚS, M., DERCOURT, J. & NAIRN, A. E. M., eds., 1988–1990: Evolution of the Northern Margin of Tethys. *The Results of IGCP Project 198 Vol. I–III. Occ. Pub. ESRI: New Series No. 3–5, South Carolina. I. 1–244, II. 1–214, III. 1–220.*

REINECK, H. E. & SINGH, I. B., 1973: Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. *Springer – Verlag, Berlin, 4–439.*

REPČOK, I., 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., Bratislava, 8, 59–104.*

REPČOK, I., 1987: Vek niektorých vulkanitov Krupinskej planiny, Burdy a Cerovej vrchoviny metódou stôp po delení uránu. *Geol. Práce, Spr., 86, 173–177.*

RÖGL, F. & STEININGER, F., 1984: Neogene Paratethys. Mediterranean and Indo-Pacific seaways: Implications for the paleobiogeography of marine and terrestrial biotas. Fossilis and Climate. *John Wiley and Sons Ltd., London, 171–200.*

RUSSEL, P. L., 1990: Oil Shales of the World: Their origin, occurrence and exploitation. *Pergamon Press, Oxford, 1–753.*

## S

SABOL, M. (ed.)., 2004: Early Villanian site of Hajnáčka 1 (S. Slovakia). *Gemer–Malohont Museum, Rimavská Sobota, 1–143.*

SAMES, C. W., 1966: Morphometric data of some recent pebble associations and their application to ancient deposits. *J. sed. Petrology (Tulsa), 1, 36, 126–142.*

SCHAFARZIK, F., 1899: Daten zur Geologie der Knochenfundstätte von Ajnácskó. *Földt. Közl., 29, 363–366.*

SIMONS, D. B. & RICHARDSON, E. V., 1961: Forms of bed roughness in alluvial channels. *Amer. Soc. Civ. Engrs. Proc. HY 3, 87, 87–105.*

SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V. & NORDIN, C. F., 1965: Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. *In: G. V. Middleton (ed.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Spec. Publ., 12, 34–52.*

SITÁR, V. & DIANIŠKA, J., 1979: Flóra v mladoterciérnych vulkanitoch od Vyšného a Nižného Skálnika. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., Bratislava, 4, 147–159.*

SITÁR, V. & KVAČEK, Z., 1997: Additions and revisions to the Early Miocene flora of Lipovany (S. Slovakia). *Geol. Carpath., 48, 4, 263–280.*

SLAVÍKOVÁ, K., in HOMOLA, V., ed., 1958: Litologický a stratigrafický profil opěrné vrtby Bušince-1. *Práce Úst. naft. Výzk., 10, 41, 27–32.*

SNOPKOVÁ, P., 1975: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu DV-1 (lokalita Dlhá Ves). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

SNOPKOVÁ, P., 1994: Palynologické vyhodnotenie alginitu vo vrtoch VPA-1,2,3 lokalita Pinciná, Lučenská kotlina. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

SNOPKOVÁ, P. & BAJANÍK, Š., 1979: Preukázanie devónu (givet-frasn) vo vrte FV-1 Blhovce. *Geol. Práce, Spr., 72, 7–17.*

SOUTHARD, J. B. & BOGUCHWALD, L. R., 1990: Bed configuration in steady unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data. *J. sed. Petrology, 60, 5, 658–679.*

STÁRKA, V., 1968: Pseudokrasové sluje v čedičovém příkrovu Pohanského vrchu u Hajnáčky. *Čs. Kras, 19, 81–86.*

STEININGER, F. & SENEŠ, J., eds., 1971: Chronostratigraphie und Neostratotypen Miozän der zentral Paratethys Bd II. M1 Eggenburge. *Bratislava, Veda, SAV, 7–827.*

SUCHOMEL, J., 1964: Zpráva o sondovacích pracích provedených na místě sesuvu u čela vzdušného přechodu strže ropovodu Družba. I. etapa v kilometru 187, 523–187, 551. Chemoprojekt Přerov. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

SZABÓ, J., 1861: Geology of Hajnáčka. *Magy kir. term. tudom. And. Közlem., Budapest, 32–47.*

SZABÓ, J., 1865: Pogányvár hill of Gemer country as a basalt crater. *Math. Term. Közlem., Budapest, 3, 334–335.*

SZTANÓ, O., 1992: Paleogeographic significance of tide-influenced deposition. Early Miocene. Northern Hungary. *Terra Nova, abstr. Suppl., 4, 2, 65.*

SZTANÓ, O., 1994: The tide-influenced Pétervására sandstone, Early Miocene, Northern Hungary. *Geologica ultraiect. (Utrecht), 120, 1–154.*

## Š

ŠALAGA, I., 1967: Ipeľ III. – hydrogeologický prieskum prebudovania pozorovacej siete podzemných vôd v povodí Ipľa. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ŠÁLY, R., 1978: Pôda, základ lesnej produkcie. *Bratislava, Príroda, 1–235.*

ŠEFARA, J., et al., 1970: Geofyzikálny výskum Rimavskej kotliny za rok 1969. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ŠEFARA, J., zost., 1970: Geofyzikálny výskum Rimavskej kotliny. Správa o prácach za rok 1969. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ŠEFARA, J., zost., 1971: Geofyzikálny výskum Lučensko-Rimavskej kotliny. Správa o prácach za rok 1970. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ŠEFARA, J., HUSÁK, Ľ., FILO, M. & MÁJOVSKÝ, J., 1971: Geofyzikálny výskum Lučensko-Rimavskej kotliny. Záverečná správa. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ŠEFARA, J., zost., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ŠIKIČ, K. & ŠIKIČ, L., 1979: Distribution of Paleogene in central and northern part of Croatia and in neighbouring parts of Slovenia. *In: K. Drobne (ed.): 16th European micropaleontological colloquium. Geological development in Slovenia and Croatia. Guidebook, Ljubljana, 113–121.*

ŠKVARKA, L., ed., 1975: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list 46 a 47 Lučenec a Rimavská Seč. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ŠKVARKA, L., 1988: Hydrogeologická mapa Lučenskej kotliny 1 : 50 000. *Geofond Bratislava.*

ŠKVARKA, L., VASS, D., ONDREJÍČKOVÁ, A. & ELEČKO, M., 1989: Nové poznatky o južnej časti strhársko-trenčskej prepadliny. *Spr. o výsk. GÚDŠ Bratislava, 69–74.*

ŠUTOVSKÁ, K., 1990: Paleoekológia bentóznych foraminifer oligocénu a miocénu tylovej a vnútornej molasy Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív PrF UK Bratislava.*

ŠUTOVSKÁ, K., 1993: Morský otnang v Ipeľskej a Lučenskej kotline. *Sborník VII. uhelné geologické konference katedry ložiskové geologie Přírodovědecké fakulty University Karlovy. 26.–28. ledna 1993. Praha, 201–202.*

ŠUTOVSKÁ, K. & KANTOR, J., 1992: Oxygen and carbon isotopic analysis of Karpatian foraminifera from LKŠ-1 borehole (Southern Slovakian basin). *Mineralia Slov., 24, 3–4, 209–218.*

ŠUTOVSKÁ-HOLCOVÁ, K., VASS, D. & KVAČEK, Z., 1993: Opatovské vrstvy: vrchnoegerské sedimenty delty v Ipeľskej kotline. *Mineralia Slov., 25, 6, 428–436.*

## T

THÖNI, M., PETRÍK, I., JANÁK, M. & LUPTÁK, B., 2003: Preservation of Variscan garnet in Alpine metamorphosed pegmatite from Veporic Unit, Western Carpathians: Evidence from Sm-Nd isotope data. *J. Czech. Geol. Soc., 48, 1–2, 123–124.*

TKÁČOVÁ, H., 1969: Záverečná správa o geoelektrickom prieskume Podrečany – Rimavská Baňa, vyhľadávací prieskum (magnezit – siderit). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

TOMEK, Č., ed., 1989: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T. *Mineralia Slov., 21, 1, 3–26.*

TRASK, P. D., 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum. *Gulf Publ., 1–67.*

TRICART, J., 1960: Zagadnienia geomorfologiczne. *Warszawa, Panstwowe wydaw. naukowe, 1–164.*

TYRÁČEK, J., 1987: K problematice stupňového členění kvartéru. *In: Stratigrafické problémy kvartéru. Čas. Mineral. Geol., 32, 3, 225–227.*

## V

VAIL, P. R., MITCHUM, M. & THOMPSON, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3. Relative changes of sea, level from coastal onlap. *In: C. E. Payton (ed.): Seismic stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration, AAPG, 26, 63–810.*

VARGA, I., 1973: Záverečná správa SGR-juh, VP-Hg, Cu a ostatné farebné kovy. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., 1960: Zpráva o geologickom mapovaní východne od rieky Ipeľ. *Geol. Práce, Zpr., 18, 99–108.*

VASS, D., 1963: Tectonic mobility and its effect upon the Miocene sedimentation of the Ipeľská kotlina Basin. *Geol. Práce, Zpr., 28, 145–150.*

VASS, D., 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny v miocéne. [Kandidátska práca.] *Manuskript – knižnica Geol. laboratória SAV Bratislava.*

VASS, D., 1969: Paleogeography of the Ipeľ-Rimava basin based on the analysis of the thickness of its filling. *Západ. Karpaty, Bratislava, 11, 182–197.*

VASS, D., 1970: Genéza pieskovcov v okolí obce Tachty. *Geol. Práce, Spr., 55, 173–186.*

VASS, D., 1976: Molasové panvy a globálnotektonický model Karpát. *In: Zbor. referátov ved. konferencie Československá geológia a globálna tektonika (Smolenice 1976). GÚDŠ Bratislava, 111–117.*

VASS, D., 1977: Príbelské vrstvy, ich sedimentárne textúry a genéza. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., Bratislava, 2, 145–198.*

VASS, D., 1979: Genesis of inner-molasse basins in West Carpathians in light of leading function of mantle in earth crust development. *In: M. Maheľ & P. Reichwalder (eds.): Czechoslovak geology and global tectonic. Bratislava, Veda, 183–197.*

VASS, D., 1980: Principles of subdivision and principal types of the West Carpathian molasse basins and depressions. *Veröff. Potsdam, Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, 58, 155–175.*

VASS, D., 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. [Dok. dizert. práca.] *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., 1985: Prognózny ložiskový výskum uhlia a lignitu v Lučenskej kotline. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., 1987: Blocks of West Carpathians and Neogene molasse basins. *Ann. Inst. Publ. Hung. Proceedings of the VII$^{th}$ RCMNS Congress, vol. 70, Budapest, 293–421.*

VASS, D., 1989: Alpine molasse basin as a mirror of genesis and development of block structure in the West Carpathians. *Z. geol. Wiss. (Berlin), 17, 9, 879–885.*

VASS, D., 1995: Odraz globálnych zmien morskej hladiny na severnom okraji maďarského paleogénu vo fiľakovskej a v novohradskej panve. *Mineralia Slov., 27, 3, 193–206.*

VASS, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. *Manuskript – Geofond Bratislava, 1–2002.*

VASS, D., 2003: The reason of the faults orthogonal relationship in the Western Carpathians basins and depressions. *Slov. geol. mag., 9, 1, 81–86.*

VASS, D., 2003: The Šahy Antiform and its role in the tectonic and paleogeograpy of the Hungarian Paleogene Basin and the Novohrad/Nógrád basin (Southern Slovakia and Northern Hungary). *Acta geol. Acad. Sci. hung., 46, 3, 269–289.*

VASS, D., 2005: Limnológia maarových jazier podrečianskej bazaltovej formácie. *Geol. Práce, Spr., 111, 31–38.*

VASS, D., MARKOVÁ, M. & FUSÁN, O., 1968: Dependence of the development of Tertiary basins in the inner side of the West Carpathian arch upon the structure of the substratum. *Geol. Práce, Zpr., 44–45, 137–147.*

VASS, D., BAGDASARJAN, G. P. & KONEČNÝ, V., 1970: Absolútne veky niektorých stupňov miocénu Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 51, 71–97.*

VASS, D., BAGDASARJAN, G. P. & KONEČNÝ, V., 1971: Determination of the absolute age of the West Carpathian Miocene. *Földt. Közl. (Budapest), 101, 2–3, 321–327.*

VASS, D., ed., 1978: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

VASS, D. & GAŠPARIK, J., zost., 1978: Štúdia o pevných palivách v Západných Karpatoch (Slovensko). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., KONEČNÝ, V. & ŠEFARA, J., eds., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *GÚDŠ Bratislava, 1–280.*

VASS, D. & ELEČKO, M., 1979: Sedimentologický výskum molasy – genéza kontinentálnych vrstiev v juhoslovenskom spodnom miocéne. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ELEČKO, M. & PRISTAŠ, J., zost., 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape, listy: M-34-124-D-d (Ožďany), M-34-125-C-c (Rimavská Sobota). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ELEČKO, M. & BODNÁR, J., 1981: Tektonika Rimavskej kotliny. *Geol. Práce, Spr., 75, 77–90.*

VASS, D., ed., 1981: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 46-222, 46-224 Fiľakovo/2,4; Šalgótarján/2. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ELEČKO, M. & BODNÁR, J., 1981: Stavba Rimavskej kotliny. *Geol. Práce, Spr., 75, 77–90.*

VASS, D. & ELEČKO, M., 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (j. Slovensko). *Geol. Práce, Spr., 77, 111–124.*

VASS, D., zost., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-442. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ed., 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 46-223 Fiľakovo/3 a Šalgótarján/1. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ed., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

VASS, D. & KRAUS, I., 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. *Mineralia Slov., 17, 5, 435–440.*

VASS, D. & ELEČKO, M., 1985: Uhlie pri Malých Dáľovciach – Lučenská kotlina. Nálezová správa. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J. & KONEČNÝ, V., eds., 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 46-214 Lučenec/4. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J. & KONEČNÝ, V., eds., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 46-212 Lučenec/2. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ELEČKO, M. & JURKOVIČOVÁ, H., 1986: Tektonika západnej časti Cerovej vrchoviny. Spr. o výsk. *GÚDŠ Bratislava, 21, 117–123.*

VASS, D., ed., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava, 9–177.*

VASS, D., ELEČKO, M. & PRISTAŠ, J., 1986: Klenba Cerovej vrchoviny – mladá štruktúra na južnom Slovensku. *Geol. Práce, Spr., 84, 135–140.*

VASS, D., ELEČKO, M. & DANILLOVÁ, J., 1987: Sedimentologická a genetická charakteristika fiľakovského súvrstvia (Cerová vrchovina, egenburg). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ed., 1987a: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 36-434 Lovinobaňa/4. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ed., 1987b: Stručné vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., ELEČKO, M., KANTOROVÁ, V., LEHOTAYOVÁ, R. & KLUBERT, J., 1987: Prvý nález morského otnangu v juhoslovenskej panve. *Mineralia Slov., 19, 5, 417–422.*

VASS, D., ed., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR (mapa 1 : 500 000). *GÚDŠ Bratislava.*

VASS, D. & BAJANÍK, Š., eds., 1988: Štruktúrny vrt FV-1 Blhovce. *Region. Geol. Západ. Karpát, Bratislava, 23, 7–86.*

VASS, D. & ELEČKO, M., eds., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Monografia. *GÚDŠ Bratislava, 1–161.*

VASS, D. & ELEČKO, M., eds., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava, 1–195.*

VASS, D., HÓK, J., KOVÁČ, P. & ELEČKO, M., 1993: Sled paleogénnych a neogénnych tektonických udalostí v juhoslovenských kotlinách vo svetle napäťových analýz. *Mineralia Slov., 25, 1, 79–92.*

VASS, D. & ŠUCHA, V., 1994: Rekonštrukcia geologického vývoja sedimentov Lučenskej kotliny: štúdium ílových minerálov. *Geol. Práce, Spr., 99, 39–46.*

VASS, D., KONEČNÝ, V., ELEČKO, M., FORDINÁL, K., HALÁSOVÁ, E., ZLINSKÁ, A. & HOJSTRIČOVÁ, V., 1997: Spodnomiocénne sedimenty a strednomiocénne vulkanity na svahoch šahanskej elevácii a vo veľkolomskej depresii. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VASS, D., KONEČNÝ, V., ELEČKO, M., MILIČKA, J., SNOPKOVÁ, P., ŠUCHA, V., KOZAČ, J. & ŠRABA, R., 1997: Alginit – nový zdroj slovenského nerudného surovinového potenciálu (ložisko Pinciná). *Mineralia Slov., 29, 1, 1–38.*

VASS, D., KONEČNÝ, V., ELEČKO, M., KOZAČ, J., MOLNÁR, A. & ZAKOVIČ, M., 1998: Ložisko diatomitu v bazaltovom maare pri Jelšovci a možnosti jeho využitia. *Mineralia Slov., 30, 5, 333–356.*

VASS, D., KONEČNÝ, V., TÚNYI, I., DOLINSKÝ, P., BALOGH, K., HUDÁČKOVÁ, N., KOVÁČOVÁ-SLAMKOVÁ, M. & BELÁČEK, B., 2000: Origin of the Pliocene Vertebrate bone accumulation at Hajnáčka, S. Slovakia. *Geol. Carpath., 51, 2, 69–82.*

VASS, D., TÖRÖKOVÁ, I. & ELEČKO, M., 2001: Čiernolúcke vrstvy – vrchná krieda v podloží Rimavskej kotliny: litologická a petrografická charakteristika. *Geol. Práce, Spr., 105, 23–27.*

VASS, D., HOLCOVÁ, K., BERACKO, I. & BELÁČEK, B., 2004: Príspevok k poznaniu terciérnych sedimentov a minerálnych vôd Lučenskej kotliny. *Geol. Práce, Spr., 109, 23–32.*

VASS, D., MILIČKA, J., PERESZLÉNYI, M. & ELEČKO, M., 2005: Lower Miocene coal measures buried by the Krupinská planina Plateau volcanics (Southern Slovakia) *Geol. Bull. Geosciences, Prague, 80, 1, 105–112.*

VASS, D., KONEČNÝ, V., ELEČKO, M., HOLCOVÁ, K., FORDINÁL, K., KOVÁČIK, M., MILIČKA, J., PERESZLÉNYI, M. & MAĎAR, D., 2007: Geológia severného svahu Šahanskej antiformy. *Geol. Práce, Spr., 113, 1–90.*

VASS, D., TÚNYI, I. & MÁRTON, E., 2007: Fehér hegy Formation: Felsitic ignimbrites and tuffs at Ipolytarnóc (Hungary), their age and position in Early Miocene of Northern Hungary and Southern Slovakia. *Slov. Geol. mag., (in lit.).*

VAŠKOVSKÁ, E., 1984: Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika sedimentov a pôd na lokalitách Ratka a Fabianka (mapa, list 46-221 Fiľakovo/1). *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VELICH, R. & MEZOVSKÝ, F., 1988: Lučenská kotlina – Geofyzika I. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

VOZÁR, J. & BEZÁK, V., 1987: Geologická mapa styčnej zóny gemerika a veporika, 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

VOZÁR, J., ŠANTAVÝ, J., SZALAIOVÁ, V., SCHOLTZ, P., POTFAJ, M., TOMEK, Č., GNOJEK, I., MACHKOVÁ, N., ŠEFARA, J., ŠÁLY, B., HLAVATÝ, I., JUREŇA, V., MAGYAR, J., RUDINEC, R., PERESZLÉNYI, M., HRUŠECKÝ, I., VASS, D. & SLÁVIK, M., 1998: Atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia. *MŽP SR, 2 diely, 95.*

VOZÁROVÁ, A., 1990: Development of metamorphism in the Gemeric/Veporic contact zone (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 5, 475–502.*

VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J., BAJANÍK, Š., MUŠKA, P. & PLANDEROVÁ, E., 1979: Permian of the West Carpathians. Guide book for geol. exc. *GÚDŠ Bratislava, 1–79.*

VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1982: Nové litostratigrafické členenie bazálnej časti obalu južného veporika. *Geol. Práce, Spr., 78, 169–194.*

VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *GÚDŠ Bratislava, 1–314.*

VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1992: Strednokarbónsky flyš v Západných Karpatoch – príspevok k tektonike južnej časti Slovenského rudohoria na základe výsledkov vrtu BRU-1, Brusník. *Mineralia Slov., 24, 1, 53–62.*

VRÁNA, S., 1966: Alpidische metamorphose der Granitoide und der Foederata Serie im mittelteil der Veporiden. *Geol. Sbor. Západ. Karpaty, 6, 29–84.*

VRÁNA, S., 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relations to the structure of the Central zone of the Western Carpathians. *Čas. Mineral. Geol., 25, 1, 41–54.*

## Z, Ž

ZAKOVIČ, M. & BODIŠ, D., 1980: Zhodnotenie dosiaľ realizovaných prác pre výskum minerálnych vôd v Rimavskej kotline. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ZAKOVIČ, M., BODIŠ, D. & LOPAŠOVSKÝ, K., 1989: Hydrogeologická mapa Rimavskej kotliny a východnej časti Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

ZBOŘIL, L., KONEČNÝ, V. & FILO, M., 1971: Príspevok geofyziky k riešeniu vzťahov medzi tektonikou a vulkanizmom v centrálnej časti Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 57, 239–264.*

ZEMAN, I., 1990: Neogén Lučenskej kotliny – geofyzika. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ZIEGLER, P. A., 1988: Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 43, 1–198.*

ZLINSKÁ, A. & ŠUTOVSKÁ, K., 1990: Biostratigrafické a paleoekologické zhodnotenie vrtu LKŠ-1 na základe foraminifer (Lučenská kotlina). *Mineralia Slov., 22, 4, 335–344.*

ZUBEREC, J., zost., 2000: Bituminózne horniny – zásoby a technologické vlastnosti vybraných ložísk na ekologické účely. Záverečná správa. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

ŽUREK, V., zost., 1959: Průzkum žáruvzdorných ílu a slévárenských písku – Ipeľská dolina. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

# GEOLOGY OF LUČENSKÁ KOTLINA DEPRESSION AND CEROVÁ VRCHOVINA UPLAND SUMMARY

### Introduction

The Lučenská kotlina Depression and the Cerová vrchovina Upland are regional geological units located in the Southern Slovakia. Their borders with neighbouring geological units are shown in Fig. 1. Both units represent a part of regional area of the Juhoslovenská panva (basin), what is non-genetic regional unit. The basin includes northern marginal parts of three overlapping basins, the Buda (or Hungarian) Paleogene basin, the Fiľakovo–Pétervására and Lower Miocene Novohrad (or Nógrad) basins. The sediments of these basins compose the main mass of the Lučenská kotlina Depression filling and also compose the Cerová vrchovina Upland with exception of its peaks, which are covered with Pliocene-Pleistocene basalt. The adjacent Pokoradza tabuľa Plateau and Krupinská planina Mts. are composed of the Middle Miocene andesite volcaniclastics. Denudation remnants of andesite volcaniclastics are scattered also in the northern part of Lučenská kotlina Depression. Beside this, the intrusive andesite bodies participate in composition of the uppermost peaks of the Cerová vrchovina Upland and of the castle hill at the village Halič. The Upper Miocene sediments and contemporary basalt lava flows and maars represent a part of the Lučenská kotlina Depression filling.

The pre-Cenozoic rocks composing the northern margin of the Lučenská kotlina Depression are represented with the Lower Paleozoic and Mesozoic rocks of Veporicum, Turnaicum and Silicicum.

In the Lučenská kotlina Depression also Quaternary sediments occur. Particularly there are well-developed river terraces.

The studied area is drained mainly by the river Ipeľ. The geographical division of the area is shown in Fig. 2. The highest altitude of the area is Karanč Mt. (725 m a. s. l.) in the Cerová vrchovina Upland and the lowest altitude is located in the Ipeľ river valley, southward of the village Bušince, where the river leaves the Lučenská kotlina Depression (158 m a. s. l.).

The boreholes used for the construction of geological map being published separately (Vass, ed., 1992) as well as tectonic and paleogeographic maps (Supplements 1–12) and for the lithologic description of pre-Cenozoic and Cenozoic rocks are schematicaly shown in Fig. 59, the stratigraphic boundaries are in Tabs. 49–51.

## Pre-Cenozoic basement rock

The Lučenská kotlina Depression and the Cerová vrchovina Upland are underlain by two Western Carpathian units of the first order: Veporicum and Gemericum. Southward of Rapovce–Plešivec fault we assume a presence of unknown unit. The basement of the southeastern part of the depression is composed of Silicicum and Turnaicum units. Southeast of the town Lučenec there were by borehole recognized Triassic carbonates of Silicicum and westward of the town Rimavská Sobota the Cenozoic strata are underlain by the erosive remnants of the Upper Cretaceous sediments (Supplement 1).

### Veporicum

The lowermost tectonic unit of the pre-Cenozoic basement is formed with Veporicum, or southern Veporicum according to Vozárová and Vozár (1988). The oldest Veporic rocks are

represented by the metamorphosed Ostrá Complex (Lower Paleozoic to Lower Carboniferous, Bezák 1988), recognized and/or assumed in the area between the villages Chrt'any and Bušince. In the borehole Bu-1 (Bušince) this complex is composed of mica schists and graphite schists.

Upper Paleozoic of Veporicum is represented by the Revúca Group (Vozárová and Vozár, 1982, in Vass and Elečko et al., 1992) divided into:

– Slatviná Formation (Upper Carboniferous – Stephanian) occurring near northern border of the Lučenská kotlina Depression. Its contact with the basement is usually masked by intrusion of Alpine granitoid. The formation is covered by the younger Rimava Formation. The contact of both formations is often tectonic. Sometimes the Rimava Formation is tectonically reduced and then the Slatvina Formation is overlain by the Lower Triassic sandstones of the Federata Group. The Slatvina Formation has cyclic development: smaller cycles (up to 10 m) are gathered to larger (over 100 m). The formation is metamorphosed in the lower part of greenschist facies, in the contact zone with granitoids in amphibolite facies (pressure 3–3.5 kbar, temperature 450–500 °C). The main lithotypes: dark graphite schists, metamorphosed sandstones with intercalations of phyllites and locally with intermediate to basic volcaniclastics, occasionally also with acid volcaniclastics. Petrographic composition is shown in Tab. 1. Age of the formation was determined by palynomorphs (Planderová in Planderová and Vozárová, 1978, 1982).

– The Rimava Formation (Permian) occurs between villages Rimavské Zálužie and Kociha, northeastward of Poltár, between Mládzovo and Podrečany and southward of Ružiná. The contact with overlying rocks is usually tectonic. The rocks are faulted. The metamorphic overprint did not exceed greenschist facies. Coarse-grained metasandstone with unclear cycles represents the prevailing lithotype. The formation contains also intercalations of conglomerate, schist and/or phyllite and rhyodacite volcaniclastics. Petrographic composition is in Tab. 2. The Permian age was determined by palynomorphs (Planderová and Vozárová, 1982).

*Mesozoic, Federata Group, Tuhár Sequence*
(Straka and Vozár in Vass and Elečko et al., 1992)

The Lower Triassic siliceous sandstones to subarkose (thickness 150–250 m) are the oldest members of the Federata Group. They are developed northeastward of Poltár, westward of Breznička, southwestward of Točnica and southwestward of Podrečany. They form substantial part of the castle hill Halič (Photo 3). They are present in tectonic contact with the overthrusted Gemericum and with the Veporicum basement (Rimava Formation, and/or Slatina Formation). Intercalations of phyllite schists in sandstones are locally strongly kaolinized. The petrographic composition is given in Tab. 3.

Younger members of Federata Group outcrop in the vicinity of Tuhár. They are:

– cavernous dolostone, rauchwacke (Lower to Middle Triassic), thickness 20 m

– laminar and shaly limestone (Middle Triassic – Anisian), thickness 30–50 m, dark colour

– massive dolostone, dolomitic limestone (Middle – Upper Triassic), brown and pinkish colour

– multicolour crystalline limestone – Tuhár Marble (Middle Triassic to Liassic) with many chaotically arranged calcite veins

– stalky phyllitic carbonates (Upper Triassic – Liassic), thickness 80–100 m. Lamina of crystalline limestones altering with phyllitic shales. They contain clusters of motley cherts.

**Gemericum**

Gemericum overthrusts the Veporicum and underlies majority of the Lučenská kotlina Depression. It consists of Lower (southern Gemericum) and Upper (northern Gemericum) Paleozoic formations.

The Lower Paleozoic – Gelnica Group is represented by the Drnava Formation (Lower Devonian), which was described by Vozárová (in Vass and Elečko, eds., 1992). It occurs in various tectonic slices around Kociha village, tectonically placed above the Upper Paleozoic Ochtiná Formation. The formation consists of phyllite with intercalations of lydite, carbonates and acid volcaniclastics (metatuff: Tab. 4). The rocks are affected by granitoid thermal contact effect.

Upper Paleozoic is represented by Ochtiná Group (Carboniferous: Visenian – Namurian A described by Vozárová, l. c.). It occurs along northern margin of the Lučenská kotlina Depression, it was confirmed by boreholes in the basement of the Lučenská kotlina Depression Cenozoic filling. Tectonically the formation rests upon Veporicum. It consists of metamorphosed sandstones altering with dark phyllites and kaolinized phyllites (Photos 1 and 2) containing intercalations of carbonates and locally also greenschists (metamorphosed intermediate and basic tuff). In the upper part of the formation there are horizons and lenses of magnesite accompanied by dolostones and dolomitic magnesite. Serpentinite occurs around Breznička in tectonically isolated bodies. The petrographic composition of the metasediments of the Ochtiná Formation is in Tab. 5.

**Meliaticum**

The presence of Meliaticum is assumed in the eastern part of the region; however, it has not been yet confirmed by boreholes.

**Turnaicum**

Turnaicum tectonically lies on Gemericum and is burden with Silicicum. It outcrops in the vicinity of Hrachovo village. It consists of Upper Paleozoic and Triassic rocks.

The Upper Paleozoic (Permian) Brusník Formation was described by Vozárová (l. c.). It is represented by dynamometamorphosed polymict conglomerate with intercalations of sandstone of purple-brown colour. The petrographic composition is shown in Tab. 6.

Mesozoic rocks (Lower to Middle Triassic) are represented by 230–350 m thick formation consisting of mottled shales (grey to purple) with intercalations of sandstone and sandy limestone (Vozárová, l. c.).

Middle Triassic (Anisian) is represented by the dark shaly limestone with conodonts altering with black calcareous phyllite. The limestone thickness reaches up to 200 m.

### Silicicum

Silicicum lies as a nappe upon Gemericum or Turnaicum. It does not outcrop in the studied area, but its presence under Cenozoic sediments was confirmed by boreholes around villages Veľké Teriakovce, Hrnčiarske Zalužany, near the northeastern margin of the depression, and also in the middle of the depression near the village Rapovce southeastward of the town Lučenec.

Borehole PR-12 near Hrnčiarske Zalužany reached grey dolomitic limestones, dolostones, dolomitic shales, which can be correlated with Middle to Upper Triassic of Silicicum (Kullmanová, Mello in Vass and Elečko et al., 1992).

Borehole LR-3 near Rapovce reached grey-brown limestones

– sparry calcite of flesh-pinky coloured, compact, pseudonodular biomicrite limestone with *Globocheta alpina, Halobia* sp., and fragments of crinoids. This limestone was identified as Hallstatt Limestone by Kullmanová (in Vass and Elečko, l. c.):

– light-grey massive, compact limestone with abundant recrystallized microfossils (*Globocheta alpina, Gemeridella minuta, Angulodiscus* cf. *gaschei, A.* cf. *friedli, Angulodiscus* sp., *Valvulina azousi, Triassina hantkeni*). The rock can be correlated with Dachstein Limestone and dated to Rhetian (Kullmanová, l. c.).

### Metamorphites and magmatites of uncertain tectonic classification

The rocks underlying Cenozoic rocks of the Cerová vrchovina Upland and the southernmost part of the Lučenská kotlina Depression (southward of Rapovce–Plešivec fault) are not reliable correlated with the surrounding tectonic units of pre-Cenozoic basement. They were described as unknown unit. Vass et al. (1993) and Plašienka et al. (1997) suppose that they possibly belong to Meliaticum. Their specific feature is, that they lie on, or are situated within relatively dense crust – usually they manifest parameters like magnetic bodies. In the upper part of the unit the borehole FV-1 (Blhovce), drilled southeastward of Fiľakovo, confirmed flyschoid formation of metasediments (sericite metaquartzite – their petrographic composition is given in Tab. 7 – and phyllite of various petrographic types) and greenschists with actinolite, which originated from basalt tuff and lava flows. The rocks are affected by epigenetic hydrothermal Alpine mineralization (Vozárová in Vass and Bajaník, eds., 1988). According to palynomorphs, found in the metasediments, they can be correlated with Middle and Upper Devonian (Snopková and Bajaník, 1979).

Information about rock composition of the unit is brought also by xenoliths of metamorphites found in the Miocene andesite intrusions Šiator and Karanč. They occur as fragments of gneiss, metabasite (amphibolite) and migmatite. The xenoliths resemble the crystalline rocks of Veporicum (Hovorka and Lukáčik, 1972). However, the highly metamorphosed rock may come from other metamorphic complexes. Currently it was considered to correlate this unit with the southern Gemericum.

### Magmatic rocks of Veporicum and Gemericum

The rocks of Veporicum and Gemericum are intruded and thermally metamorphosed by granitoids, probably of the Middle – Upper Cretaceous age. The radiometric age of the granitoids is 88–144 Ma (Kantor, 1960, in Vozárová and Vozár, 1982, 1988). The petrographic composition of the granitoids is in Tab. 8.

### Upper Cretaceous – Campanian

Relics of the post-nappe Upper Cretaceous cover were determined under the Cenozoic rocks by borehole LR-5 near the settlement Čierna Lúka, westward of Rimavská Sobota. These sediments, described as the Čierna Lúka Formation (Vass and Elečko, eds., 1992, and/or Čierna Lúka Member – Vass and Elečko et al., 2001) lie unconformably and transgressively probably on Silicicum (Supplement 1). The incomplete thickness of the formation in the borehole is 85 m and it is composed of grey calcareous claystone and siltstone with intercalations of sandy carbonates of light brown colour and with intercalation of conglomerate (Klubert et al., 1986). Pelite contains marine microfauna, namely planktonic foraminifers (*Globotruncana* ex gr. *arca, G.* ex gr. *rugosa*) and calcareous nannoplankton with taxa typical for Campanian: *Cylindralithus seratus, Cribrosphaera* cf. *laughtoni, Arkhangelskiella cymbiformis* (Gašparikova, 1986).

# Cenozoic

Stratigraphic range of the filling of the Lučenská kotlina Depression and rocks composing the Cerová vrchovina Upland is Oligocene – Pleistocene (and/or Holocene). Totally there were described seven mostly sedimentary formations and four volcanic formations (Fig. 77).

## Oligocene

*Skálnik Member – Oligocene, Kiscellian*

These are pre-transgressive continental fluvial sediments. They were determined only in the boreholes near the northern margin of the Lučenská kotlina Depression and in the borehole LR-5 located in the southeastern part of the depression (Supplement 2). The member lies unconformably upon pre-Cenozoic basement. The thickness is several meters up to several tens of meters. The member is composed of mottled clay to silt, sand, gravel, conglomerate and breccia. Grainsize parameters of the clay and silt are in Tab. 9. In sandstone from borehole LR-5 there is abundant admixture of coalified fragments of plants and there are also rocks of glance coal. The sandstone resembles the lithic wacke (Danillová in Vass et al., 1982).

Pebbles of gravel and/or conglomerate and fragments of breccia consist of the immediate basement rocks, quartzite and quartz.

Skálnik Member does not contain marine fauna. Sporomorphs suggest Oligocene – Kiscellian age (Planderová in Vass et al., 1982).

*Číž Formation, Oligocene, Kiscellian*

Číž Formation includes marine sediments of Kiscellian age (Supplement 2). It is divided on five members (Fig. 77) and none of them outcrops.

**Blh Member** consists of clastic basal sediments. They lie unconformably on pre-Cenozoic basement, or conformably on the Skálnik Member. They are burdened by the Lenartovce, Hostišovce or Rapovce members. The Blh Member is thick several meters to several tens of meters and consists of breccia, conglomerate, friable sandstone, eventually with intercalations of siltstone. The conglomerate and/or breccia consist of the material from rocks of the immediate basement. The sandstone corresponds to lithic and/or quartz-feldspathic wacke (Danillová in Vass et al., 1982, 1983). Kaolinite prevails in the clay fraction of the sandstone and/or siltstone (Kraus, 1989). In the Rimavská kotlina Depression, where the Blh Member was described for the first time (Vass and Elečko, 1982), it contains also marine fauna (Vass and Elečko, eds., 1989).

**Hostišovce Member** lies usually on the Blh Member and under the Lenartovce Member. It can be found in the northern part of the Lučenská kotlina Depression and its maximum thickness is 30–40 m. It is represented by siltstone with intercalations of sandstone and claystone with lamina to seams of brown coal. The prevailing colour is dark-grey. The grainsize parameters of siltstone and $CaCO_3$ content are in Tab. 10. The member contains marine microfauna, including species *Karreriella hantkeni, Tritaxia guayabalensis,* which are typical for Kiscellian (Kantorová, 1974). The sporomorph assemblage is similar as that in the Skálnik Member (Planderová in Vass et al., 1982).

**Lenartovce Member** forms the main mass of the Číž Formation. It rests upon the Blh and/or Hostišovce members and is thick up to 300–400 m. It consists of grey calcareous siltstone and claystone with shaly and shelly disintegration (Photo 4). Grainsize parameters and contents of carbonates are shown in Tab. 11, heavy minerals are in Tab. 12.

The Lenartovce Member contains marine fauna. In mollusc assemblage there are also present species that up to now were described only from Kiscellian: *Propeamussium bronni zimanyii, Thyasira nysti* as well as species described in Kiscellian for the first time: *Nuculana gracilis, Chlamys bifida, Ch. andelinae, Cuspidaria clava. Hinia schlotheimi* was until now described only in Egerian of Paratethys (Ondrejičková in Vass and Bajaník, eds., 1988).

In the assemblage of microfauna there were determined also species typical for Kiscellian: *Tritaxia szaboi, Karreriella hantkeni, Uvigerina schwageri* etc. Plankton species are rarely presented: *Globigerina gortani, G. oficinalis* (Kantorová in Vass and Bajaník, eds., 1988; in Vass, ed., 1983; Kantorová, 1970, 1982; Slavíková, 1958). In the assemblage of calcareous nannoflora there were recognized accompanying species of NP 24 zone typical for Middle Oligocene of Germany and Belgium (Lehotayová in Vass and Elečko, eds., 1992; Šutovská, 1990).

The association of sporomorphs resembles to that of Kiscellian from the vicinity of Štúrovo. Among others it contains also species *Cicatricosisporites dorogensis, Pleurozonaria concina,* which are known mainly from Oligocene or Eocene (Planderová, 1982; Snopková in Vass and Bajaník et al., 1988).

Basing mainly on the nannoflora we can assume, that the Číž Formation corresponds to Upper Kiscellian (zone NP 24, Lehotayová in Vass and Elečko et al., 1989; Šutovská, 1990).

**Rapovce Member** is lateral and marginal equivalent of the Lenartovce Member. It is developed in the western part of the Lučenská kotlina Depression and represents a delta. It is thick up to 120 m in the borehole LR-3 located southeastward of the town Lučenec. Rapovce Member is overburdened with the Panica Member (base of the Lučenec Formation – Egerian). It is composed mostly of sandstone and sand with fragments of coalified plants. Southward

of Lučenec, in the upper part of the Rapovce Member, there are dark-grey clay, claystone with lamina and thin seams of coal. The sandstone correlates with lithic arenite (Danillová in Pristaš et al., 1983).

Grainsize distribution and carbonate content in the sandstone of the Rapovce Member are given in Tab. 13.

Rapovce Member contains marine shallow water, eventually sorted i. e. allochthonous association of foraminifers and calcareous nannoflora including near-shore forms of NP 24 and 25 zones (Kantorová, Lehotayová in Vass et al., 1983; Báldi-Béke in Vass et al., 1986).

*Lučenec Formation, Oligocene – Miocene, Egerian*

Lučenec Formation of Egerian age is developed all over the Lučenská kotlina Depression and it underlies the Cerová vrchovina Upland. It lies conformably but transgressively upon the Číž Formation, or unconformably upon the pre-Cenozoic basement. Its maximal verified thickness is about 700 meters, the assumed thickness is about 1200 m (Supplement 3). The formation consists of several members:

**Panica Member** consists of basal clastic sediments resting transgressively on the Číž Formation and/or unconformably on pre-Cenozoic rocks. It is covered by Szécsény Schlier. The thickness is from 92 m to 142.5 m. Calcareous sandstone – lithic arenite with pebbles (up to 6 cm) from resistant rock, or with fragments of the basement rocks are the prevailing material present. There are also intercalations of siltstone. Variegated assemblage of heavy minerals (garnet, apatite, tourmaline a. o.) from the borehole Bu-1 (Bušince) was described by Krystek (in Homola et al., 1958). From the organic remnants there were found fragments of marine shallow water foraminifers. The richer association of marine foraminifers from the borehole Bu-1 was described by Slavíková (1958).

**Budikovany Member** was described only in two boreholes, LR-2 near Lučenec and JH-1 near Nižný Skálnik. It is thick app. 8.2, and/or 9.2 m (Fig. 63) and rests on the Panica Member and under Szécsény Schlier. The member is represented by organogenic biolithic limestones (in sense of Bissel and Chilingar, 1967), and/or sandy limestone to sandstone (Tab. 14). On the base there is a polymict conglomerate (pebbles: quartz, chert, lydite, Lower Triassic shales etc.). Petrographic analyses, mainly of limestone, were made by Jurkovičová (unpublished), and Marková (1967). The Budikovany Member contains marine fauna. In the association of large foraminifers described by Vaňová (in Vass et al., 1982), there are present among other species also *Miogypsina septentrionalis* and *Lepidocyclina morgani* suggesting the Upper Oligocene i. e. Lower Egerian age.

**Szécsény Schlier** represents the main mass of the formation. It rests on the Panica or Budikovany members and/or transgressively on the Číž Formation. It consists of monotonous sediments – grey calcareous siltstone with shaly splitting and with benches (10–30 cm) of solid siltstone (Photo 5). In the lower part the siltstone has tiny current texture. Intercalations of fine-grained sandstone and claystone are rare. Grainsize distribution and carbonate content in the siltstone, sandstone and claystone are shown in Tab. 15. Heavy mineral content is manifested in Tabs. 16 and 17. Majority of sandstone layers are in the lower and upper part of the Szécsény Schlier.

Lučenec Formation, especially the Szécsény Schlier, contains remnants of marine organisms. Considering the molluscs, researchers (Ondrejičková in Vass and Bajaník, eds., 1988, in Vass et al., 1982, in Pristaš, ed., 1984) divided the Szécsény Schlier into lower part correlating with Lower Egerian, where Oligocene relict elements of molluscs of the northern biozone are prevailing (*Nucula compta, N. schmidti, Comptonectes decussatus* a. o.) and the upper part correlating with Upper Egerian containing species *Yoldia longa, Leptipecten corneum denudatum, Chlamys semistriatus, Comptonectes incomparabilis* a. o.

In the upper part of the Szécsény Schlier, in the borehole LR-3 (Rapovce) the sandstone contains solitary corals and molluscs, including species *Chlamys hauchecornei;* its occurrence in Paratethys does not exceed Egerian.

The assemblage of foraminifers is rich in benthonic forms. From planktonic species of N-4 zone *Globigerinoides quadrilobatus primordiuns* as well as *Globigerina praebuloides,* and/or *G.* ex gr. *bulloides* and *G. corpulenta* are present (Kantorová, 1981, 1985; Šutovská, 1990; Tuba in Vass, ed., 1987).

Association of calcareous nannoflora consists of concurrent forms of NP 25 and NN 1 zones (Lehotayová, 1981, 1983; Báldi-Béke in Vass, ed., 1986).

Association of sporomorphs contains among others the species *Bolhlensipollis* cf. *hohli* typical for Oligocene. Sporomorphs from the lower part of the Lučenec Formation are thermophile to tropical, sporomorphs from the upper part of the formation suggest cooling.

Along with described lithostratigraphic units two unique facies were described: mottled delta pelitic sediments with marine fauna (borehole ED 1, Nové Hony) and grey very thin-bedded siltstone resembling the siltstone of the Lučenec Formation, but they contain only Upper Cretaceous foraminifers (redeposited assemblage?, Kantorová in Vass, ed., 1983). The rock is located near Šiator–Karanč andesite intrusion and it is affected by the slight contact metamorphism.

*Fiľakovo Formation, Lower Miocene, Lower Eggenburgian*

Fiľakovo Formation represents main rock mass of the Cerová vrchovina Upland and it also shares on filling of the southwestern part of the Lučenská kotlina Depression. It lies on the Lučenec Formation with discrete disconformity. The formation roof is clearly distinguished and usually it is covered with the Bukovinka Formation. Its maximal thickness is about 500 m (Supplement 4). The formation is divided into several members:

**Tachty Sandstone** forms the middle and eastern part of the Cerová vrchovina Upland. It consists mostly of friable sandstone locally cross-bedded (Photos 8 and 9) with benches of solid sandstone (Photos 6 and 7) and/or sand with scattered thin sandstone benches and friable siltstone – fine sandstone with Schlier appearance. Grainsize distribution of the friable sandstone with benches thick 20–30 cm is given in Tab. 18 and Fig. 3. Its petrographic composition is in Tab. 19. According to petrographic classification the sandstone can be defined as arkose (Fig. 4), and/or calcareous lithic arkose (Fig. 5). In the sandstone there are prevailing unstable fragments over feldspars (Tab. 21A). The grainsize parameter is in Tab. 22A and suggests that the sandstone is immature. The relation between potassic feldspars and plagioclases is in Tab. 23A and indicates significant share of acid magmatites in the source area, or it suggests input of volcanic material from distant contemporary volcanic centers. The assemblage of the heavy minerals is in Tab. 24. Illite prevails among other clay minerals in the matrix. Glauconite is relatively common in sandstone (Tab. 20A).

Sand and friable sandstone with scattered benches (5–10 cm thick) and/or without benches form the lower part of the Tachty Sandstone, outcroping in the northern part of the Cerová vrchovina Upland and in the wider vicinity of Hajnáčka – Gemerský Jablonec villages. Grainsize distribution is in Tab. 25 and Fig. 6.

Friable sandstone with Schlier appearance is common in the vicinity of the villages Hodejov, Blhovce, Čamovce. Grainsize parameters are in Tab. 26 and Fig. 7.

Tachty Sandstone, especially its fine-grained layers contain marine fauna. In association with foraminifers there are present among other *Globigerina primordius, Uvigerina parviformis, U. bononiensis primiformis, U. parkeri breviformis* (Kantorová in Vass, ed., 1981, 1983). Poor association of mollusc contains species *Leda* cf. *gracilis, Digitalina* cf. *burdigalensis, Angulus mystii, Thracia faba* a. o. (Vass, 1960; Ondrejičková in Vass, ed., 1981). An association of calcareous nannoflora consists of species common in NN 2 zone (Lehotayová in Vass, ed., 1981, 1983). Association of sporomorphs suggests the MF 1 zone (Planderová in Vass et al., 1981).

**Jalová Member** outcrops on slopes of the Cerová vrchovina Upland near villages Belina, Šiatorská Bukovinka, Čakanovce, Tachty. It lies upon the Tachty Sandstone, or partly laterally alternates it. It consists of medium to coarse-grained sandstone. Its typical feature is the large cross-bedding (2–12 m). The member contains branches of solid sandstone, locally also intercalations of fine-grained conglomerate (small pebbles of black and green cherts, quartz, a. o.). Grainsize characteristic is in Tab. 27, petrographic classification diagram is in Figs. 4, 8 and 9. Among clastic grains the unstable fragments prevail over feldspars (Tab. 21B). The relationship between stable and unstable clasts (Tab. 22B) suggests a low maturity of the sandstone. Abundance of cement, its quality, abundance of matrix, clastic grains and pores are shown in Tab. 20B.

The Jalová Member sporadically contains marine fauna: fragments of mollusc shells and shallow water foraminifers (*Ammonia* ex gr. *beccarii, Elphidium macellum, Florilus boueanus;* Kantorová in Vass, ed., 1983).

**Lipovany Sandstone** outcrops in the western part of the Cerová vrchovina Upland and in the southwestern part of the Lučenská kotlina Depression. It partly replaces the Jalová Member and in southwest direction also the Čakanovce Member. The friable sandstone has grey colour and contains intercalations of siltstone and felsic tuff, as well as intercalations of scattered conglomerate pebbles and/or spheroidal concretions (Photo 29). Typical feature: rich occurrences of marine molluscs (Photo 10). Sedimentary structures: wavy and ripple lamination, lenticular bedding, cross-bedding of small and medium scale (Photos 11 and 29). Grainsize composition is in Tab. 28 and Fig. 10. According to Danillová (in Vass et al., 1987) the petrographic composition of the sandstone correlates with arkose, arkose sandstone (Fig. 4), and/or lithic arkose (Fig. 11). A relationship of unstable fragments to feldspars is in Tab. 21C. The maturity parameters (relationship of unstable and stable fragments) have mean value 2.29 (Tab. 22C), i. e. the sandstone is immature. The ratio between potassium feldspars and plagioclases has mean value 6.34 (Tab. 23). The potassium feldspars probably originated in syngenetic sources of acid volcanism. The cement of the sandstone is dolomitic. Cement abundance and content of glauconite is in Tab. 20C. The sandstone is accompanied with siltstone. The siltstone grainsize parameters are in Tab. 28. The predominant clay mineral is illite. Content of heavy minerals of the Lipovany Sandstone is in Tabs. 29 and 30. Part of the garnets, amphibole, hypersthene, apatite, ilmenite and volcanogenic biotite comes from intraformational volcanites (Marková, 1967, 1980, 1994). Conglomerate in sandstones is fine- to medium-grained and consists of fine well-rounded pebbles of resistant rocks.

Lipovany Sandstone contains very rich association of molluscs, mostly with thick shells, forming lumachells in some places. They indicate marine environment. *Thanatocoenosis* in association with conglomerates originated during high-energic events as storm (tempestite). The Eggenburgian age it is confirmed by several species of family *Pectinidae: Pecten pseudobeudanti, P. benedictus, P. hornensis, Chlamys gigas, Ch. palmata* as well as other species: *Glycimeris fichteli, Cardita zelebori, Cardium burdigalinum, Lutraria sanna* div. subsp. etc. (Ondrejičková, 1972). Assemblages of foraminifers are usually poor, however they contain among others also typical Eggenburgian taxa *Uvigerina posthantkeni* (Zlinská and Šutovská, 1990). The association of calcareous nannoflora contains among others also index form of NN 2 zone *Discoaster druggi* (Lehotayová in Vass et al., 1986; Raková in Vass et al., 1987).

**Čakanovce Member** is developed only in the western part of the Cerová vrchovina Upland, where it mutually alternates with Lipovany Sandstone. It consists of blue-grey siltstone and fine-grained sandstone with shaly splitting,

resembling the Schlier. The member contains abundant molluscs with thin-wall shells, grainsize distribution of both lithotypes is in Tab. 31 and Fig. 12. Contents of heavy minerals is in Tab. 32.

In Čakanovce Member and also in Lipovany Sandstone there are intercalations of rhyodacite tuff and tuffite, which are thick from X cm to 0.5 m. They are light grey coloured, and contain fragments of pumice, biotite and coalified plant fragments. According to Marková (e. c.) the tuff and tuffite are of eolian origin being sorted in water environment (by waves etc.). Danillová described also facies of crystalloclastic tuff (oral com.). The biotite from the tuff was dated by fission track method and determined age is 20.6 ± 0.5 Ma (Repčok, 1987) what corresponds according to the radiometric scale of Paratethys Neogene to Eggenburgian (Vass et al., 1987).

In Čakanovce Member there are also intercalations of diatomitic claystone. In the association of molluscs there were described Pectens with smooth shell *(Lentipecten corneum denudatum),* thin shelled species as *Nuculana fragilis* div. sp., *Lutraria, Tellina, Pitaria, Macama, Thracia.* The Eggenburgian age is proved by *Lutraria sanna maxima, L. sanna major, Isocardia subtransversa major.* Urchins and hexacorals were also described (Ondrejičková, 1972). Lower Miocene species found in foram association are as follows: *Uvigerina bononiensis primiformis, U. parviformis, Cibicides borislavensis, Globigerinoides primordius, Globigerina woodi* a. o. (Kantorová in Vass, ed., 1983). In association of calcareous nannoflora there are present species characteristic for NN 2 zone, including index taxa *Discoaster druggi* (Lehotayová in Vass, ed., 1983).

**Jelšovec Conglomerate** occurs in the vicinity of the village Jelšovec (the southwestern part of the Lučenská kotlina Depression). It is coarse-grained, friable conglomerate (Photo 12) with intercalations of sand – sandstone, and with positive graded cycles (cycle thickness is 0.3–3.4 m). The pebble composition is polymict (Tab. 33, Fig. 13), pebbles from resistant rock are dominant (Fig. 14). Presence of carbonate pebbles and rare occurrence of marine fauna (however there were found also remnants of fragments of mammal skeletons) differ this conglomerate from those of the Bukovinka Formation.

*Bukovinka Formation, Lower Miocene, Upper Eggenburgian*

The formation usually rests on the Fiľakovo Formation, but in the northwestern part of the Lučenská kotlina Depression it rests on the Lučenec Formation. The origin of the formation was preceded by denudation and its contact with the basement is sharp. It is covered by the Salgótarján Formation Ottnangian in age and/or by Badenian volcanic rocks, Poltár Formation (Pontian) and by Cerová basalt Formation of Pliocene–Pleistocene age. The formation contributes to composition of the Cerová vrchovina Upland and it is a part of the filling of the western part of the Lučenská kotlina Depression. It has variable thickness, reaching maximum 200 m (App. 5). The formation is cyclic. The gravel, sand, mottled clays intercalations of rhyodacite tuff and tuffaceous layers alternate in the formation.

Gravel forms layers and/or lenses thick several cm to several meters. Some layers are cemented by ferruginous cement. The gravel is fine- to coarse-grained; pebbles are well to medium rounded. Pebbles of resistant rocks prevail (Tab. 34, Fig. 15), suggesting relatively long transport. Contrary to Jelšovec Conglomerate, the gravel does not contain pebbles of Mesozoic carbonates. The gravel bodies often fill the erosive channels (Photos 13 and 14), which erode each other and the pebbles are imbricated. The gravel is positively graded (Photo 15) and/or cyclict suggesting their fluvial origin.

The sand of grey colour forms layers or lenses within cycles of gravel-sand-clay. It is fine to medium-grained, massive, locally cross-, and horizontally- bedded or positively graded. The loading can be observed on the layer bottom. Sliding texture is rare. Rare solid thin benches are cemented with carbonate cement. The grainsize distribution is in Tab. 35.

Regarding the volume, the motley clays and silts are the most common lithotype of the formation. They form layers thick 0.5–12 m. The clay colour is either variegated (green, red, pinky, purple, yellow, brown, grey with brown spots), or green colour dominates. They locally contain carbonate concretions, especially the green clay and silt, and also the fission filling is carbonaceous. The grainsize distribution is in Tab. 35. Heavy mineral contents in the sand and clay are stated in Tab. 36. Illite and smectite are the major clay minerals present (Marková, 1980; Kraus, oral. com.). In dark clay there are rare coal seams. Clay either finishes a complete cycle gravel-sand-clay, or in a case of uncompleted cycle clay sharply lies straight upon gravels.

The rhyodacite tuff and tuffite are usually in the lower and middle parts of the formation. To the contrary, in the vicinity of Čakanovce they form the upper part of the formation. The thickness is 0.5–17 m. The colour is light-grey, grainsize is fine to coarse. Fragments of pumice, biotite, rarely obsidian, coalified fragments of plants are recognizable under microscope. Various types of tuff are present (according to Marková, 1967; Jurkovičová in Vass, ed., 1986 and Hojstričová, personal com.): pumice tuffs, altered ash and lapilli tuff (type of alteration of vitreous matrix – sericitization, argillization), silicified tuff, and vitreous tuff. Danillová found in some tuff samples an ignimbrite structure. The chemical composition of the tuff is in Tab. 37. The tuff is accompanied with tuffaceous sandstone.

In Bukovinka Formation there are abundant fossilized remnants of plants including silicified tree trunks, coalified branch parts, imprints of leaves, pollen and spores. From the vicinity of Lipovany Němejc (1967) and later Knobloch in Papp et al. (1973) described imprints of leaves of thermophile or rain forest plants *Laurophyllum* div. sp., *Daphnogene spectabile, D. bilinica, D. cinnamomeifolia, Diospyros*

*brachysepala* a. o. The microflora was studied by Planderová (1990). She described associations of sporomorphs indicating tropic-subtropic climate.

The age of the Bukovinka Formation is Upper Eggenburgian. The flora witnesses against Ottnangian age, where the formation was originally classified, suggesting one warm – tropical-subtropical climate: whereas Ottnangian was a period of global cooling (compare Rögl and Steininger, 1984).

*Salgótarján Formation, Lower Miocene, Ottnangian*

The formation occurs in the southwestern part of the Lučenská kotlina Depression and in middle part of the Cerová vrchovina Upland. Its maximum thickness is 200 m (Supplement 6). It is subdivided into two members.

**Pôtor Member** represents the lower part of the formation. It lies with discrete disconformity upon the Bukovinka Formation. Contact with the superjacent Plachtince Member is concordant. Its thickness is 30–70 m. The member consists of sand with coal seams (Photo 30) and intercalations of coaly clay and silt. The sand forms layers thick several meters, maximum 20 m. It is grey, fine- to medium-grained, calcareousless, micaceous, with cross- and horizontal-bedding. Casts of voids after tree roots and trunks are present. Grainsize distribution is in Tab. 38A. Rare sandstone benches have petrographic character of lithic wackes (Danillová in Vass, ed., 1983). The association of heavy minerals is in Tab. 39. Minerals of acid magmatic rocks (dispersed rhyodacite material) are typical for the member. Illite is prevailing clay mineral (Kraus, oral com.).

Clay and silt layers are thick several cm to 5 m. They are green, grey-green; illite is the main clay mineral. Grainsize distribution is in Tab. 38B.

There are usually two coal seams. One of them is on the base of Pôtor Member. The thickness of the seams varies from 0.8 to 4.3 m (Holec, 1968; Ďaďo, 1955; Klubert et al., 1986; Vass and Elečko, 1988; Škvarka et al., 1989).

In borehole LKŠ-1 near the settlement Hámor southwestward of Lučenec in the Pôtor Member there was found fauna: *Pelecyora polytropa, Corbula gibba, Hinnia* cf. *schlotheimi* (Ondrejičková in Škvarka et al., 1989) as well as calcareous nannoflora characteristic for the lower part of NN4 zone, including *Helicosphaera ampliaperta* (Raková, 1993) and association of foraminifers with plankton species *Globigerina* ex gr. *praebulloides* and *G. ciperoensis* (Šutovská, 1993). The nannoflora and foraminifers suggest Ottnangian age of the Pôtor Member. The microflora was described by Planderová (1990).

**Plachtince Member** represents upper part of the Salgótarján Formation resting upon the Pôtor Member and it is concordantly covered with the Modrý Kameň Formation. When the Modrý Kameň Formation is missing due to past Karpatian erosion, the Plachtince Member is unconformably covered by volcaniclastics of the Vinica Formation (Badenian). Its thickness is 150–200 m. The member is build up by the monotonous clay to claystone and siltstone of grey-blue colour with shaly splitting. In the vicinity of Veľká nad Ipľom village there are intercalations of sand in the clay. Grainsize distribution is in Tab. 40. Smectite is prevailing clay mineral (Vass and Šucha, 1994). Heavy mineral composition is in Tab. 39.

Southwestward of Lučenec in the upper part of the Plachtice Member there were found calcareous layers with marine microfauna (*Uvigerina bononiensis primiformis, U. parkeri brevimormis, G. woodi woodi, Cibicides borislavensis, C. karpaticus* a. o., Kantorová in Vass, ed., 1987; Šutovská, 1993) and calcareous nannoflora of NN3 zone and lower part of NN4 zone including index species *Sphenolithus belemnos* and *Helicosphaera ampliaperta* (Lehotayová in Vass et al., 1987; Šutovská, 1993). Mainly the nannoflora suggests Ottnangian age of the member. The association of palinomorphs documents cooling of the climate (Planderová, 1990).

*Modrý Kameň Formation, Lower Miocene, Karpatian*

The formation is recently spread out only in the southwestern part of the Lučenská kotlina Depression (erosive remnants). It lies concordantly or discrete disconformably on the Salgótarján Formation and with unconformity it is covered with volcaniclasts of the Vinica Formation (Badenian). The maximum post-erosive thickness of the Modrý Kameň Formation is 350 m (App. 7). The formation consists of three members:

**Medokýš Member** does not outcrop and its maximum thickness is 40 m. It consists of the grey-green fine-grained, calcareous sand and silt with horizontal lamination and rare fine cross-bedding, with flakes of mica on layer planes. The clay admixture consists mostly of smectite and/or illite (Kraus, oral com.). The member contains endemic mollusc association (*Rzehakia socialis socialis, Limnopagetia* sp. or *Cerastoderma* sp.; Ondrejičková in Škvarka et al., 1989) and marine foraminifers. *Uvigerina graciliformis, U. bononiensis primiformis* (Zlinská and Šutovská, 1990).

**Krtíš Member** lies upon Medokýš Member and its maximum thickness is 50 m. It consists of grey calcareous fine- to medium-grained sand. In sand there are clay intercalations. Smectite and illite are prevailing in the clay fraction (Kraus, oral com.). The grainsize distribution is in Tab. 41, heavy minerals in Tab. 42. The member contains marine foraminifers (*Cibicides ungerianus, C. pseudoungarianus, Heterolepa dutemplei;* Kučerová in Vass, ed., 1985).

**Sečianky Member** lies upon the Krtíš Member and its maximum thickness is 300 m. It consists of friable calcareous siltstone of grey colour with shaly splitting (Schlier) and with flacks of muscovite on the splitting surface. The lower part of the member is sandy. The grainsize distribution is in Tab. 43, heavy minerals in Tab. 44 (Jurkovičová in Vass, ed., 1985). Smectite is the major clay mineral (Kraus, oral com.). The member contains abundant marine fauna. The mollusc association contains species *Nuculana fragilis, N. subfragillis, Yoldia longa, Myrtea spinifera, Laternula fuchsi, Linga columbella, Macoma ottnangensis, Amycilina*

*hoernesi, Ringicula auriculata exilis, Hinia illovense, H. notterbecki* (Ondrejičková in Vass, ed., 1985). Among others the foraminifer association contains species typical for Karpatian: *Uvigerina graciliformis, U. boniensis primiformis* and several planktonic species (Kantorová in Vass, ed., 1985; Zlinská and Šutovská, 1990). Calcareous nannoflora consists of species typical for NN4 zone including index species *Helicopontosphaera ampliaperta* (Lehotayová in Vass, ed., 1985; Raková, 1993).

**Middle Miocene, Badenian**

The products of calc-alkali volcanism represent volcano--sedimentary formations and complexes at the western and northeastern margins of the Lučenská kotlina Depression, the andesite with garnet at southern margin of the region (Šiator intrusive Complex) and Halič Andesite – an intrusive body at the western margin of the Lučenská kotlina Depression).

**Volcano-sedimentary formations at the western margin of the depression** represent the **eastern margin of the Krupinská planina Mts.** (Fig. 16), and form significant morphological step with elevation 230–250 m a. s. l. The relief is gradually rising in northward direction to altitude 550–600 m and it passes to mountain massif of the stratovolcano Javorie. The flat relief of the Lučenská kotlina Depression at the foothills of the volcanic massif is segmented by deeply incised valleys of prevailing NW–SE trend (often along tectonic lines) and generally drained towards the south. Within the volcano-sedimentary formations there are recognized several lithostratigraphic units.

*Lower sedimentary cycle*

Príbelce Sand (Príbelce Member; a basal member) is composed of tuffaceous sand with mean thickness 5–15 m. Its extension is irregular and the sand is unconformably lying on eroded sediments of Lower Miocene (Fig. 17). The sand is well-sorted, medium- to fine-grained, often with cross- and graded-bedding. The volcanic component in heavy mineral assemblage is represented by amphibole, hypersthene, and garnet. Further there are present minerals derived from the crystalline shales (muscovite, sillimanite, staurolite, etc.). In the pebbles there are present sediments (limestone, quartzite) of Mesozoic age, crystalline and granitoid rocks. In the Príbelce Sand there are small bioherms of red algae accompanied by poorly preserved macrofauna (Bryozoa, Bellamus sp., mollusca div. sp., corrals a. v.) resembling the eucoraligene environment of recent Adriatic shelf (Baráth in Vozár et al., 2002).

The Príbelce Sand is overlain by volcanic rocks of the **Vinica Formation** deposited in the littoral zone of the Lower Badenian sea (Supplement 8). The eruption centers of this volcanism are identified westward in the Šahy–Lysec volcanotectonic zone (Konečný in Vass et al., 1979) in the form of andesite extrusive domatic bodies (submarine extrusive domes; Fig. 18). The main lithofacies of the formation in described area are tuffaceous-claystone rocks with variable thickness and with scattered layers containing andesite conglomerate and intercalations of pumice fragments (Fig. 19). Remnants of plants, wood and shells of marine fauna are abundant. Locally there is present tuffaceous limestone – biomicrite to biomicritic sparite according to Folk (1959) with sandy-tuffaceous admixture. The Lower Badenian age is proved by foraminifers association (Kantorová in Vass, ed., 1985; Kučerová, 1985; Holcová et al., 1996), which correlates with the upper part of the N 8 zone of Blow (1969) and zone M5 of Berggren et al. (1995). In the upper part of the tuffaceous-claystone sequence there are scattered bodies of epiclastic volcanic breccia consisting of andesite material (mean size of andesite fragments is 15–30 cm, rare are blocks of diameter 80 cm) representing submarine debris flows, or submarine mudflows. Petrographically the prevailing material consists of pyroxene andesite with hornblende ± garnet. Epiclastic volcanic conglomerate (pebbles with the mean size 5–15 cm) forms incoherent layers in upper levels of the formation.

*Upper sedimentary cycle* (Supplement 9)

On the base of upper sedimentary cycle (after sea retreat from eastern part of the Ipeľská kotlina Depression) an incoherent layer of fluvial tuffaceous sand with pebbles of volcanic and nonvolcanic rocks (Mesozoic, Paleozoic, crystalline rocks) of variable thickness (5–10 m) is deposited. In southern part the layer rests on partly eroded surface of the Vinica Formation, northward it overlies Lower Miocene sediments and rocks of the pre-Cenozoic basement (Fig. 21). Northward the pebbles become larger and the overall layer thickness is reduced and finally it wedges out.

Near the western margin of the Lučenská kotlina Depression, under volcaniclastic complexes in local relief depression (near village Ľuboriečka) there is 5–8 m thick layer of rhyodacite pumiceous tuffs containing pumice and crystalloclasts of plagioclase, pyroxene, hornblende and biotite (Fig. 22). The sorting is poor, bedding is unclear. In lower part there is a layer of coarse-grained sand and fine gravel with material of nonvolcanic rocks. The layer probably correlates with the "middle rhyodacite tuff" in the Northern Hungary.

*Complex Stará Huta (Javorie stratovolcano)*

The complex represents volcaniclastic rocks of the distal volcanic zone of the Javorie stratovolcano lower structure (Fig. 20).

Over tuffaceous sand, northward over Lower Miocene sediments and pre-Cenozoic rocks there is the chaotic breccia of pyroclastic flow thick as much as 30–50 m. The breccia consists of fragments 5–30 cm in diameter (rarely blocks by 50 cm), distinctly foamy, subspherical, larger fragments and blocks are subangular. The matrix is tuffaceous, strongly welded and homogenized, deposition is chaotic. Over the pyroclastic flow within the framework

of the distal volcanic zone there is deposited medium to coarse epiclastic volcanic breccia (fragments and blocks up to 25–40 cm) and in upper part of the volcanic slope there is deposited coarse to blocky epiclastic volcanic breccia (with blocks 0.5 m up to 1 m). The fragments are mostly angular to subangular, matrix is sandy, separation is rough or missing. The facies represents sediments of mass transport, mostly debris flows.

In the area of transition from the volcanic slope to proluvial plane there are deposited facies of coarse to blocky conglomerate with blocky well-rounded material of mean size 25–30 cm up to blocks of 1 m and medium to coarse conglomerate (pebbles mostly up to 25 cm, rarely up to 50 cm).

In upper levels of the volcanic slope of the distal volcanic zone there are mixed facies of epiclastic volcanic breccia – conglomerate, coarse up to blocky and medium up to coarse. These complex facies are products of debris flows like transport in ephemeral occasional river flows. The mentioned facies often alternate with layers of epiclastic volcanic sandstone, medium- to fine-grained, of variable thickness from several meters up to 10–15 m. The sandstone is bedded, sorted, containing intercalations of siltstone and argillized pumices. The leaf imprints and coalified wood fragments are frequent. The texture and lithology suggest deposition in fluvial-lacustrine to lacustrine environment.

Above the epiclastic volcanic sandstone facies, northward of village Lupoč there is deposited the lahar breccia thick up to 10–12 m. It consists of chaotically deposited mostly angular fragments (5–35 cm) within the tuffaceous sandy matrix with increased content of pumice. The contact of base with subjacent rocks is sharp, unconformable.

**Lysec Formation.** The formation at the western margin of the Lučenská kotlina Depression is represented by miscellaneous rocks of the Lysec volcano distal zone. In the north-south distribution there is a significant lateral differentiation of facies, which reflects the increasing distance from the eruption center as well as environment type of the deposition.

In the southern part of the territory the epiclastic volcanic medium- to fine-grained sandstone is a dominant lithotype. It reaches in the south the maximum thickness, while northward the thickness decreases and finally the sandstone wedges out. According to boreholes (borehole IV-53) the thickness grows westward in the area of Strháre–Trenč Graben. Southward the sandstone grains become finer and layers of siltstone with imprints of leaves, fragments of coalified plants and intercalations of pumice are more often. The bedding is markedly subhorizontal. The sedimentary structures and lithology suggests a deposition in a limnic environment.

Northwest of the village Ľuboreč (within the Strháre–Trenč Graben) above the epiclastic volcanic sandstone bodies the chaotic breccia of pyroclastic flow consisting mainly of vesicular andesite fragments (with mean size 10–15 cm, exceptionally 0.5 m) appears (Fig. 23). The matrix is tuffaceous, welded and chaotically deposited. Southwest of the village Ľuboreč within the distal volcanic zone of the Lysec volcano the epiclastic volcanic conglomerate occurs, forming several horizons alternating with intercalations of epiclastic volcanic sandstone and breccia (Fig. 24). North of the village Ľuboreč there is mainly coarse and blocky epiclastic volcanic conglomerate (with blocks 25–40 cm, rarely 0.8–2 m), which indicates foothill of the volcanic slope passing into proluvial plain (Fig. 25). In the southern part of the formation there is developed fine- to medium-grained epiclastic volcanic conglomerate with size of pebbles mostly 5–15 cm. The conglomerate alternates with epiclastic volcanic sandstone. The conglomerate is bedded and sorted, and forms individual layers 2–5 m thick or lenses within the epiclastic sandstone.

Coarse to blocky epiclastic volcanic breccia (fragments and blocks up to 20–40 cm, exceptionally up to 0.7 m) spreads north of the village Ľuboreč. The fragments are angular and subangular and the sorting is poor. Fine to medium epiclastic volcanic breccia, deposited southward of the pyroclastic flow in the same level, represents probably products of the flow destruction. Fine to medium epiclastic volcanic breccia (angular fragments of mean size 5–15 cm, with signs of sorting) occurs mainly in the southern part of the area.

In the boundary area between volcanic slope and proluvial plain a complex facies of epiclastic volcanic conglomerate – breccia consisting of fragments of variable size (15–40 cm and blocks up to 0.5–0.7 m), well to poorly rounded (subangular to subrounded) and relatively well sorted appears. The facies is a result of massive transport (debris flows) as well as result of multiple redeposition by ephemeral streams.

In the southern part of the territory there are bodies of lahar breccia 10–15 m thick, consisting of subangular to angular fragments (5–25 cm, exceptionally 0.5 m) and of tuffaceous-sandy matrix (Fig. 26). The volcanic material is mostly pyroxene-hornblende andesite. It is assumed that the mobilization of the lahars occurred southward of our territory in the Northern Hungary.

In the contact zone between facial complexes of the lower structure of Javorie stratovolcano (northern part of the territory) and facies of distal volcanic zone of Lysec volcano the epiclastic volcanic material of similar petrographic type (hornblende-pyroxene andesite) is mixed and thus matching of the facies with the mentioned formations is not unambiguous.

**Volcano-sedimentary complex near northeastern margin of the Lučenská kotlina Depression**

**Pokoradza Formation, Middle Miocene, Badenian-Sarmatian**

Marginal part of the Pokoradza Formation occurs in northeastern part of the Lučenská kotlina Depression, however its maximum spread is in the northern part of Rimavská kotlina Depression (Fig. 27).

On the base of the formation there is a layer of epiclastic volcanic sandstone (with intercalation of siltstone, conglomerate, fine breccia and redeposited tuff; Fig. 28). The sandstone is fine-grained, well-sorted, cross-bedded,

often with slump structures. Beside andesite pebbles (hornblende-pyroxene andesite), also granitoid, gneiss, quartzite gneiss, metaquartzite and amphibolite pebbles occur. Upward the sandstone passes without sharp lithological boundary into the coarse-grained epiclastic volcanic sandstone poorly bedded and often with intercalations of pumice and fine breccia. Fine epiclastic volcanic conglomerate and sandstone (mean size of boulders is 5–30 cm) form layers of small thickness, or lenses within the epiclastic volcanic sandstone. Coarse epiclastic volcanic conglomerate (boulders 20–40 cm to 100 cm) with coarse-grained matrix are developed mainly in the upper part of formation. Layers of pumice and redeposited tuff of hypersthene-hornblende andesite are quite often. Chaotic lahar breccia consists of blocks of 20–50 cm dimensions, occasionally up to 50 cm with subangular to angular shape (fragments of pre-Cenozoic rocks are sporadically present, too), the matrix is tuffaceous--sandy. Fine epiclastic volcanic breccia (often with intercalations of conglomerate) outcrops sporadically near the southern margin of the Pokoradza Formation. Subangular to angular fragments of average size 10–20 cm are prevailing. Coarse epiclastic volcanic breccia (often with layers of conglomerate) form coherent horizon (30–40 m thick) in the upper part of Pokoradza Formation. Subangular to angular fragments (mean size 20–40 cm, blocks up to 1.5–2 m) prevail. The matrix is coarse-grained sandy.

In the upper part of Pokoradza Formation chaotic breccia of pyroclastic flow represents a western margin of more extended bodies in the northern part of the Rimavská kotlina Depression. The breccia consists of subangular to rounded (foamy) fragments 5–25 cm in size and blocks up to 0.5–1.5 m. The tuffaceous matrix (40–50 %) is welded.

The Pokoradza Formation represents southern margins of the distal volcanic zone of the assumed Vepor stratovolcano, which eruptive centers were located in the northern area of Veporské vrchy Mts. (in the vicinity of the town Tisovec). The age of the formation is not clear yet. Dating by F. T. method suggests Badenian age (Repčok, 1981), whereas remnants of flora in the basal beds of the formation near villages Nižný Skálnik and Vyšný Skálnik suggest Sarmatian age (Němejc, 1960; Sitár and Dianiška, 1979).

*Šiator intrusive Complex (Šiator Andesite)*

Šiator intrusive Complex – in the southern part of the studied area (in the Cerová vrchovina Upland) near the Slovakian state border with Hungary includes several bodies of garnet bearing andesite located in the host Lower Miocene sediments (Fig. 29).

a) A body of laccolith type outcrops in the area of the Karanč Mt. (elevation point 725.0) and continues on the territory of Hungary. The Lower Miocene sediments (Fiľakovo Formation) are at the contact with the intrusion shaly, broken and contactly metamorphosed (Hojstričová et al., 1995).

b) A sill intrusion near Šiatorská Bukovinka outcrops in the quarry in length about 600 m. The sediments overlaying the intrusion are broken down and replaced (Fig. 30).

c) A body of laccolith type outcrops on the top of the Šiator Mt. (elevation point 659.0). The thickness of the body is about 250 m.

The garnet bearing andesite is light-grey, greenish, autometamorphosed with blocky and columnar jointing. It is medium to coarse porphyric, the phenocrysts are of plagioclase, hypersthene and rare biotite. The garnet grains (size up to 1 cm) correspond to almandine. The presence of the garnet suggests crystallization under high-pressure conditions (probably at the crust base).

In the central part of intrusion the matrix material is microallotriomorphically granular, near the margins it passes into felsitic-microlithic one. Due to autometamorphic changes the dark minerals are hematitized, chloritized and replaced by secondary minerals – chlorite, carbonates and quartz.

Due to thermal influence at the contact with the intrusion the sediments are metamorphosed in the facies of amphibolite schists and mineral assemblage diopside – plagioclase – orthoclase – quartz occurs. In the following stage of hydrothermal activity a new mineral assemblage has generated: biotite – quartz – carbonate – epidote – chlorite – sericite – apophyllite – scolecite – epistilbite – laumontite – heulandite – chabazite – stilbite – quartz – smectite (Hojstričová et al., 1995).

The intrusion contains numerous xenoliths of Lower Miocene sediments, mica schists, stripped schists, amphibolite, migmatite and garnet bearing rocks (Hovorka and Lukáčik, 1973).

*Halič Andesite*

It represents intrusive body of hornblende andesite probably of stock type (Fig. 31) near the northern margin of the elevation point 307.5 m on the northern slope of the Halič castle hill. The castle hill itself is built up by the Triassic quartzite. We assume that the quartzite block was taken up by the andesite intrusion. The intrusion consists of hornblende andesite (or andesite porphyry) with microhypidiomorphically grained matrix and with plagioclase and hornblende phenocrysts.

**Upper Miocene, Pontian**

*Poltár and Podrečany formations*

Both formations extend in the northern and western part of the Lučenská kotlina Depression (Supplement 10). The first one is sedimentary, the second one is volcanic. The Podrečany basalt Formation is covered by the Poltár Formation, or it wedges in it, respectively the basalt lava flows lie upon the sediments of the Poltár Formation.

The Poltár Formation lies with unconformity upon the Lower Miocene or pre-Cenozoic rocks. Maximum thickness is 100 m. It consists of two facies: limnic and fluvial. The fluvial facies is dominant. It has cyclic development of four lithotypes: gravel, sand, silt, and clay. The base of the cycle is sharp, erosive of channel shape. Depth of the channel

is 0.2–1 m, width 0.5 up to several meters. The channel filling is positive graded (Photo 18).

The gravel is polymict medium-grained (Tab. 45) Pebbles are well- to medium-rounded. The rate of roundness decreases to north, i. e. toward the source area. There are benches of conglomerate cemented by limonite cement.

The clay and silt build up layers thick several meters, exceptionally more than 20 m. They are massive, mottled: light-grey, white, grey, blue-grey, yellow, pink, red, purple, black-grey to black, and with rusty spots. They are plastic. The grainsize distribution is in Tab. 46, heavy minerals are in Tab. 47. In the vicinity of Poltár they contain quartz detritus. The dark clay can represent fossil soil (Mišík, 1956). In clay there are coalified plant remnants and whole tree trunks occasionally erected due to plastic flow (Mišík, l. c.). Kaolinite is dominating clay mineral, illite, halloysite a. o. are also present (Kraus et al., 1966; Kraus, 1968; Kraus and Horváth, 1972; Vass et al., 1982).

Sand forms layers thick up to several meters. They are grey, white-grey, quartzitic. Occasionally there are sandstone benches cemented with limonite cement. Thin layers of sand in clays are disintegrated forming pull-apart structure (Fig. 32). Heavy minerals are in Tab. 47. The profile across the Poltár Formation outcropping in old Kovačič mine near Poltár, is given in Figs. 32 and 33.

In the formation there are also rare layers and lenses of lignite (Hano and Horváth, 1972; Klubert et al., 1986).

The limnic facies are of two types: delta and maar. Delta sediments are denudation relics of originally extended deltas preserved near Jelšovec and Konrádovce. They are gravel delta fans of streams mouthing into lakes.

The sediments of maar filling were described near Pinciná and Jelšovec (Vass et al., 1997, 1998). Beside basalt volcano-sedimentary rocks of maar filling there are also dark clays rich on organic matter – alginite, thickness is 20–40 m. The organic matter includes mainly algae (*Botryococcus braunii,* Snopková, 1994). Alginite is a part of the maar filling near Pinciná, where diatomite and diatomite clay are also present. The later is dominating in the maars near Jelšovce, where it is thick up to 40 m.

The organic remnants in the Poltár Formation: plant remnants – fragments of wood, branches, trunks, leaf imprints, pollens and spores. The trunk fragments were identified by Krippel (in Mišík, 1956) as *Taxus bacata.* The leaves were described by Sitár et al. (1989), the association correlates with the wide-leaf mesophitic forest with relics of the Sarmatian flora.

Two types of associations were described by Planderová (1986) in the clay pit near Gregorova Vieska and Točnica. In light coloured clay there are poor associations of palinomorphs *Chenopodiaceae, Artemisia* sp., grasses *Graminae.* The association has grassy character and suggests dry climate.

Another association comes from the dark clay: spores, the sporomorphs are of families and genus: *Palypodiaceae, Lycopodium, Osmunda.* Gymnospermous: *Taxodiaceae, Cupressaceae, Pinus* sp., *Abies* sp., *Cedrus* sp., *Tsuga* sp. Angiospermous: *Quercus* div. sp., *Carpinus* sp., *Pterícarya* sp., *Ulmus* sp., *Alnus* sp., *Ilex* sp. a. o. The association suggests Pontian age and warm to moderate climate.

Assemblage of diatomaceae consists of penate, centric, epiphitic forms. The benthonic forms *Tetracyclus* div. sp. are the most abundant representants of the diatomaceae (Čierna in Pristaš, ed., 1983).

In Jelšovec maar the rock forming ditoms are planktonic taxa *Aulacoseira* div. sp. and ecologically indifferent taxa *Cyclotella* div. sp. Together with diversified assemblage of benthic diatoms (Ognjanova-Rumenova and Vass, 1998).

*Alkaline basalt volcanism*

Podrečany basalt Formation – includes relics of basalt lava flows in northwestern part of the depression and maar near Pinciná (about 8 km eastward of Lučenec) as well as group of maars near the village Jelšovec (about 6 km southwestward of Lučenec; Fig. 34). The age of the formation is determined by its intimate relationship to the Poltár Formation (the Podrečany basalt Formation is either overlain by the Poltár Formation, or it wedges out in the Poltár Formation, or the basalts lie upon sediments of the Poltár Formation). The radiometric dating of the basalt by K/Ar method revealed the ages 6.17 ± 0.27 Ma, 7.17 ± 0.47 Ma (Balogh et al., 1981; Kantor et al., 1981), which correlates with biostratigraphic data from the Poltár Formation (microfloristic assemblage of Pontian).

Lava flows form flat directionally oriented bodies of mean thickness 25–35 m and length from several hundred meters to 5 km. The flows correspond to the olivine basalt with trachytic matrix (lava flow Mašková), or with doleritic matrix (lava flow at Podrečany). The phenocrysts consist of plagioclase, olivine, augite, in matrix there is nepheline. At the locality Mašková the basalt flow contains xenoliths of spinel lherzolite, xenocrysts of olivine pyroxene, hornblende and spinel.

The relics of the basalt flows of the Podrečany Formation outcrop near the northwestern and western margins of Lučenská kotlina Depression.

– The lava flow near Podrečany represents relic of the flow in the area of the elevation point 381 m a. s. l. northeastward of Podrečany, which lies upon metamorphosed Permian rocks and Triassic dolostones in the altitude 250 m a. s. l. The flow continues in a form of coherent relics on valley slopes of the Kriváň brook toward southeast and in the area between villages Podrečany and Tomášovce the flow ends in altitude 200 m.

– The lava flow near the western margin of the Lučenská kotlina Depression begins northward of the village Mašková in the altitude 260 m and ends south of the village in the area of the elevation point 268 – Skálnik, with the base in altitude 200 m (Fig. 35). The flow has NW–SE orientation.

– Isolated small relic of basalt outcrops northward of Halič in the area of elevation point 450 m, it rests on metamorphosed Permian rocks.

Maars originated by phreatomagmatic explosions. The explosive material consisting of the maar rings and it fills the dish-shaped depressions.

1) The group maar near the village Jelšovec (Fig. 36) with diameter 1.5 x 2 km originated on the Ottnangian and Eggenburgian sediment surface. Northeastern margin of the maar ring is formed by the bedded palagonite tuff inclined towards the maar center. Numerous sliding structures are well preserved (Fig. 36). In more internal southwestern part of the maar the tuffaceous siltstone with layers of pumice and volcanic bombs prevails (Fig. 36D). The central part of the maar filling verified by boreholes (Fig. 36A, B) is in the lower part built of lapilli tuffs and bombs, upper part of the filling is from tuffaceous – clayey sediments topped by diatomite. The borehole VJA-3 verified brecciated basalt body with xenoliths of ultramafic rocks under the maar filling.

2) Maar near village Pinciná (Fig. 37A, B, Photo 16) rests on the Oligocene sediment surface and after its development it was covered by sediments of the Poltár Formation. The western margin of the ring rampart consists of bedded palagonite lapilli tuffs with bombs being inclined to the maar center (Fig. 37C). Occasionally there are fragments of burned underlying sediments and xenoliths of crust and mantle origin. The upper part of the filling is of silty-pelitic sediments (Fig. 37C, Photo 17). The central part of the maar is filled with the lapilli fuff with volcanic bombs and with tuffaceous sandstone (from the bottom to the top), upward there is tuffaceous clay with diatomite and in the uppermost part of filling there is alginite thick 20–40 m (Fig. 37A, B).

**Pliocene (Romanian)**

In basement of several basalt lava flows of the Cerová basalt Formation of Pliocene–Pleistocene age (see further text) the relics of gravel accumulation and mottled clays occur, being referred as the Belina Member. It consists mostly of quartzite, quartz, arkosic sandstone and metaquartzite pebbles. The sediments represent fluvial deposits (channel lag). Later the river channels were used by lava flows to move away from the basalt volcano.

**Pliocene – Pleistocene** (Supplement 11)

Cerová basalt Formation includes relics of lava flows, lava sheets, numerous scoria cones, maars, cinder cones and feeding-channels of chimneys, the diatremes, necks, and dykes developed in the area of the Cerová vrchovina Upland and in the eastern part of the Lučenská kotlina Depression (Fig. 38). According to radiometric dating by K/Ar method (Balogh in Konečný et al., 1995), the Cerová basalt Formation came to existence in the period 5.4–1.1 mil. years and in several volcanic phases (Konečný et al., 1995, 1997).

Within the formation there are basalts, which form lava flows, lava sheets, necks and dykes and basalt volcanoclastics contributing to composition of maars, scoria and cinder cones and diatremes. According to the chemical composition the basalt rocks are divided in to three groups in the TAS diagram: a) basanites and tephrites with normative olivine, b) more alkaline rocks in a field of phonotephrite, c) rock richer in $SiO_2$ having place in a field of trachybasalts to basalt trachyandezite. All alkaline basalt rocks are $SiO_2$ unsaturated and with normative nepheline with dominance of $Na_2O$ over $K_2O$ (P. Konečný, 2000).

a) Basalts are dark-grey to grey-black, porphyric to aphanitic. Porphyric phenocrysts are represented by the olivine, augite, basalt hornblende, plagioclase. The matrix is pilotaxito-trachytic, microdoleritic to microdolerito--phonolitic consisting of grains of olivine, pyroxene, pargasite, rhenite, plagioclase, nepheline, magnetite and basalt glass that is in several cases palagonitized (Tab. 48).

In some basalt flows there are xenoliths of ultramafic rocks of spinel peridotite and lherzolite of upper mantle origin (P. Konečný et al., 1995; Huraiová et al., 1991).

b) Basalt volcaniclastics are present in several lithological genetic types.

– Agglutinates contribute in composition of cinder cones and some maars (maar near Hodejov). Agglutinates consist of plastically deformed lava fragments usually of elongated shape and elliptical to irregular spheroidal bombs of strongly to ultra vesicular basalt. The bombs and lava fragments are intensively welded and deformed, often with structure of secondary flowage.

Agglomerates are dominant construction element of the cinder cones. They consist of the vesicular scoria and compact basalt fragments as well as bombs of various sizes (5–20 cm and more) with lapilli-tuffaceous to scoria matrix. Agglomerates are not sorted or roughly bedded in direction of the cinder cone slope. They are generally strongly oxidized (red-brown in color) and often welded.

– Basalt bombs are a regular part of the scoria cones and they are present also in structure of some maars. They form droplet (unipolar) and spinning (bipolar) to irregular subspheroidal elliptic shapes, often deformed after impact on Earth surface. In the case of fragments of highly fluidal lava there are generated strongly deformed bodies of cow dung type.

– Agglomerates and lapilli tuffs build marginal parts of scoria cones, or they occur individually. Agglomerates irregularly alternate with layers of lapilli tuff. They are present in the basement of some lava flows. The agglomerate and lapilli tuff in diatreme contain tiny foamy fragments of basalt (often almost of pumice character) with increased presence of angular basalt fragments and fragments of basalt bombs and with increased fragment content of Lower Miocene sediments.

– Tuff and lapilli tuff create layer around scoria cones and maars or contribute to their structure. They are also developed in the basement of some lava flows.

Tuff and lapilli tuff of scoria cones related to the cinder cones are usually black to brown-red or yellow--brown, they are well sorted and bedded. They consist of basalt fragments markedly porous with transition to scoria fragments (0.5–3 cm, rarely 5 cm) with granular matrix.

Tuff and lapilli tuff present in maars and cinder cone structure are products of phreatomagmatic eruptions caused by contact of lava with water-saturated sediments or by direct contact of lava with water in the maar lake. Lapilli tuff in maars is often palagonitized, mottled (light to dark green, yellow, brown). Beside fragments of foamy lava (0.5–3 cm) there are present also tiny basalt scoria and bombs. In the mottled matrix there is high content of scattered fine-grained material from underlying Lower Miocene sediments brought up by the eruptions. The tuffs are grade-bedded (normal and reverse) with textures typical for base surges and wet surges. Occasionally in palagonitized tuff there are present large basalt bombs (up to 1.5–2 m, maar Hodejov) and blocks of Lower Miocene sediments with size up to 1.5–2 m. After fall down of bombs and fragments the impact textures were created in underlying tuff. Sliding deformation structures often occur. They are developed due to instability of matter load on steeper slope (maar Fiľakovo).

– Phreatic breccia builds the lower part of composed phreatopyroclastic cone Dunivá hora hill in the southern part of the Cerová vrchovina Upland near the state border with Hungary. Majority of the breccia consists mostly of fragments and blocks (up to several meters) of Lower Miocene sediments, fragments of black vitreous basalt, fragments of crystalline schists and granitoids are less frequent. In the matrix there is mainly scattered fine-grained matter of Lower Miocene sediments released and uplifted by the phreatic explosions. The bedding is poor with dipping toward slope of the phreatic cone.

– Tuff and tuff breccia in filling of diatremes consist of fragments of foamy and vitreous basalts (0.5–3 cm, rarely 4–6 cm), fragments and blocks of Lower Miocene sediments. The fragments of crystalline schists and granites are rare. The matrix is detrital with high content of scattered grains of the Lower Miocene sediments. Volcanic component consists of tiny fragments of foamy basalt, fragments of glass, plagioclase crystalloclasts (pyroxene and olivine). The fragments of glass and basalts are palagonitized and chloritized, what makes dark-grey to yellow--green colour of rocks. The voids are filled with zeolite and carbonate.

The lithological filling of diatremes is variable. In some occasions the older tuff breccia filling is penetrated by younger explosive breccia (diatreme near Hajnáčka). In diatreme in southern part of the Cerová vrchovina Upland (Tachty, Stará Bašta) in filling there are large blocks of Lower Miocene sediments with dimension of several meters. In general, the diatreme filling is chaotic; in some cases there is indication of bedding with dipping into center of the diatreme (Tachty).

*Volcanic forms of the Cerová basalt Formation*

Among the surface volcanic forms belong the scoria cones, lava flows and maars. The systems uncovered by denudation are represented by diatreme, necks and dykes (Fig. 38).

The scoria cone consists mostly of agglomerate with volcanic bombs alternating with layers of lapilli-scoria tuff. The pyroclastic material is poorly sorted and bedded with periclinal dipping 25–35° outward of eruptive center. At some cones in the upper part there is preserved shallow dish-like depression corresponding to original crater (Veľký Bučeň).

Phreatopyroclastic cones are represented by relic of a cone located on the flat top of the Dunivá hora hill (elev. p. 607) in southern part of Cerová vrchovina Upland. In the lower part of the cone there are products of the phreatic explosions with dominance of fragments and blocks of Lower Miocene sediments and of vitreous basalt fragments. Upward phreatopyroclasts with increasing content of tuff, basalt scoria and bombs follow. After a destruction of the upper part of the cone there were developed agglutinates at the end of volcanic activity penetrated by a basalt dyke (Fig. 42).

Lava flows and sheets are the most common types of basalt form. The lava flows that followed the course of the paleovalleys in the original paleorelief represent directionally oriented bodies wide 100–200 m (occasionally 2000 m), having mean thickness 10–50 m and length several kilometers. Under several lava flows there is preserved the river channel lag consisting of gravel and sand. The lava flows spread on cone slopes are thin and often brecciated.

The lava sheets near the cone foot and in shallow depressions have greater thickness (50–80 m) and the areal extension 3–4 km$^2$. The lava sheets are often composed of several flows lying one on another separated by layers of lapilli tuffs of lava breccia (Mačacia quarry, Fig. 39B). In the typical lava flow profile (Fig. 39A) at the base there is a zone of vesiculation and brecciation – basal lava breccia. Higher there is a transition into massive basalt with planar jointing parallel with the surface along which the flow had moved. In the middle and upper levels of the lava flow there is irregular block jointing, or subvertical columnar jointing. In the upper and marginal parts of the lava flows there is a zone of scoria breccia, "aa lava" or block lava.

*Lava flows and sheets* spatially often associate with *scoria and phreatopyroclastic cones* that probably represent the eruptive centers of the lava flows and together they form the following basalt complexes.

1. Basalt complex of the hills Medvedia výšina and Dunivá hora, near the state border with Hungary, includes scoria cone Medvedia výšina hill, composed phreatic-pyroclastic cone Dunivá hora hill and the lava plateau near their northwestern foothills with lava flows continuing toward northwest (Fig. 40). The lower part of the scoria cone Medvedia výšina hill consists of agglutinates with bombs (Fig. 41D)

and the upper part of agglomerate and scoria-lapilli tuff, dipping 15–20° toward east (Fig. 41B) and with impact structures (Fig. 41A). The combined cone Dunivá hora hill is in its lower part composed of phreatic explosion accumulations with dominance of fragments from underlying sediments and smaller amount of vitreous basalts (Fig. 42/1). In the upper part of the cone there is increasing amount of lapilli tuff with bombs (Figs. 42B, 42/2, 3). The lower phreatic part of the cone is unconformly loaded by the cone upper part composed of agglutinated bombs and agglutinate penetrated with basalt dyke (Fig. 42/4).

The lava flows accumulated along NW margin of the cones form lava plateau in the altitude 525–550 m a. s. l. from which lava flows continue toward north and northwest to the lower levels. Complex of several flows mutually separated by lapilli tuff is documented in profile that can be seen in the Mačacia quarry (Fig. 39B, C). The termination of partial lava flows is characteristic by intensive vesicular and brecciated structure.

2. In the southern part of the Cerová vrchovina Upland in altitude 525 m there is lava flow Belinská hora hill, which is related with the scoria cone Monica. Lava flow 4 km long followed a paleovalley toward northwest and terminated in altitude 425 m (Fig. 43). Under the flow near its northern margin there is preserved the channel lag on the original paleovalley filling represented by the alluvial gravel and sand – the Belina Member.

3. Longest lava flow westward of Fiľakovo (Chrast hill elev. p. 350 m – Babský vrch hill elev. p. 330 m – Štafy hill elev. p. 302 m) followed the paleovalley in length 10.5 km from the supposed center (Máza hill, elev. p. 555 m). It ended with widening in altitude 260 m (Fig. 44). Under the flow there are sporadic occurrences of alluvial gravel and sand (Fig. 26).

4. Complex Pohanský vrch hill (elev. p. 587 m) in the southern part of the Cerová vrchovina Upland includes relics of almost destroyed cones and lava sheet in altitude of 525 m having northward and northwestward dipping (Fig. 45, Photos 22 and 23). The lava sheet consists of several lava flows separated by breccia layers.

5. The scoria cone of Roháč hill (elev. p. 536 m) at the eastern margin of the Cerová vrchovina Upland with altitude of the base 460–470 m is built up by the agglomerate and scoria-lapilli tuff. The cone is penetrated by basalt neck and dykes. From its southern foothill the lava flow of Borkút begin. The flow moved eastward with bending to SW and W, where it terminated in altitude 400 m a. s. l.

6. The complex Ostrá skala hill (elev. p. 451 m) northward of Hajnáčka in its lower part includes a maar and higher a scoria cone with central lava penetration and relics of lava flows at cone foothill (Fig. 47). The lower part of the cone consists of agglomerate with layers of agglutinate and its upper part consists of scoria-lapilli tuff. At the base of the complex there is a layer of lapilli tuff.

7. The complex of Steblová skala hill (elev. p. 486 m; Photos 19 and 20) includes lava neck associated with the relics of northward lava flows with bending to west (elev. p. 442 m, Črep hill elev. p. 417 m; Fig. 48).

8. Eastward of the Steblová skala hill there is a relic of basalt body (elev. p. 394), probably lava flow and remnants of crater/or maar filling penetrated by basalt neck (Fig. 48A).

9. The Guda complex (Fig. 48B), southeastward of the village Blhovce includes scoria cone consisting of scoria-lapilli tuff with bombs (Guda hill elev. p. 413 m) and lava flow continuing from the cone toward the north and northeast (mountain range with elev. p. 345 – Dobogov hill and Dolné Bukové hill, elev. p. 348 m), where the flow terminates southward of Hodejov in the altitude 280 m a. s. l. The cone crater is penetrated by a lava body (Fig. 48B) from which a short lava flow continues toward south.

10. The complex Veľký Bučeň hill (elev. p. 514 m) northeastward of the town Fiľakovo, which is the largest volcanic relic of the Cerová vrchovina Upland (Fig. 49), includes group of scoria cones (Veľký Bučeň hill elev. p. 514 m, Malý Bučeň hill elev. p. 475 m and elev. p. 471 m), which form significant morphological landmarks. In southwest direction they are accompanied by remnants of two destroyed cones (Okrúhlica hill elev. p. 417 m and Bukovinka hill elev. p. 456 m). The cones are built of agglomerate, scoria-lapilli tuff and bombs. In the upper part of the cones Veľký Bučeň and Okrúhlica hills there are shallow depressions, remnants of the craters. Near scoria cone foothill the lava flows form a sheet in altitude 370–350 m a. s. l. At the base of the sheet near its SE margin there is a layer of scoria-lapilli and pumice tuff.

The lava flows related to cones Okrúhlica hill and Bukovinka hill are tending toward SW, where they terminate in altitude 325 m a. s. l. Lava flows related to the cone Veľký Bučeň hill are directed westward along a paleovalley and terminate in altitude 310–325 m.

From the northern margin of the cone Veľký Bučeň hill the lava flows continue within the paleovalleys toward north. After branching one flow continued toward SW and terminates in altitude 250 m. Another flow, which continued further within the paleovalley toward north terminates in altitude 220 m (eastward of the village Veľké Dravce).

11. In a quarry southeast of the village Bulhary (Photo 27) under lava flows and scoria cones Okrúhlica hill and Bukovinka hill there is a buried maar structure penetrated by basalt body oriented in direction NE–SW (Figs. 49 and 50). Inside of the intrusive body there is developed concentric jointing (Fig. 50A). The maar sediments are ejected and deformed. Due to contact with water saturated sediments the upper part of the intrusion is brecciated. After perforation of the maar sediments a smaller scoria cone (spatter cone) rise in the central part of the maar. Continuous phreatomagmatic eruptions loaded the scoria-lapilli tuff alternating with the effusions of short and thin flows (Fig. 50B). In the upper part the complex is covered with younger cones of the Okrúhlica hill group.

12. The Ostrá hill (elev. p. 383 m, 4 km northwestward of Hodejov) represents relic of a cone penetrated by lava body in direction NNW–SSE.

*Maars* of the Cerová basalt Formation, being developed in usually dish-like depressions about 100–130 m under the relief level, originated during the initial explosive eruptions. The maars consist of palagonitized lapilli to scoria--lapilli tuffs with scattered bombs and agglutinate, which form approximately rounded (ring-shaped) rampart around the central depression usually occupied by a maar lake. Beside phreatic explosions bringing to the surface fragments and sandy material of Lower Miocene sediments, the phreato-magmatic eruptions followed (due to direct contact of ejecting magma with water of the maar lake), which brought up and settled layers of palagonitized tuff through base surges and wet surges. During development of some maars the Strombolian to Hawaiian type eruptions occurred and the maar lakes disappeared. The erupted basalt fragments, bombs and agglomerates created the scoria cones and these covered maar structures (maar Hodejov, maar of Ostrá skala hill). In some cases the maars were destroyed by a rise of shallow intrusions (Bulhary, Fig. 50).

13. Castle hill (Hradný vrch hill) of the Fiľakovo castle (Fig. 51, Photo 28) represents remnant of internal slope of a maar rampart built of bedded palagonitized tuff loaded on the Eggenburgian sediments. The dipping of the tuff is 15–20° toward SW into center of the maar (Fig. 51A, B). Sliding structure in upper parts of slopes indicate instability of sediments on a internal slope (Fig. 51C, D, E).

14. Červený vrch hill (elev. p. 248.2), at the northern margin of the town Fiľakovo, is a remnant of internal slope on the northern margin of tuff rampart consisting of lapilli and lapilli-pumiceous tuff with inclination 15–25° toward south (Fig. 52). Near its eastern margin there are deformed and broken maar sediments slid under steep angle into feeding channel (chimney) and/or diatreme (Fig. 52B). Upward there are bedded lapilli tuff with pumice and basalt bombs with gradual levelling of the dipping. With respect to base level of the nearest lava flows of the complex of Veľký Bučeň hill (NE of Fiľakovo) the mentioned maars Hradný vrch hill and Červený vrch hill are located about 130 m lower.

15. Lapilli tuff in the area of the Vyhliadka hill (elev. p. 244 m) westward of Fiľakovo represent remnants of a destroyed maar.

16. The maar Bone Gorge southward of Hajnáčka (under elev. p. 410 m Matrač hill) represents elliptical depression with dimensions 500 x 370 m (Fig. 46) opened at the western margin by erosive cut. Near northwest margin of the maar lapilli tuff with sliding structure outcrops. The maar filling, consisting of tuffaceous-sandy sediments with intercalations of siltstone, was verified by borehole HJ-1 up to depth 31.5 m (deeper the Eggenburgian sediments were reached). The lowermost volcanic rock penetrated by borehole is a brecciated basalt body (dyke).

The original maar filling was almost completely washed out and the secondary redeposited fill contains abundant bone remnants (bones of panda, monkey, hyena, small rodents, mastodont, rhinoceros, tapir). The Bone Gorge is a type locality of the mammal biostratigraphic scale of European continental Neogene zone MN-16.

17. The maar remnants outcropping in the quarry near the village Hodejov, under the elev. p. 263.1 m (Fig. 53A), can be subdivided into two parts. The lower older part (I) is built of bedded brown-green, brown-red palagonitized lapilli tuffs dipping 5–17° toward northwest. Beside scattered bombs there are present rounded fragments of Eggenburgian sediments with limonite crusts, often burned (Fig. 53B/I). After weathering the sediment left characteristic casts in the rock. On top of the destroyed surface of the lower part (probably removed after giant explosion) the upper part (II) of the maar is unconformably loaded (Fig. 53B), having at the base pumiceous tuff and agglutinate. The main volume of the upper part is built up by the light yellow-green palagonitized tuff with bombs and with the agglutinate and agglutinate bombs in the upper part. The mentioned sequences indicate transition from phreato-magmatic eruption to Strombolian and Hawaiian eruptions and gradual withdrawal of the water environment from the maar central part. The maar base is about 120 m bellow the base level of the lava flow southward of Hodejov.

18. The maar northward of Hajnáčka is a part of basalt complex Ostrá skala hill (Fig. 47A). On floor of the dish-shaped depression there is settled tuff with high content of fragments of underlying sediments. Sliding structure (Fig. 47C) indicates instability of material on the inner maar slope. The main parts of the filling consist of palagonitized tuff with scattered bombs and agglutinate. In the central part there is deposited light tuffaceous sand with material coming from Lower Miocene sediments brought up during the phreatic explosions. Occasional bombs made impact structures in the tuffaceous sand (Fig. 47C). The upper part of maar fill consists of scoria-lapilli tuff and agglomerate penetrated by basalt neck. The maar is partly overlapped by a scoria cone.

19. Maar of smaller dimensions located northward on a valley slope near the village Gortva consists of scoria--lapilli-palagonitized tuff dipping to the maar center.

20. Maar northwestward of the village Blhovce near the elev. p. 361.4 m – Slivník hill with dimension 250 x 350 m consists in its lower part of the palagonitized tuff with scattered agglomerate bombs. Upward there are prevailing agglutinate bombs and agglutinate topped by the hyaloclastic breccia with angular fragments.

In the northeastern part of the area (between the villages Hodejov and Konrádovce) the greater number of incoherent relics of pyroclastic rocks represent remnants of maar filling, or an originally greater sheet of lapilli tuffs. Northwestward of the village Čokovo (3.5 km NW of Hodejov) maar filling was confirmed by geophysical methods (geomagnetic and geoelectric profiling) with the use of short boreholes. Another maar type structure was verified by geomagnetic measurements eastward of Durenda settlement

(on southern slope of elev. p. 263.7 m up to of the river Gortva level) and northward and southward of the village Blhovce on slope of river Gortva valley (Konečný and Kubeš, 2000).

*Lava necks* and penetrations closely associate with relics of basalt flows, scoria cones and maars, or they occur alone as projecting bodies in the environment of Lower Miocene sediments.

21. The neck of Veľké Hradište, elev. p. 386 m (5 km northward of the town Fiľakovo) with dimension 250 x 220 m represents projecting basalt body approximately 40 m above the ground level (Fig. 54). The fanlike shape of the prismatic jointing indicates widening of the space in the upper part of the feeding channel with transition to the crater area. Near the body margin through the breccia zone of the original diatreme a basalt apophysis penetrates from the inner part of the lava body.

22. The neck Šomoška near state border with Hungary represents projecting basalt body with elliptical cross-section (160 x 130 m – Fig. 55A, B). On the top of the neck there is partly reconstructed castle Somoskö. Subhorizontal course of the prismatic jointing (perpendicular to the chimney walls) indicates the chimney margin at the neck western margin (Fig. 55D). Gradual rising of the prismatic jointing (Photo 21) near the eastern margin indicates widening of the space with transition into flow (Fig. 55C). Near the northern margin in the lower level the original diatreme breccia outcrops, being penetrated by a dyke (Fig. 55B).

23. Southward of Pohanský vrch hill (Malý Karad) two smaller necks with prismatic jointing protrude the surrounding softer Lower Miocene sediments (Fig. 38).

24. Steblová skala hill is partly separated projecting neck with prismatic jointing with upside-down fan-like shape indicating widening of the space in its upper part. Dykes and remnants of lava flows oriented toward north are associated with the neck (Fig. 48C).

25. A basalt body at the eastern slope of Rakvica hill – elev. p. 497 m (eastern slope of Belinská hora hill) protrudes from the Lower Miocene sediments as a significant landmark (probably a neck). In the upper part the body is disintegrated into blocks (Fig. 43).

26. The basalt body Tilič hill (elev. p. 476 m) eastward of the basalt complex Pohanský hrad hill represents similarly notable landmark projecting in the relief (probably a lava neck; Fig. 45). The top of the body is disintegrated into blocks.

27. The basalt body on the top of the hill Ostrá skala (elev. p. 451 m) represents probably filling of the central chimney of the scoria cone. In the upper part it is widened into filling of the caldera (Fig. 47B).

28. In the maar filling on the eastern slope of the elev. p. 451 m – Ostrá skala hill there is partly projecting basalt neck with dimension 10 x 10 m (Fig. 47B).

29. Lava body of NNW–SSE direction penetrates through the scoria cone Ostrá hill (4 km northwest of Hodejov).

*Basaltic dykes* cutting the Lower Miocene sediments are scattered in the area. They occur often in relation with scoria cones, maars and diatreme.

30. Eastward of the Monica hill dykes oriented in N–S direction, wide about 10 m and long about 200 m occur (Fig. 38).

31. At the northwestern margin of the scoria cone Roháč a dyke 10–15 m wide and about 40 m long, in NW–SE direction penetrates through pyroclastic rocks. Dyke is conected with central neck.

32. In the upper part of the cone Dunivá hora hill (elev. p. 607.4 m) dyke 3–4 m wide (Fig. 42/5) penetrates through agglutinate.

33. The basaltic dykes penetrate through the diatreme filling near the villages Šurice and Hajnáčka (Fig. 56A, B). At the margins they are brecciated. In the case of diatreme in the village Šurice the dykes pass into short apophysis of sill type parallel with bedding. The dykes are often tectonically disturbed.

*Diatremes* – represent projecting fillings of feeding channels to the maars, latter removed completely by the erosion. The diatreme fillings are characteristic by large variability of the lithological composition.

34. The diatreme near the village Šurice (Soví hrad hill elev. p. 316.3 m, Fig. 56A, Photo 25) projecting about 90 m over surrounding relief consists in lower part of non-bedded palagonitized tuff breccia. In the upper part there is sunken block of maar filling, at its base it consists of fine-grained to coarse-grained lapilli tuff, in the middle part of the tuff breccia that predominates, and in upper level there are agglutinate bombs and agglutinates. The diatreme filling is penetrated by steep dykes passing into sill apophysis.

35. The diatreme near the village Hajnáčka forms similarly notable landform (Fig. 56B and Photo 24). The diatreme filling consists of tuff breccia (partly palagonitized) with abundant fragments of underlying Lower Miocene sediments and with blocks of original maar sediments. The tuff breccia is penetrated by basalt dykes and steeply dipping bodies of younger intrusive breccia.

36. In the basement of the maar located southward of Hajnáčka there is uncovered part of a diatreme composed of Lower Miocene sediments and fine-grained matrix of the same composition.

37. The diatreme filling at the western margin of the village Stará Bašta consists of block of Lower Miocene sediments. The matrix has tuff-sandy character (Fig. 57A, B). In the western part there is sunken block of lapilli tuff and breccia. Also a group of diatremes westward of Stará Bašta has similar character of the filling.

38. The diatreme near the western margin of the village Tachty consists of blocks of Lower Miocene sediments with dimension 4–6 m (Fig. 58A) and with mixed tuffaceous-sandy matrix. Within the diatreme there are also sunken blocks (by 10–15 m diameter) of bedded lapilli tuff and tuff breccia.

39. The diatreme filling at the southern margin of the village Tachty consists of bedded lapilli tuff and tuff breccia with fragments and blocks of Lower Miocene sediments (Fig. 58B). The sediments cut by the diatreme channel (Eggenburgian) are thermally altered (fired, indurated and partly smoothed).

Another diatreme relics of wider vicinity of the villages Blhovce and Hodejov are similarly built of tuff breccia with increased fragment content of the underlying sediments.

## Quaternary

The Quaternary sediments of the Lučenská kotlina Depression, Cerová vrchovina Upland, as well as surrounding parts of the depressions Rimavská kotlina and Ipeľská kotlina, Slovenské rudohorie Mountains and Krupinská planina Plateau form a differentiated cover. They are best developed in the river valleys of Ipeľ, Rimava and their tributaries and on downs inside the depression.

The polycyclic evolution of the region, especially of the fluvial terrace sediment evolution is characteristic. The river terraces were developed under influence of an irregular area uplift. For this evolution a strong levelling of the surface at the end of Pliocene is important, when a large river flat developed. During the Lower Pleistocene as a consequence of the revived neotectonic movements of the Walachian phase the flat relief was denivelized and simultaneously the basalt volcanic activity of the Cerová Basalt Formation began. The basalt lava flows filled the river valleys preserving on the valleys bottom the oldest Pleistocene sediments. The basalt volcanism together with intensive uplift of the young Cerová vrchovina Upland dome, than the watersheds of the rivers Suchá and Rimava, as well as subsidence of the central and western parts of the Lučenská kotlina Depression caused partial reorganization of river network and its orientation towards the recent one.

In Middle Pleistocene the region is characterized by overall equal uplift, what under condition of periglacial climate caused the formation of the morphologically notable middle terraces.

In Upper Pleistocene along with gradual decrease of regional uplift amplitude the lateral erosion, resedimentation of fluvial sediments and mainly formation of loess sheets took place. In the Upper Quaternary period, the Holocene flood cover of river planes and a final shape of the relief was formed by the intensive slope processes.

### Pleistocene

#### *Lower Pleistocene*

The sediments of Lower Pleistocene occur in three levels. The oldest (Biberian?) sediments are preserved in the basement of the basalt lava flows of the Cerová Basalt Formation – Trebeľovce Member and occasionally, in valleys of the rivers Ipeľ and Rimava, they are represented by fluvial sandy gravels, loamy and clayey sands with fossilized soils of andosol type.

In the lower morphological position, in basement of younger lava flow there are sandy gravels of Husina Member and sandy gravels of middle uppermost terraces.

In the lowest level there are occasionally developed sandy gravels of lowest, uppermost terraces.

#### *Middle Pleistocene*

The sediments of the Middle Pleistocene are represented by the wide terrace belts along the rivers Ipeľ, Suchá, Belina and Rimava. They occur in four levels (35–40 m, 25–30 m, 20–25 m, 10–12 m). They consist of sandy gravel, sand, flood loam and fossil interglacial soils. The river terraces are covered by younger complex of loess and loessy soils.

#### *Upper Pleistocene*

The sediments of Upper Pleistocene consist of fluvial gravels belonging to lower river terraces, fluvial sediments of river's bottom accumulation, of river flats, proluvial sediments of lateral streams, sheets of loess and loessy soil, deluvial (polygenetic) soils of loess character and loamy-rocky sediments.

### Holocene

The youngest period of the Quaternary – Holocene includes fluvial sediments of river flats Holocene cover, proluvial sediments of aggradation and run-off fans and anthropogenic sediments.

# Geophysical researches and their interpretation

In the territory of the Lučenská kotlina Depression and western part of the Cerová vrchovina Upland a geophysical research was extensively performed (Fig. 60). Gravimetry, magnetometry, seismic and geoelectric research combined with the study of rock physical properties together with remote sensing of the Earth are the most important methods used in the study of the regional geology.

The results of the geophysical research and their interpretations are presented in basic (Fig. 65), derived (Fig. 66) and interpreted maps (Figs. 64, 67, 68 and 69), and in geophysical profiles (Figs. 70, 71, 71a and 71b). They offer complex overview on geophysical inhomogeneity of the region in horizontal and vertical directions. On the other hand, the results of remote sensing of the Earth offer information about probable physical boundaries of linear and nonlinear course and together with information about geophysical fields they also offer ideas about probable geological sources of the physically different environments.

The synthesis of the results and the interpretations of the individual geophysical methods and current knowledge are the best starting point for the geological interpretation of the geophysical measurements. Its credibility is limited by the geophysical methods used, density of the observed data (measurement points) and degree of knowledge about petrophysical properties of rock and rock complexes.

*The main results of the geophysical research*

The outstanding results of the geophysical research in the Lučenská kotlina Depression and the western part of the Cerová vrchovina Upland are:

– results of petrophysical rock properties Tabs. 52 and 53)

– results of interpretation of gravimetric, magnetometric, seismic and geoelectric measurements (Tab. 54)

– results of interpretation of the remote sensing

Knowledge about the petrophysical rock properties contributed to interpretation and modeling of the gravity and magnetic anomalies of the region. The results of the geophysical fields interpretation confirmed the existence of the gravity and magnetic anomalies in the Cenozoic filling and/or anomalies in the pre-Cenozoic basement. The results of the remote sensing revealed possible existence of physical boundaries of linear and non-linear courses.

*Sources of the geophysical anomalies in the Cenozoic filling of the depression*

In Cenozoic filling of the Lučenská kotlina Depression and the western part of the Cerová vrchovina Upland the sedimentary-volcanic complex reflects in the gravity and magnetic fields (Figs. 61, 62, 63, 64, 65 and 67). In gravity and magnetic fields the anomalies are caused mainly by their increased density, magnetic susceptibility and differential magnetic polarization of the volcanic rocks. The products of the Cenozoic volcanic activity with normal and reverse magnetic polarization (Fig. 64, $b_1 - b_{24}$) are dominant mainly in southeastern part of the region confined by the villages Čakanovce – Veľké Dravce – Hodejov – Gemerský Jablonec. This area is also characteristic with the presence of positive gravity anomalies, well correlating with occurrences of volcanic rocks.

*Sources of geophysical anomalies in pre-Cenozoic basement*

The interpretations of the anomalies in the pre-Cenozoic basement were made mainly on the base of the results of gravity, magnetic, geoelectric and seismic researches (Figs. 62, 63, 64, 67, 68, 70, 71, 71a and 71b). In the studied region there were selected several physically different environments. These anomalies of the geophysical fields have crucial importance for study of the geological structure of the pre-Cenozoic basement.

As most important positive gravity anomalies we consider (Supplement 1, Fig. 68):

– anomaly of Gemerský Jablonec (G1) – its source is still unknown

– anomaly near Lučenec (G2) – caused by amphibolites and/or mica schists with amphibolites

– anomaly in the area of Sedem chotárov hill (G3) – caused probably by amphibolite

– anomaly near Lovinobaňa (G4) – it indicates presence of mica schists with amphibolites

The significant negative gravity anomalies are those near Ľuboreč and České Brezovo (Fig. 68). We assume that both anomalies are caused by the presence of granitoids in the Veporicum and Gemericum tectonic unit contact zone.

In magnetic map there were interpreted sources in the pre-Cenozoic basement (Fig. 64) near Fiľakovo ($a_1$) and Blhovce ($a_2$). Both are caused by magnetite and metamorphosed rock of uncertain tectonic origin. Anomalous zone between the villages Panické Dravce – Lučenec – Poltár – – Hrachovo ($c_1$–$c_7$) consists of the largest accumulations of basic metamorphosed paleovolcanic rocks of the Hrádok Formation belonging to the Ochtiná Group with various depth of occurrence. Another anomalous zone with southwest–northeast orientation between Točnica, Mladzovo and Hradište ($e_1$–$e_{11}$) reflects the presence of serpentinized ultrabasic rocks in southwestern part and the mica schist of the Ostrá Complex in northeastern part. Extended magnetic anomaly between Lovinobaňa and Málinec ($f_1$) is caused by some types of mica schist of Ostrá Complex and by amphibolites in various depth.

*Relief of pre-Cenozoic basement*

The map of the relief of pre-Cenozoic basement (Fig. 71) is compiled on the base of geological knowledge and results

of seismic, gravimetric and magnetic interpretation as well as geoelectric measurements. The relief of the pre-Cenozoic basement is illustrated in a form of isohyps with isolines of 100 m step.

The map suggests, that the pre-Cenozoic basement immerses under the Cenozoic sediments from northwest to southeast, where it reaches the maximum depths (-1900 m). The map of the relief of the pre-Cenozoic basement shows also local elevations and depressions of the relief.

*Important geophysical boundaries*

Map of density, magnetic boundaries and boundaries interpreted from satellite images (Fig. 69) were compiled from the results of interpretations of the mentioned geophysical methods. The interpreted linear density and magnetic boundaries reflect contacts of rocks with different density and magnetic properties, mainly in the Cenozoic basement. Their course does not correspond always with the course of tectonic lines or faults disturbing the Cenozoic rocks.

However the most important geophysical boundaries usually correlate with tectonic lineaments of southwest-northeast direction (faults of Carpathian direction). The most notable density boundary indicated westward of the village Mučín to Buzitka corresponds to Prša fault that is a part of the Rapovce (Rapovce–Plešivec) fault zone. In the magnetic field there are two outstanding boundaries of the mentioned direction – northern corresponding with the Lubeník lineament – a tectonic contact of Veporicum with Gemericum and southern, confining the southern margin of the Ochtiná Formation magnetic rocks.

The linear structures of southwest–northeast direction are deformed by geophysical boundaries of NW–SE to NNW–SSE direction. From the east these boundaries corresponds to Rimava fault, fault of Čierny potok brook, Fiľakovo fault, fault of Kriváňsky potok brook, Mučín fault, fault of Dáľovský potok brook and Dobroda fault.

Other interpreted geophysical boundaries represent either density and magnetic inhomogeneities in the Cenozoic basement or contours of partial elevations and depressions in the relief of the pre-Cenozoic basement.

In the interpreted map of remote sensing there are notable photolineations of linear course in the area Ľuboriečka – – Lučenec – Veľké Teriakovce, parallel with already mentioned Rapovce fault and Prša fault.

## *Structure of Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland*

The analysis of geology and geophysical fields revealed that majority of gravimetric and magnetic anomalies has their source in the deeper pre-Cenozoic basement.

### Anomaly of gravity and magnetic field in pre-Cenozoic basement

The anomalies are illustrated in Supplement 1. The largest positive gravimetric anomaly is located near Gemerský Jablonec (G1), the supposed depth of the upper part of the anomaly source is in depth 2.3–4.3 km. It has two partial anomalies: G1a Blhovce and G1b Nová Bašta. The source of the anomaly is within the non-classified unit of the pre-Cenozoic basement. Part of the anomaly coincides with magnetic anomaly (M1 Fiľakovo – Blhovce). The surface of the rock body inducing the magnetic anomaly lies in the depth 1–1.4 km. There are several ideas about the source of the anomaly G1: partial diapir of the mantle (Bodnár and Pospíšil, 1980), remnants of oceanic crust (magnetic anomaly Fiľakovo – Blhovce match to the strip of magnetic anomalies in the basement bordered by the Diósjenö line (Haaz and Komáromy, 1967–1968; Zbořil et al., 1971; Balla, 1980): remnants of oceanic crust together with surrounding metamorphic rocks in allochthonous position (Leško and Varga, 1980).

Lučenec positive gravimetric anomaly G2, the depth of the anomaly upper surface is 0.8–2.3 km. The sources of the anomaly are probably the low-magnetic amphibolites or mica schist of Veporicum.

Positive gravimetric anomaly Sedem chotárov hill (G3), source is similar as in anomaly G2.

Positive gravimetric anomaly Lovinobaňa (G4). The supposed sources are the Lovinobaňa Complex and Ostrá Complex belonging to Veporicum (Bezák in Vass et al., 1992). G4 anomally coincides with magnetic anomaly M5. Source rocks are mica schists with metabasalt thick 800–900 m in the tectonic position.

Negative gravity anomalies Ľuboreč G1, Český Brezov G2 and Mučín G3 are in tectonic contact zone of Veporicum with Gemericum and fall into a strip of negative anomalies running from the Ipeľská kotlina Depression (Vass et al., 1979) in northeast direction to Zdychlava fault zone (Plančár et al., 1977). Source: young Alpine granitoids occurring in depth from 0.3 to 2.4 km, having thickness 2–3 km and more.

Zone of magnetic anomalies M3 (Panické Dravce – Lučenec – Kalinovo – Hrabovo) coincides with tectonic contact of Gemericum with Veporicum. The assumed source: basic rock of the Ochtiná Group of Gemericum, ultrabasic rocks partly outcropping (serpentine near Kalinovo), and/or with upper surface in depth 0.7–0.9 km (vicinity of the villages Halič and Veľká Ves), magnetic rocks of Veporicum (Poltár – Hrnčiarska Ves and Maštinec), depth of the upper surface is of 0.5 km.

### Tectonics of pre-Cenozoic basement

The basement of Cenozoic strata has a thrust structure. Silicicum is the uppermost nappe unit. It lies on Turnaicum or Gemericum. A fragment of Silicicum was transferred in the vicinity of the town Lučenec by a sinistral strike-slip along the Rapovce–Plešivec fault (Fig. 72). The Turnaicum is trusted over Gemericum (near Kociha) and Veporicum (near Hrachovo). The Gemericum lies over Veporicum, the tectonic contact of both units is represented by the Lubeník – Margecany lineament dipping under angle 15–55° (locally 75–85°) toward southeast. The contact is somewhere complicated by the intrusion of Alpine granitoids (Poltár, Podrečany, Supplements 1 and 12). Southward and parallel with Lubeník – Margecany lineament there is Hrádok lineament – reverse fault dipping 65–85° toward southeast. Gemericum in form of shallow slices tectonically lies on Veporicum near villages Podrečany, Divín and southwestward of Lovinobaňa. In the basement of Krupinská planina plateau the contact of both units is represented by the Dobroda fault; a dextral strike-slip, and/or normal fault (11). In the territory of Hrnčiarske Zalužany – Pinciná the basement is built up by the Veporicum outcropping in a tectonic window beneath the Gemericum. In the territory of Sedem Chotárov hill and near Tuhár the Veporicum builds two synforms and steep antiform in share contact.

Pre-Cenozoic rocks are segmented by numerous faults; some of them are reverse. The orientation of the faults is NE–SW (mostly reverse faults), NW–SE to NNW–SSE (normal faults developed after Cretaceous, being active also during Cenozoic, N–S deep seated old faults are active also in Quaternary).

### Tectonics of the Lučenská kotlina Depression filling and Cerová vrchovina Upland

Cenozoic rocks of the studied area are disturbed mainly by normal faults, however strike-slip faults are also present. Two main fault systems are developed: trending NW (NNW) and NE. Faults of N–S and E–W directions are less common (Supplement 12).

*Fault system of NW–SE to NNW–SSE direction*

The main structural division of the depression is controlled by NW–SE to NNW–SSE trending faults. The analysis of stress fields (Vass et al., 1993) showed activity of faults of NW direction during Lower Miocene. Original trend of those faults was NE–SW and the faults have been generated in paleostress field with extension in NW–SE direction and vertical compression. After two phases of Miocene block rotation by 80° CCW (Márton et al., 1995, 1996) the faults have got the recent trend in NW–SE direction. After the first Miocene rotation in Ottnangian by 50° CCW in Lower Badenian the main compression changed to N–S direction. In such stress field a new faults generation of the same direction originated. By the second Miocene block roration by 30° CCW those faults were turned to the recent NNW–SSE orientation (Vass, 2003). Faults of NNW–SSE direction have been synsedimentary active during the Lower Badenian. The activity of both fault systems is proved also in Pliocene and Quaternary, because they control paleovalleys of rivers later filled with lava flows of the Cerová basalt Formation, and/or they control the current river network and distribution of river terraces.

The relationship between those two fault systems is well recognizable in the area of Strháre–Trenč graben. The graben confined with the faults of NNW–SSE direction disturbs or is superposed on older Dačov lom Graben confined by the faults of NW–SE direction.

Faults with NW and NNW direction divide the territory on individual blocks. From east to west there are the following blocks (Supplement 12):

– Blocks Lukovištia – Bátka reach the studied territory only by partial extention from the Rimavská kotlina Depression. In the west they are confined by Rimava fault (1). This fault is not only normal fault, but it has also the horizontal component of the movement. Dislocation of the magnetic anomalies Fiľakovo – Blhovce – Hrnčiarske Zalužany, and/or Lučenec – Lubeník magnetic zone indicates approximately 10 km sinistral strike-slip along Rimava fault.

– Blocks Dužava – Kružno are confined by Rimava fault on the east and by Sušany fault (2) on the west. Sušany fault manifests itself as a normal fault as well as sinistral strike-slip. It dislocates Lučenec – Lubeník zone of magnetic anomaly (Gnojek, 1990). It is recognizable on radar and airborne images and there are mineral springs and travertine heads along the fault.

Rocks of the pre-Cenozoic basement outcrop in the northern part of the blocks, more southward the Lučenec Formation (Egerian), the Poltár Formation (Pontian) and relics of volcaniclastics of the Pokoradza Formation (Middle Miocene) outcrop. In the southern part of the blocks there are sediments of the Fiľakovo Formation (Eggenburgian) and basalts of the Cerová basalt Formation (Pliocene--Pleistocene). The blocks are segmented by oblique and transverse faults into several partial blocks.

– Ožďany blocks are confined by the Sušany fault on the east and westward by the Čierny potok fault. The Čierny potok fault takes part in forming of the area morphology. Its segments are visible on the satellite, airborne and radar images (Šefara et al., 1987). The fault is indicated by the vertical density boundaries in the Cenozoic and pre-Cenozoic basement. Beside normal character, a sinistral strike-slip along the fault is assumed too. The fault breaks the Lučenec – – Lubeník zone of magnetic anomaly, than the anomaly between Lovinobaňa and Breznica villages (Gnojek, 1990) and the Muráň – Divín lineament.

In the northern part of the blocks the pre-Cenozoic basement and sediments of the Poltár Formation outcrop. In the southern part sediments of the Lučenec Formation outcrop and in the Cerová vrchovina Upland the sediments of Fiľakovo Formation and the basalts of Cerová basalt Formation outcrop. The blocks are segmented into smaller block by another oblique faults (Hrnčiarske Zalužany block).

– Veľké Dravce block is confined by the Čierny potok fault at its eastern margin and by the Fiľakovo fault (4) at the western margin. The Fiľakovo fault contributes in forming the morphology of the area (river valleys, asymmetry of valleys and river terraces). The fault is recognizable on satellite, radar and airborne images and also it controlled pre-basalt paleorelief. There are also indications of vertical density boundaries in the pre-Cenozoic basement and in Cenozoic, too. Together with another fault of NE direction it contributed to locating of the rhyoljte volcanism assumed center in the area of Dunivá hora hill, southeastward of the town Fiľakovo (Supplement 5).

The block has elongated shape. In the northern part the pre-Cenozoic basement and sediments of the Poltár Formation outcrop. In the middle part there are sediments of the Lučenec Formation and in the area of the Cerová vrchovina Upland there are Fiľakovo and Bukovinka formations and/or basalts of the Cerová basalt Formation.

The block is broken by a network of smaller fault of various orientations, which are visible in morphology of the area and in geophysical fields.

– Lučenec blocks are structurally the highest blocks of the Lučenská kotlina Depression structure. The blocks are confined by Fiľakovo fault on the east and Dobroda fault (11) on the west. Dobroda fault is traceable in the morphology of the area, in the geophysical fields, on the satellite, airborne and radar images (Šefara et al., 1987). The fault leaves the territory of Slovakia and continues on the territory of Hungary along the valley of the brook Dobroda. Beside normal character the fault demonstrates dextral strike-slip.

Lučenec blocks consist of miscellaneous lithostratigraphic units. In the northern part the pre-Cenozoic basement outcrops, partly overlain by sediments of the Poltár Formation, in the middle part of the blocks the sediments of the Lučenec Formation outcrop. In the southern part of Lučenská kotlina Depression and in the Cerová vrchovina Upland the sediments of Bukovinka, Salgótarján, and Modrý Kameň formations outcrop. Majority of the area of Cerová vrchovina Upland consists of the sediments of the Fiľakovo Formation penetrated by the Middle Miocene andesite (Šiator Andesite) near the village Šiatorska Bukovinka. The ridges of the elongated hills are built up by basalts of the Cerová basalt Formation. In the area of Jelšovec, Maškova and Podrečany villages (the western and northwestern part of the blocks) the rocks of the Podrečany basalt Formation (Pontian) outcrop.

The Lučenec blocks are segmented by longitudinal faults on series of partial blocks delimited on both sides by faults. The partial blocks compose a mosaic-like structure of sunken and risen blocks. Faults confining the partial blocks are usually normal faults with characteristic marks on land morphology, in geophysical fields and in remote sensing images, etc. The boreholes proved various sites of the fault displacements. From the east to the west within the Lučenec blocks there are the following blocks (names of the confining faults are in parenthesis):

– Block of Veľká Ves (Fiľakovo (4) and Čakanovce faults (5)),

– Mikušovce block (Čakanovce (5) and Mučín (7) faults),

– Halič block (Mučín (7) and Mašková (9) faults),

– Malé Daľovce block (Mašková fault (9) and Daľovce brook fault (10))

– Šára settlement block, Daľovce brook fault (10) and Dobroda fault (11))

– The Strháre–Trenč Graben is confined by the Dobroda fault (11) on the east and by Pôtor fault belt (16) on the northwest (Vass et al., 1979). Only its southern part includes the area of the region described.

In the area of the graben there are outcropping mainly Badenian andesite volcaniclastics (Vinica and Lysec formations). In the southern and southwestern part there are sediments of the Modrý Kameň Formation and in an erosive window also sediments of the Salgótarján Formation outcropping from bellow the Badenian volcaniclastics.

The graben is segmented on partial blocks by a set of longitudinal faults of NNW direction. From the east to the west there are the following partial blocks (confining faults are in parenthesis):

– Strážna hora block (Dobroda fault (11) and Olšov brook fault (11))

– Prieloh block (Olšov brook fault (12) and Raroš fault (13))

– Hámor block (Raroš fault (13) and Tisovník fault (14))

– Bukovec block (Tisovník fault (14) and Pôtor fault belt (16))

– Straciny high blocks reach the area of the region marginally near Bušince. On the southeast they are confined by Pôtor fault belt (16) and they extend mainly in the Ipeľská kotlina Depression (Vass et al., 1979). The blocks uplifted to the surface sediments of the Fiľakovo Formation – Lipovany Sandstones and sediments of the Lučenec Formation.

Among the longitudinal structures of northwestern direction also Dačov lom Graben belongs to pre-Badenian (Supplement 5). The graben is masked by the already described Strháre–Trenč Graben of NNW direction. Both grabens form zone of cross subsiding blocks (Vass, 1963). Dačov lom Graben played crucial role in tectogenesis and paleogeographical development of the Ipeľská kotlina Depression (Vass et al., 1979).

*Fault system of NE–SW direction*

Faults of NE–SW direction are less distinctive than faults of NW direction, and/or they are obscured by them. According to structure and genetic evolution of the Rimavská kotlina Depression the faults of NE direction were synsedimentary since the Upper Oligocene and Lower Miocene. Obscuring of the NE direction faults was caused also by the young dome of the Cerová vrchovina Upland, where the faults have an irregular course.

In the region the faults of NE direction form several blocks as follows (Supplement 14).

– Vidina high block – on southeast side is confined by unnamed fault running from the settlement Prieloh to the

village Kalinovo. This fault is morphologically not well visible and it is many times disturbed by faults of NW direction. Its existence is indicated by the vertical density boundaries in the Cenozoic rocks. The northwestern margin of the blocks is not well recognizable. The block is disturbed by a set of faults of northwestern direction and by several longitudinal faults.

– Boľkovce block is confined by unnamed fault from the northwestern side and by the Rapovce fault (17) from the southeast. The fault runs from the Ipeľská kotlina Depression along valley of Ipeľ river northeastward to Ožďany and after a disturbation by north-south faults it runs toward the east. Its continuation in the Rimavská kotlina Depression is formed by Rašice fault (Vass and Elečko, ed., 1989).

The fault is visible in the morphology of the lower Ipeľ river valley and on satellite and airborne images. In the rest of the region the fault is obscured and disturbed by the faults of northwestern direction. The fault corresponds with indications of vertical density boundaries in Cenozoic and in the pre-Cenozoic basement. The fault has regional importance:

– in a broad sense it belongs to the Raba – Rožňava fault belt

– since Egerian the fault played a role of a sinistral strike slip, what is indicated by:

– distribution of Oligocene and Lower Miocene sediments

– analysis of stress field

– configuration of the Silicicum carbonates and their presence in the pre-Cenozoic basement southward of Lučenec (Vass et al., 1993, Fig. 72)

– sharp termination of the Rapovce delta and its widening northward of the fault (Supplement 2, Fig. 73)

– configuration of marginal facies of the Lučenec Formation in the Rimavská kotlina and Lučenská kotlina Depressions (Fig. 74)

– spatial distribution of the Fiľakovo Formation extended mainly southward of the fault (Fig. 75)

The Boľkovce block is disturbed by several less important longitudinal faults. However, it is disturbed by numerous faults of NW and/or NNW fault systems.

– Kaloša blocks are directional continuation of the single Kaloša block from the Rimavská kotlina Depression in this region (Vass et al., 1981; Vass and Elečko et al., 1989). In the area of the Cerová vrchovina Upland the block falls apart on to several partial blocks confined by faults:

– Trebeľovce partial block (Rapovce fault (17) and Prša fault (18))

– Lipovany block (Prša fault (18), Rapovce fault (17) and Kalajova dolina valley fault (19)).

– Biskupice block (Kalajova dolina valley fault (19) and Lapša brook fault)

Lapša brook fault is not well manifested in the Cerová vrchovina Upland. It continues from the Rimavská kotlina Depression and in the Cerová vrchovina Upland it was involved in pre-basalt relief formation. The fault controls a paleovalley filled with Dobogo basalt flow (southeastward of Blhovce). From that place it continues discontinuously into the valley of Belina brook and farther to southwestward it leaves the territory of Slovakia to Hungary.

Beside confining faults of the individual blocks the Kaloša blocks are disturbed also by less important longitudinal faults.

– Šafárikovo elevation is the western continuation of the elevation from the Rimavská kotlina Depression (Vass et al., 1981; Vass and Elečko et al., 1989). Its northwest side is confined by Lapša brook fault and its southeastern border is out of the studied area.

The elevation is segmented by longitudinal faults; more important of them are Dechtáre brook fault (21), Hajnáčka fault (20) and unnamed fault running from Dunivá hora Mt. to Ostrá skala Mt.

*Faults of N–S and E–W directions*

These faults do not create block systems in the region. They were active probably in the latest period; especially faults of E–W direction control the relief of the region. N–S faults disturb the pre-Cenozoic basement on the north of the Lučenská kotlina Depression, however, they are involved also in the structure of the depression filling.

*Dome structures*

Beside faults and fault structures in the studied region also compressive structures are present. The dome of the Cerová vrchovina Upland is the most expressive one (Supplement 15). Its existence is documented by the following facts (Vass et al., 1986):

– Radial river network (Fig. 76).

– Irregular fault network. Well developed faults of NW system are usually indistinctive in the Cerová vrchovina Upland (Supplement 12).

– Relief inversion in comparison to relief prior to the basalt effusions of the Cerová vrchovina Upland. The basalt lava flows originally filled the valleys and in recent morphology they form ranges of the Cerová vrchovina Upland.

– The relief of the upland is characterized by sharply cut V-shaped valleys. This is confirmation of the young age of the dome contrary to the round relief forms of the Rimavská kotlina and Lučenská kotlina depressions.

As results from Quaternary sediments distribution and relief development the uplift of the dome occurred in Upper Pliocene and the lowermost Pleistocene. The notable uplift occurred after Mindelian (higher position of terraces on the dome, absence of Rissian terraces). Stabilization occurred in the period of Lower Würmian (altitude of relevant terraces is identical with the altitude of coeval terraces in the Lučenská kotlina and Rimavská kotlina depressions).

Among dome structures also the circular structures visible on satellite and airborne images may be included – these are probably very flat dome uplifts situated northeastward, southward and southwestward of the town Lučenec. Those circular structures coincide with magmatic and gravimetric anomalies (Fig. 69), which indicate the presence of ultrabasic and/or carbonatic rocks on the surface, and/or in the pre-Cenozoic basement of the depression.

# Paleogeography of Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland

The global sea level fluctuation cycles are well or partly manifested in paleogeography of the Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland.

The paleogeographic evolution of the Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland was performed in 6 complete and 4 incomplete regional cycles of sea level fluctuation (Fig. 77), which can be correlated with global cycles of sea level fluctuation (Haq et al., 1987).

The overview of the cycles:

1. The Číž Formation (Kiscellian)
2. Lower part of the Lučenec Formation (Egerian)
3. Upper part of the Lučenec Formation (Egerian)
4. and 5. The Fiľakovo Formation (Eggenburgian),

5. cycle in correlation with the global equivalent (Techas B 2.1) ends earlier (about 20 Ma B. P.), when regional tectonics takes the control over deposition and paleogeographic evolution

6. Incomplete cycle manifests itself by indications of sea transgression during Ottnangian, however, the whole marine cycle was not recorded. The Bukovinka Formation and the Salgótarján Formation correspond to it.
7. The Modrý Kameň Formation (Karpatian).
8. The Vinica Formation (Lower Badenian), an incomplete cycle. Its evolution was restricted to a transgressive activity. The following evolution was controlled by volcanic activity.
9. Indications of a new cycle can be seen in the volcaniclastics of the Lysec Formation, as well as in the Pokoradza Formation.
10. The Poltár Formation – a local terrestrial cycle.

The correlation of the individual cycles with the global cycles of 3rd order is illustrated in Fig. 77.

### Paleogeography of the pre-Kiscellian period

The paleogeography of this period can be reconstructed on the base of wider context. After the Upper Cretaceous folding, the structure of pre-Cenozoic rocks was accomplished. The folding occurred due to crust contraction during subduction (Rakús et al., 1988). Than the uplift of Slovak domain of Apulian promontory took place. Due to the uplift end before the Upper Cretaceous this territory was covered by epicontinental sea (Mišík, 1978). Upper Cretaceous marine sediments were preserved in Southern Slovakia only as denudation relics (Fig. 79). New evidences about the existence of this sea in the Southern Slovakia are:

– Upper Cretaceous marine sediments in the borehole LR-5 near Rimavská Sobota (at Čierna Lúka settlement; Gašpariková, 1986; Vass et al., 2001).

– Redeposited Upper Cretaceous foraminifers and sporomorphs in the Číž and Lučenec formations (Kiscellian and Egerian age; Vass et al., 1979; Vass and Elečko, eds., 1989).

In the closely unspecified time period lateral movement could occurred along faults and the Gemericum moved into area of the recent Lučenská kotlina Depression (dextral strike-slip; Balla, 1989; Fig. 78). Distribution of Oligocene and Lower Miocene sediments indicates a sinistral strike-slip the Rapovce–Plešivec fault in period after Egerian (Vass et al., 1993) mainly in relation with tectonic escape of the Pelso unit from its home area between southern and northern Alps and in northwestern Dinarides (Kázmer and Kovács, 1985, and others).

Uplift of Veporicum northward of the Lučenská kotlina Depression started already since Upper Cretaceous (Kráľ, 1977). At that time thick (up to 50 m) weathering crust began to develop. Such a crust is preserved under the Číž and/or Lučenec formations in northern part of the Lučenská kotlina Depression. The weathering was kaolinitic: what required precipitation of 500–1000 mm.year$^{-1}$, mean temperature 16–18 °C (Kužvart, 1977; Kraus, 1989). Kaolinite is dominant clay mineral in the pre-transgressive Skálnik Member and in the transgressive Blh Member of the Číž Formation (Kiscellian).

### Paleogeography of Kiscellian – Číž Formation

During the Kiscellian the studied area began to subside and became the shelf and lithoral area of the Hungarian Paleogene Basin and/or the Buda Basin. Its opening was triggered by wrench faults (Baldi, 1986).

The Kiscellian sediments are represented by the Číž Formation. Its thickness distribution is in Supplement 2. Thickening is evident southward with maximum 400 m.

Prologue of the marine transgression is the Skálnik Member encompassing pre-transgressive fluvial sediments. Marine depositional cycle controlled by global sea level fluctuation (Techas B 1.2; see Fig. 77) started by transgressive phase, which is represented by the coarse clastic Blh Member, and/or lagoonal and marsh Hostišovce Member. Sediments of the transgression culmination phase are represented by the Lenartovce Member. The Rapovce Member – Rapovce delta is the regressive member of the cycle. Their relation to the Lenartovce Member is illustrated in Fig. 80.

The main sedimentation areas (Supplement 2):

– Continental and fluvial area, where the Skálnik Member deposited. The continental origin is documented by lithological development (upward fining grains), mottled colour of clay, absence of marine fauna, predominance of kaoline in clay.

– Marine area. During the sea transgression on the basin margins the lagoons and marshes occurred. Their deposits are included in the Hostišovce Member. The continuing transgression gave birth to clastic littoral sediments – the Blh Member, and during transgression culmination the monotonous pelitic Lenartovce Member developed.

This was deposited in calm poorly aerated marine environment by particles falling from uniform suspension on shelf in depth of 100–200 m (Kantorová in Vass and Bajaník et al., 1988; Marková, 1977, 1988, in Vass and Bajaník et al., 1988; Šutovská, 1990).

– Delta areas. At the end of the sedimentation cycle the Rapovce Delta prograded into the area of the recent Lučenská kotlina Depression. There are preserved remnants of internal finger cone sand and marshes on delta plain (Fig. 81). We assume also presence of sediments of delta external cone and pro-delta, which, however, were moved to the area of the recent Rimavská kotlina Depression by post-genetic strike-slip along Rapovce–Plešivec fault (Fig. 73).

Clastic material was transported by streams from the north, mainly from the longtime emerged deeply weathered Veporicum. The source area was gradually levelled. Rocks composing the source area and their age are schematically illustrated in Supplement 2. Presence of the Cretaceous and Paleogene rocks in the source area we assume on the base of sporomorphs and foraminifers reworked into the Číž Formation sediments (Planderová and Kantorová in Vass et al., 1982).

The climate during the deposition of the Skálnik Member was arid with humid intervals, later there was subtropic climate (Planderová, 1966; Snopková, 1975, in Vass and Bajaník et al., 1988).

– Tectonic activity and volcanism. According to Báldi and Báldi-Béke (1985) the Buda fault has large influence on opening of Hungarian Paleogene basin. The existence of fault is neglected by some Hungarian authors. Certain role was played also by Rapovce–Plešivec fault, which controlled deposition during Kiscellian (Vass and Elečko, ed., 1989). NE–SW fault running from settlement Prieloh to Kalinovo village was probably active. Some of the faults with NW direction control thickness of the Číž Formation.

Direct evidences about syngenetic volcanism are not present in the studied area. However, they were described in the neighbouring Ipeľská kotlina Depression – more specifically in the Krupina Formation being buried under Badenian volcanic rocks of the Krupinská planina Upland (Vass et al., 1979).

**Paleogeography of Egerian – Lučenec Formation**

At the beginning of Egerian, after a temporal sea regression at the margin of the depression the sea again transgressed. A new cycle identical with the global cycle Techas B 1.3 started. This cycle ends during Egerian and the new cycle Techas B 1.4 began and terminated at the end of Egerian. These two cycles usually cannot be lithologically distinguished in the Lučenec Formation. The beginning of a new cycle (T B 1.4) is indicated by the new Lower Miocene fauna (Ondrejičková and Lehotayová in Vass and Elečko, eds., 1992; Holcová in Vass et al., 2004). In the borehole LC-2 located at NW margin of the Lučenská kotlina Depression in the Lučenec Formation and/or Szécsény Schlier there was determined a lithological change corresponding to the first occurrences of the Lower Miocene microfauna and calcareous nannoflora and thus it indicates beginning of a new cycle of sea water fluctuation (Vass et al., 2004; Fig. 77). Because symptoms of Lower Egerian transgression as well as earlier regression cannot be well distinguished in the depression, it must be pointed out that the transgression is proved at the margin of the depression by: (1) greater areal distribution of the Lučenec Formation by comparison with the Číž Formation; (2) the Lučenec Formation lies transgressively and unconformably on the pre-Cenozoic basement (Supplement 3). At the north of the Lučenská kotlina Depression the Lučenec Formation begins with coarse clastics (Panica Member). Their easternmost occurrence was documented in the borehole FV-1 near the village Blhovce, at the northern margin of the Cerová vrchovina Upland.

The thickness distribution of the formation is shown in the Supplement 3. The maximal assumed thickness 1200 m is expected in the vicinity of the Šiatorská Bukovinka village. The transgression of both cycles comes from the south. The transgressive member of the older cycles is coarse grained (Panica Member). Upper Egerian cycle does not have clastic transgressive member, but the new fauna is an indirect evidence of the transgression.

– Marine areas. The Panica Member (coarse clastics) is a transgressive marine member. It occurs on the northwestern block of Rapovce–Plešivec fault being a result of separation by horizontal shift. The Budikovany Member – biodetritic carbonates belonging also to transgressive phase of the cycle. The transgression culminated by the Szécsény Schlier. The Schlier deposited in littoral or shallow shelf zone having more sandy intercalations and being underlain by transgressive clasts. Schlier of sublittoral zone has less sandy intercalations and is underlain directly by the Lenartovce Member of Číž Formation. The Szécsény Schlier and the Lenartovce Member are lithologically very similar. Ecological requirements of foraminifers in the Szécsény Schlier together with absence of pyrite, increased content of $P_2O_3$, $CaCO_3$ and glauconite indicate sudden change in water circulation in the depression and better aeration in comparison with the Lenartovce Member (Šutovská, 1990). The Szécsény Schlier deposited from uniform suspension without intervention of near-bottom currents. According to foraminifers of the assemblage the depression depth was about 200 m. The associations of foraminifers indicate neriticum: Nodosaria assemblage and/or the boundary sublittoral/neriticum zones: Cibicides – Bolivina assemblage. Ecological requirements according to molluscs: calm sea, soft substrate, good ration at the bottom (Ondrejičková in Vass and Bajaník, eds., et al., 1988).

It is not possible to identify the regressive phase of the Lower Egerian cycle in the strata. In the late cycle the regression phase probably correlates with the upper part of the Szécsény Schlier. It is more sandy, there are intercalations of sand layers or sand is prevailing (for example

in the borehole LR-3 near Rapovce). The fauna is of shallow water and hyposaline character (Kantorová, 1982, 1986; Šutovská, 1990). Supplement 3 illustrates the littoral zone overlapping the sublittoral zone. The relic of delta sediments near the village Nové Hony (borehole ED-1) belongs also to regressive phase: multicolour pelites with shallow water and hyposaline marine fauna (sediments of delta plain).

Source area is assumed on the north. The sediments of river network bringing clastic material into the basin and the river mouth sediments are not preserved, being completely eroded. At the beginning of the transgression of Lower Egerian cycle the source area could have relatively steep relief, which was afterwards levelled. During Egerian the erosion removed Upper Cretaceous sediments from the source area, because redeposited Upper Cretaceous globotruncanas were found only in the lower part of Lučenec Formation (Kantorová, 1982).

Subtropic-tropic climate was indicated by biolithic limestones of the Budikovany Member with Operculina, Heterostegina, Amfistegina, Lepidocyklina and Miogypsina div. sp. and by the sporomorphs. The climate gradually cooled, what suggests a graduate reduction of thermophile species and accumulation of psychrophilous species in the sporomorph association (Planderová, 1990).

Tectonics. It seems that during Egerian there were active synsedimentary NW–SE trending faults, some of them delimitated the Dačov lom Graben with one Egerian subsiding center. We assume synsedimentary activity of the Rapovce–Plešivec fault, its Egerian activity was mostly eliminated by the later sinistral strike-slip movements on the fault.

Indications of volcanism were not found in the studied area but the scattered volcanic material was described in the upper part of the Lučenec Formation in the neighbouring Ipeľská kotlina Depression (Marková, 1971; Vass et al., 1979).

## Paleogeography of Eggenburgian – Fiľakovo and Bukovinka formations

During Eggenburgian the sedimentation took place firstly in the marine environment (Fiľakovo Formation), later in continental environment (Bukovinka Formation).

Between the Fiľakovo Formation and the underlying Lučenec Formation is seemingly concordant relationship. However, this is a disconformity documented by:

– indication of regression in the upper part of the Lučenec Formation: shallowing of deposition environment, progradating delta (Opatová Member) in the Ipeľská kotlina Depression, relics of the already mentioned delta sediments in the Lučenská kotlina Depression near the village Nové Hony,

– extinction of the Hungarian Paleogene Basin, sedimentary area of the Fiľakovo Formation and/or the Pétervásara Sandstone in the Northern Hungary was limited to so-called North Hungarian bay (Sztanó, 1994) or Fiľakovo/Petervásara Basin,

– fauna assemblages of the Fiľakovo Formation contain new species of molluscs, foraminifers and nannoplankton,

– beginning of deposition of the Fiľakovo Formation coincides with global sea level rising, what is the beginning of the new global cycle Techas B 1.5 (Fig. 77).

## Paleogeographical reconstruction of the Fiľakovo Formation

The Fiľakovo Formation together with the Pétervásara Sandstones represent sediments of epicontinental sea developed in so called "North Hungarian bay or Fiľakovo/Pétervásara Basin". The thickness of the formation increases southward (Supplement 4). The Fiľakovo Formation began to develop about 22 Ma ago, what is beginning of the global cycle of sea level fluctuation Techas B 1.5 (Fig. 77). In the Pétervásara Sandstone there was distinguished also second younger global cycle T.B. 2.1. In the Cerová vrchovina Upland this cycle includes the Lipovany Sandstone and the Čakanovce Member, eventually also a part of the Jalová Formation. Duration of this regional cycle is rather shorter than the global cycle T.B. 2.1. Its regression is represented by the Jelšovec Member (a delta).

Marine sedimentation areas identified in the Fiľakovo Formation (Supplement 4):

**Area of shallow shelf with restricted conditions for benthonic animal life.** In this zone the Tachty Sandstone, the sediment of transgressive stage of the cycle was deposited. Typical signs: rare occurrences of sedimentary structures (small and medium cross-bedding), absence or very rare occurrences of molluscs shells, presence of layers and lenses of solid sandstone.

Rare occurrence of sedimentary structures could be caused by:

a) Fast input of detritus, well sorted during previous transport.

b) Wave motion, which disturbed current or other sedimentary structures (Nagle, 1967), however, no wavy textures were preserved. Also assumed depth of sandstone deposition (30 m; Sztanó, 1994) was too large for intensive influence of waves.

c) Drilling activity of organisms, however, the spotted structures characteristic for bioturbated sediments, are not present. Sztanó (1994) suggests further two possibilities:

d) Cementation of solid sandstone beds (rare structures observed under the solid sandstone layer do not continue in friable sandstone).

e) Small, often undistinguishable contrast in grain size between individual laminae, thus they are not macroscopically distinguishable.

f) The sandstone deposited in the environment deep 30–60 m. The strong currents (more than 0.3 $m.sec^{-1}$), did not allowed development of ripples characteristic for shallow sea sandy sediments (Southard and Bouguchwal, 1990; Sztanó, 1994).

Absence of molluscs shells could be caused by the significant fluctuation of salinity, what is confirmed also by hyposaline foraminifera associations (Šutovská, 1990).

Vass (1970) studied the genesis of the solid sandstone benches and lenses. He assumed, that cementation took place prior to sediment compaction. Later study discovered the absence of clay matrix in benches, whereas in friable sandstone clay fraction is present in the range 8–21 % (Tab. 25, Fig. 82). Periodic removal of the clay fraction from the sand could be caused by episodes with increased dynamics, for example influence of storms. This is suggested also by the form of solid benches/lenses which built irregular skeleton with uneven bottom surface. Presence of clay admixture in friable sandstone can be explained also with postgenetic filling of unconsolidated sandstone pores, when the solid benches and lenses were already cemented and could not receive the clay grains (Friedman, 1967).

**Shelf area with sandy waves.** In this zone the Jalová Member originated. Some data concerning the sorting parameters are in Figs. 84, 85, 86 and 87. Its outstanding mark is large cross-bedding with typical features:

– size of sets varies from 2.4 to 12.6 (Fig. 83),

– thickness of layers in the individual set vary from 2 to 17 cm and it reflects the fluctuation of lunar tides (Homewood and Allen, 1981; Allen and Homewood, 1984),

– shape of a individual layer is tangential, dipping varies from 10° to 34°, individual layers have internal structure – positive graded bedding, sand flow structure and tiny pebbles on the layer base,

– silt and/or clay laminas as well as fragments of pelite are also present,

– fine pebbles in coarse sand at the bottom of cross--bedding are well rounded (chert of black, green and brown colours and white quartz),

– contacts between sets are trough-like and planar.

The Jalová Member originated in marine environment (it contains fragments of marine fauna). According to height of the cross-bedding sets they developed in depth of 15–30 m (Allen, 1984; Davies and Fleming, 1991; Sztanó, 1994), i. e. in rather shallower environment than the Tachty Sandstone. These are either sediments of accretional fields of sandy waves and/or dunes (Sztanó, 1992, 1994), or sediments of the tidal channels filling. The deposition was under tidal control that dominated at coast. Through-like shape of the sets bases suggests linguoidal shape of the original sandy waves or dunes, planar shape suggests sandy waves with elongated crest perpendicular to the flow direction. The current that generated the Jalová Member has northward orientation being indicated by unimodal dip of cross-bedded layers. Sztanó (1992, 1994) suggests, that this was the ebb current.

**Open shelf area.** In this zone the Čakanovce Member and the Lipovany Sandstone were deposited, the later is equivalent of the Budafok Sandstone in Hungary. The sandstone is:

– Relatively finer than the Jalová and Tachty Sandstones (Tab. 31). It contains more silt admixture and silt intercalations.

– Cross bedded, sets of cross-bedding are small and medium, i. e. centimeters and decimeters in size.

– Contains abundant mollusc shells, occasionally also lumachelles.

– Other most common types of bedding – wavy bedding, ripple bedding, lenticular bedding, trough-like shape of base of lager set and tangential shape of laminas in the set indicate that the original bed forms were linguoid duns.

– Mud draps are very often.

All these features confirm that the Lipovany Sandstone originated in the environment of intertidal to subtidal shelf.

The azimuths of cross bedding are unimodal and bipolar, however northward azimuth is dominating, i. e. northward flowing current was prevailing.

Molluscs shells are either scattered or they form the lumachelles, or they are crushed in the cross-bedded sandstone. The shells are slightly rounded, thus they were moved after animal death. According to Ondrejičková (1972) the fauna suggests infralittoral zone with normal salinity, warm, sufficiently illuminated and aerated water. Lumachelles can represent "offshore coquina banks", which, according to Homewood and Allen (1981), are developed in external tidal dominated coast and/or littoral zone.

The Čakanovce Member is the deepest water sediment within the Fiľakovo Formation. It is confirmed by:

– Schlier appearance, the member has the finest grain size of all formation members.

– Current textures are missing.

– Abundant occurrence of molluscs thin wall shells.

Grain size distribution of Čakanovce Member is in Tab. 31. The member contains the largest amount of siltstone layers in comparison to other members. The ratio siltstone : sandstone is 1:1, whereas in other members the sandstone strongly prevails.

Bivalvia shells were not postmortally detached, what confirms low dynamics at the sea bottom. The fauna indicates the marine environment at normal salinity, water column was well aerated and illuminated and with sufficient food supply (Ondrejičková, 1972).

– Delta area is represented by the Jelšovec Conglomerate accompanied by sandstone. The rare marine fauna was found (Čechovič, 1959). The conglomerate belongs to regressive sediments of the sedimentary cycle. In the gravel-pit near Jelšovec (Fig. 88) there are visible four small partial cycles with positive grading. They are separated by erosional troughs. Conglomerate pebbles are usually imbricated. The sphericity value is greater than 0.650, the roundness degree is in the range Ro 300–400, the both values are characteristic for pebbles shaped in marine environment (Dobkins and Folk, 1970). However, other parameters suggest abrasion in the fluvial environment: relationship of roundness to elongation (Sames, 1966), OP index (oblate prolate), and OP index versus sphericity (Dobkins and Folk, 1970). Also shape and character of sandstone cross-bedding suggest fluvial environment. The Jelšovec Conglomerate represents material transported by a river, it was deposited in shallow environment of marine coast like delta fan, in which structural and textural river features are dominant.

In the Pétervására Sandstone Sztanó (1992, 1994) identified two cycles, which can be coincided with the global cycles Techas B 1.5 and Techas B 2.1. In the Cerová vrchovina Upland the older cycle is correlated with the Tachty Sandstone and the Jalová Member. The younger cycle corresponds probably to a part of the Jalová Member, the Lipovany Sandstone and the Čakanovce Member. The last mentioned represents the cycle culmination. The correctness of the correlation is confirmed by the presence of bentonite, bentonitized tuff in upper cycle near Pétervására in North Hungary and by layers of rhyodacite tuff and/or tuffites in the Lipovany Sandstone and the Čakanovce Member in the Cerová vrchovina Upland. Their radiometric age is 20.4 Ma (Repčok, 1987).

Sztanó (1994) assumes, that the Pétervására Sandstones as well as the Fiľakovo Formation developed in a marine bay ("North Hungarian Bay"), which communicated with the open sea through the East Slovakian Basin (Fig. 96). Interpretation of facies and their distribution suggests deepening of the bay toward its center (Fig. 97). In the Cerová vrchovina Upland the facies distribution is disturbed especially by the Čakanovce Member, which indicates wedging out toward north–northeast, they wedge out into Lipovany Sandstone (Supplement 4). On the other hand, discovery of Eggenburgian marine sediments in northeastern tip of the Rimavská kotlina Depression, as well as conception of the original distribution of the Fiľakovo Formation in this depression (Vass and Elečko et al., 1989) indicate possibility of connection of the "North Hungarian Bay" in northward direction (Halásová et al., 1996). However communication of the bay toward northwest cannot be excluded. This sea way went through the area recently covered by the Middle Slovakian neovolcanic rocks. This is proved by the findings of marine Eggenburgian sediments in the vicinity of the villages Červeňany and Dolné Strháre, which contain foraminifers of large growth and with affinity to Eggenburgian foram assemblage of the Middle Váh River valley and/or from the Horná Nitra Depression (Holcová in Halásová et al., 1996).

– Source area was mainly at the north, where were recognized:

– area with supposed flat relief built up by the Lučenec Formation, where only little amount of clastic material, if any, came from,

– area with supposed steep relief was northwestward of the Lučenská kotlina Depression.

At the end of marine deposition during Eggenburgian this area supplied coarse detritus including pebbles of the Jelšovec delta. According to analyses of the pebble material, in the source area there were Triassic rocks, Paleozoic rocks of the Gelnica Group, various Mesozoic conglomerates and Paleogene silicites. Presence of high-grade metamorphic rocks in the source area is revealed by the presence of high-grade metamorphic minerals identified in the heavy mineral assemblage.

– Climate was warm. In sporomorphs spectrum a portion of tropic-subtropic elements increases (Planderová, 1990).

– Tectonic activity is revealed along Rapovce and Mučín faults, which carry signs of synsedimentary activity, but they disturb the Fiľakovo Formation also epigenetically.

– Volcanism was active during the younger deposition cycle of the formation. The volcanic material comes from the distant centers and in the formation it is represented by layers of tuff and tuffite in Mučín – Lipany area, and/or bentonite near the villages Pétervására and Istenmezej in Northern Hungary.

### Paleogeographic reconstruction of the Bukovinka Formation

After deposition of the Fiľakovo Formation, due to regional uplift the sea retreated from the area of Northern Hungary and Southern Slovakia. Then the erosion started to form the recent northwestern extension of the Bukovinka Formation (Supplement 5). Under these conditions fluvial and limnic sedimentation took place as pre-transgressive prologue of the marine deposition cycle being fully developed during the Karpatian.

The Bukovinka Formation consists of denudation remnants of fluvial and limnic sediments. Their maximum thickness is 200 m. The spatial distribution of the formation is in Supplement 5. The deposition took place in two main areas: fluvial and limnic.

Fluvial area can be subdivided into partial environments of river trough, point bar, natural levee and alluvial flat lake. The fluvial deposition had cyclic character. The full cycle consists of gravel, sand and clay, in the cycle there is positive gradation, the cycle base is usually trough-like, thickness of individual cycles is 0.5–2 m (Figs. 89–92). The cycles are also incomplete, non-developed in Bersier sense (1958 in Mc. Dauff et al., 1971). Deposition textures:

– "U" shaped erosive channels, width 1.5–10 m, depth 0.3–2 m (Tab. 55). Filling of the erosive channel has positive gradation, or rough bedding composing partial cycles with thickness 0.16–0.3 m. In some cases the erosive channels dictate current direction but without its polarity.

– Cross-bedding (Fig. 94). There was identified several cross bedding types of Allen (1963) classification – $\alpha$, $\beta$, $\chi$, $\delta$ (Fig. 93). All these types of cross-bedding are common in the fluvial environment (Allen, 1963; Harms and Fahnestock, 1965; Coleman and Galgiano, 1965).

– Horizontal bedding.

– Loading of sand into clay.

– Slump structure: disintegrated sand layers in clay. They resemble deformed and disintegrated ripples, pull apart textures.

– Imbrication of pebbles (Fig. 94) was used for determination of direction of the river current – pebble AB plane dips against the current direction and axis C dips perpendicular to plane AB, indicating the rolling of pebbles by the current (Ruchin in Reineck and Singh, 1973). Dipping of the AB plane is usually greater than 16°, what is also an indication of fluvial environment (Cailleux, 1945).

The fluvial origin of the gravels suggests also sphericity index with the value greater than 0.650 (Dobkins and Folk, 1970), roundness of pebbles, overall shape of pebbles, relationship of roundness Ro and elongation El, index OP (oblate-prolate), relationship of OP index with sphericity index and relationship between OP and roundness indexes.

Clays of variegated colour are the main sediment of the river flat lakes. Clay is the main lithotype of the formation in the borehole Čl-2 near the village Lipovany (Fig. 95). Red and green colour indicates fluctuation of ground water level (Bride, 1974). Decrease of water level enabled oxidation of $Fe^2$ to $Fe^3$, the increase of water level caused reduction of $Fe^3$. This process requires semiarid to subhumid climate with sufficient amount of plant matter in sediment, supplying required reduction capacity. Abundant flora described in the Bukovinka Formation indicates tropic--subtropic climate (climate of the rain forest). Contents of $Fe^3$ and $Fe^2$ are in Tab. 56.

Partial zone of back swamps was identified by the presence of dark coaly clays with loamy coal.

Lacustrine area is further segmented on partial zones: lacustrine delta, lacustrine swamp and lake. Sediments of this area consist mostly of green clays. Alternating of reduction and oxidation processes is absent, i. e. the lake water level did not fluctuate to such extend, that the limnic sediments would be periodically flooded and emerged, as it was in the case of fluvial sediments with mottled clays. Environment of lacustrine delta was not proved. In Supplement 5 there is the lacustrine delta added, with respect to occurrence of dark clays with laminas of coals, which could represent sediments of swamp in lacustrine delta.

Source area of clastic material, which was transported and deposited by rivers, was at the north. Paleocurrent measurements reveal transportation from northwest to northeast (Supplement 5). Relief of the source zone was steep, able to supply the sedimentation areas with coarse detritus. The qualitative analysis of pebbles reveals, that the source zone consisted of Gemericum and/or Veporicum Upper Paleozoic rocks, Lower Paleozoic rocks (Gelnica Group of Gemericum), basic magmatites, and strongly metamorphosed rocks of Veporicum. The presence of later mentioned rocks in the source area is indicated also by the andalusite and disthene in heavy mineral assemblage (Marková in Vass and Elečko, eds., 1992). In the source zone there were also granitoids and Triassic sediments of Veporicum. The river cannibalism is suggested by the presence of pebbles of intraformational rocks (mottled siltstone, rhyodacite tuff a. o.).

Climate was subtropic to tropic.

Tectonic activity of faults delimiting the Dačov Graben is assumed according to subsidence center in the graben. Among the active faults the Mašková fault belongs (fault 9 in Supplement 12).

Products of volcanism have usually character of pumiceous tuffs, occasionally ignimbrite are present. They are products of areal explosive volcanism. One of the centers of the volcanic activity could be located near Dunivá hora hill at the village Stará Bašta, where the Fiľakovo fault and a transverse fault cross.

### Paleogeography of Ottnangian – Salgótarján Formation

During Ottnangian in the studied area continental sediments of the Salgótarján Formation in the fluvial and limnic environments were deposited. However, the proximity of the sea is indicated by occasional sea incursions into fluvial, swamp and limnic environments. Distribution of the formation is illustrated in Supplement 6.

In **fluvial area** and in back swamps the Pôtor Member originated. Firstly, swamps with vegetation came to existence where the third, lower coal seam was born (Photo 30). Through the area rivers (river) with low transportation energy flowed (gravel is absent). In the fluvial environment sandy sediments were developed, occasionally they have a cross or horizontal bedding. They possibly represent natural levee, or the bed load and/or sediments of point bars. Conditions for the coal generation were several times repeated, thus there were developed two or three coal seams. Episodes of the sea incursions into continental environment are documented by sporadic presence of marine fauna.

**Lacustrine area.** The fluvial environment with back swamps was replaced by the limnic environment in which the Plachtince Member developed. In the monotonous claystone representing calm limnic sedimentation there are scarce layers enriched in organic matter. Lack of autochthonous fauna and the presence of pyrite indicates anoxic, poorly aerated environment unsuitable for organic life. At the end of limnic deposition the seawater bringing marine microorganisms (foraminifers and nannoplankton) penetrated into lake. At that time the depth of the deposition environment exceeded 100 m (Šutovská, 1990).

**Source area** had flat relief and its levelling was in progress (change of the sandy sedimentation to pelitic one). The clastic material was brought into the sedimentary area from the emerged Veporicum to the north and northeast. Heavy mineral assemblage indicates, that in the source zone there were also present metamorphites and acid magmatic rocks (Marková, 1980 in Vass and Elečko, eds., 1992). Beside this, in the source area, assuming according to recent geology of Veporicum area, the dynamometamorphic rocks of Carboniferous, Permian, Triassic up to Jurassic have been present, too. Clastic material came also from cannibalized older Miocene rocks, including rhyodacite volcaniclastics.

During Ottnangian the climate progressively cooled down, what is proved by association of sporomorphs (Planderová, 1989) and psychrophilous species of calcareous nannoflora (Raková, 1993).

**Tectonics.** Faults with NW–SE direction confining and dividing the Dačov lom Graben were active during the

deposition of the Salgótarján Formation. They controlled the swamp distribution in which the coal seams were developed (Vass et al., eds., 1979; Vass et al., 2005). Extensive conditions of this period are proved by brittle deformation measurements (Vass et al., 1993).

Evidences of synsedimentary distant **volcanic activity** are from the Ipeľská kotlina Depression, where layers of tuff and tuffite were found in the Plachtince Member (Vass et al., eds., 1979).

### Paleogeography of Karpatian

Factors initiating global sea level fluctuation took control over paleogeographic development in the Southern Slovakia and/or Novohrad/Nógrad Basin at the beginning of Karpatian. Karpatian transgression coincides with the beginning of the global cycle Techas B 2.2, which gave birth of the Modrý Kameň Formation. The transgressive phase is correlated with the Medokýš and Krtíš members, the culmination of the transgression correlates with the Sečianky Member. The distribution and thickness of the Modrý Kameň Formation of the studied area (Supplement 7) revealed a large erosive cut prior to the Lower Badenian transgression. The most complete Modrý Kameň Formation is preserved in the central part of the Dačov lom Graben, where the regression is manifested by the hyposaline foraminifers only in borehole Be-2 of Muľa village assemblage (Zlinská and Šutovská, 1990). On the other hand, the studies of smectite matter from the Plachtince Member in the Dačov lom Graben reveal, that the member was originally buried under the Modrý Kameň Formation that was by 1000 m thicker than its recent maximum thickness is (Vass and Šucha, 1995).

The sea transgression into the Lučenská kotlina Depression was from south and southeast. Recent margins of the Modrý Kameň Formation was formed by erosion in two periods: after Karpatian and after Badenian (Supplement 7; the paleogeographic map illustrates also concept of the original distribution of the formation in the Lučenská kotlina Depression). The Modrý Kameň Formation is related to the underlying Salgótarján Formation by gradual transition without any traces of discordance.

Sedimentation took place in several marine areas (environments):

– In the area of **hyposaline lagoon**, there were deposited the first transgressive sediments of sedimentary cycle – the Medokýš Member. Marine environment was shallow, partly sheltered from the open sea. As the autochthonous component of the bioassociation there are brackish molluscs. Their fossilized shells do not carry traces of transportation. Small stenohaline foraminifers are allochthonous, admixed into the association mechanically, for example by storms (tempestite phenomenon, compare Vass et al., eds., 1979). However, storm waves acted intensively, tempestite structures are known on the northern wing of the Šahy antiforms out of the studied area (Vass et al., 2007).

The sediments of hyposaline environment were replaced by littoral sediments of open sea in vertical direction, to NW also in lateral direction (Vass et al., l. c.)

– In **littoral marine environment** the Krtíš Member was developed. In the studied area the member is poorly outcropped and only based on analogy with the Ipeľská kotlina Depression we assume that the sand is massive, rarely cross-bedded. Marine molluscs are rare, however foraminifer assemblage indicates littoral marine environment (Kučerová in Vass, ed., 1985, a. o.).

**Sublittoral up to shallow bathyal area** replaced the littoral area. In this area the Sečianky Member of Schlier appearance originated (poorly bedded siltstone) by sedimentation from suspension. Molluscs indicate circa and littoral marine environment (Ondrejičková in Vass, ed., 1985). Isotopic studies of C and O in foraminiferal shells reveal deposition depth fluctuation from 100 m to 700 m. Thus sedimentation in certain periods took place in deeper environment than the shelf depth is. The water column was usually well aerated (Šutovská, 1990; Kantorová and Kučerová in Vass, ed., 1985; Šutovská and Kantor, 1992).

River sediments, which carried fluvial detritus as well as deltas built by rivers are not preserved due to pre-Badenian erosion. Source area we assume on the north, northwest and northeast.

Heavy mineral assemblage (Tabs. 42 and 44) revealed that in the source area the metamorphites and acid magmatic rocks were present. Beside it in the source area there were present rocks that compose the recent northern margin of the Lučenská kotlina Depression: sediments and dynamometamorphites of Carboniferous and Permian of Gemericum and Veporicum as well as Triassic and Jurassic rocks of Veporicum. The source area relief was flat (the clasts coarser then medium-grained sand in the Modrý Kameň Formation are missing).

**Climate.** During Karpatian the cold climate characteristic for Ottnangian was changed to warmer, the portion of tropic--subtropic elements in the sporomorph association increased. Study of O and C isotope composition in the foraminiferal shells revealed trend of a seawater warming (Šutovská and Kantor, 1992).

**Tectonics.** Faults with NW–SE direction were active also during Karpatian, similarly as in previous period. They control thickness distribution of the Modrý Kameň Formation. The contemporary volcanic activity from distant centers is indicated by layers of tuff, tuffite and accompanying diatomite, described in Sečianky Member in the neighbouring Ipeľská kotlina Depression (Vass, ed., 1979).

### Paleogeographic reconstruction of the Badenian volcanites at the western margin of the Lučenská kotlina Depression

After the Karpatian sea regression the studied area was emerged and eroded, as was mentioned earlier. In Lower Badenian the sea again invades into the southern Slovakia. This event coincides with beginning of a new

global cycle of the sea level fluctuation (Techas B 2.3). The Príbelce Member represents transgressive sediments of the cycle. It consists of sand with abundant volcanic detritus signalizing beginning of the extended Badenian volcanic activity. The material does not originate from local sources, but from centers in the northern Hungary. Heavy minerals of nonvolcanic origin prove, that source area included beside volcanic terrain also metamorphites of Veporicum and/or Gemericum.

After deposition of the Príbelce Member the local volcanic centers activated. The centers are scattered at recent southern margin of the Krupinská planina Mts. along Šahy-Lysec volcanotectonic zone (Konečný, 1969). They provided the volcanic material of the Vinica Formation. The rise of andesite domatic extrusions in marine environment was accompanied by syngenetic brecciation, explosive destruction and transport of fragmental material in a form of breccia flows. Extended redeposition of this material in the littoral zone initiated development of epiclastic sediments, which in southwestern part of the Lučenská kotlina Depression are represented mainly by tuffaceous claystone, epiclastic volcanic breccia and conglomerate. Locally there occur Algae bioherms and tuffaceous limestone with abundant shells of littoral fauna (Supplement 8).

Increasing volcanic activity of the Vinice Formation and the regional uplift pushed the sea away from the southern Slovakia earlier then the global cycles T B 2.3 ended and the Vinica Formation was eroded. Later the marine regime never returned into this area. Its current distribution at the western margin of the Lučenská kotlina Depression is illustrated in Supplement 8.

On the eroded surface of the Vinica Formation volcaniclastics of younger volcano-sedimentary cycle were deposited in fluvial and fluvial-limnic environments (Supplement 9). They were the distant responds of a new global cycle of the global sea fluctuation T B 2.4. Tuffaceous sand with pebbles of andesite and also nonvolcanic rocks is the basal member of the new cycle. Presence of nonvolcanic pebbles indicates erosive cut of the Vinica Formation, older Neogene sediments up to crystalline basement (Veporicum). Onset of acid volcanism was signalized by rhyodacite tuff distributed in local depressions of the relief. Volcanic centers are not known. Later there occurred initial explosions of the stratovolcanoes Javorie and Lysec, their centers are located northwestward of the Lučenská kotlina Depression in the eastern part of the Krupinská planina Mts.

Beginning of the andesite volcanism of the Javorie stratovolcano is signalized by the deposition of pyroclastic flow. During the following evolution the Lysec volcano and Javorie stratovolcano distal facies reached the western margin of the Lučenská kotlina Depression. In the northwestern area there are dominating coarse clastic facies, coarse epiclastic volcanic breccia and conglomerate. They deposited mainly in the terrestrial-fluvial environment (northward of the village Ľuboreč). Southward there is gradual transition to tiny fragmental and fine-grained facies with predominance of epiclastic volcanic sandstone with intercalations of pumiceous tuff, siltstone and fine conglomerate. Structures and lithology testified the deposition in fluvial-limnic and limnic environment.

The character of the epiclastic volcanic rocks laterally changes. Closer to volcano there are facies representing foothills of a volcanic slope (coarse epiclastic volcanic breccia and conglomerate). Further on southward they pass into proluvial plain with tiny fragmental breccia and conglomerate, and more further on southward there is fluvial--limnic environment, where deposited material consists mainly of epiclastic volcanic sandstone with pumice layers, pelite, and also conglomerate with well rounded andesite pebbles (river abrasion). The distribution of volcanic environments is illustrated in Supplement 8.

**Paleogeographic reconstruction of Middle Miocene neovolcanites at northeastern margin of the Lučenská kotlina Depression** (Supplement 9)

At the northeastern margin of the Lučenská kotlina Depression and/or in the boundary zone between both, the Lučenská kotlina and Rimavská kotlina depressions there are remnants of the Pokoradza Formation volcaniclastics representing marginal parts of distant volcanic zone of the supposed Vepor stratovolcano with central zone in the area of Tisovec (Slovenské rudohorie Mts.). The base of the formation consists of epiclastic volcanic sandstone with intercalations of siltstone, conglomerate, redeposited tuff and tiny breccia. They suggest the deposition in the marginal part of a limnic depression. The upper levels of the formation are composed mostly of epiclastic volcanic breccia, conglomerate, lahar breccia and pyroclastic flows. They were deposited in fluvial-limnic to fluvial--terrestric environment. As a source of the pyroclastic flows we can consider also explosive necks near the villages Vyšná Pokoradza and Nižná Pokoradza.

*Šiator intrusive Complex*

In the southern part of the Cerová vrchovina Upland there occur sill and laccolith intrusions of garnet bearing andesite (Šiator Andesite) into Lower Miocene sediments. The host sediments of the intrusions underwent a contact metamorphism (Hojstričová et al., 1995). They were deformed and uplifted. During the Upper Miocene to Pliocene the complex of intrusions represented morphological elevations in the paleorelief.

*Halič Andesite*

The isolated andesite intrusion near the village Starý Halič (Halič Andesite) induced uplift of Triassic quartzite block to higher level (Halič castle hill). Due to higher resistivity of Triassic quartzites against erosion (with respect to surrounding Cenozoic sediments), the hill forms notable landmark. By its position and petrographic character the intrusion is similar to intrusions of the Lysec volcano.

### Paleogeography and volcanism during Pontian

After Badenian the area of the Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland was emerged and denuded for a longtime. Since Pontian the subsidence of the northern part of Lučenská kotlina Depression revived and in the subsiding area fluvial and partly limnic sediments of the Poltár Formation accumulated. The deposition was accompanied with basalt volcanic activity, which gave birth to the Podrečany basalt Formation. Distribution of both formations and changes of thickness are in Supplement 10. Extension and thickness of both formations are shortened by the post-Pontian erosion.

Poltár Formation originated mostly in fluvial environment – in the area of a river flat and in the area of proluvial fan environments (Supplement 10). The area of **the river flat** is represented by typical fluvial sediments: gravel, sand and clay arranged into complete repeating cycles or into incomplete cycles (Photo 18), where one component is missing. Gravel usually fills river channels deep 0.2–1 m and wide from 0.5 up to several meters. The pebbles are rounded, polymict (Tab. 45), fine-grained to coarse-grained. Sand probably represents levee of a river channel. Sand built up layers thick 3–4 m (Andrusov and Zorkovský, 1950) and the sand bodies are elongated in the direction northeast-southwest (Mišík, 1956). Clay is mottled, calcareousless, kaolinitic and represents sediment of river flat lakes. The clay forms layers thick several meters up to 20 m. Variegated colours are of the same origin like in the case of the clay of the Bukovinka Formation. With the river flat lakes the back swamps are associated, where under suitable climatic conditions the plants overgrow and later were turned into lignite. Northwestward of the town Poltár there is lignite lens thick up to 12.7 m. In a loam pit near Poltár Mišík (1956) described up to 7 layers of dark bituminous clay (Fig. 33).

The proluvial fans are composed of gravel, sand and clay. Gravel is less rounded than in fluvial environment and is coarse-grained. Clay is worse sorted. The clay contains angular fragments of kaolinitized pre-Cenozoic rocks. With proluvial sediments eluvial ones are associated: clay with abundant angular fragments of kaolinitized phyllite, and with angular fragments of quartz, which represents weathering crust moved to the short distance.

Kaolinitic plastic clay often underwent a soft rock post-sedimentary deformation, what is proved by erected angular fragments of quartz and erected branches of fossilized wood, pull apart structures (Fig. 32), signs of clay diapirs, flexure bends of clay layers and polished planes in clay.

**Area of lacustrine deposition.** The sediments of that area were preserved only marginally, in a form of limnic delta and maar lakes. Sediments of the lake itself, into which a stream network was mounted, were not preserved. As sediments of limnic delta we interpret the gravel accumulations in distal position with respect to fluvial sediments transported from north and northwest. The sediments represent delta fans of a river with great transportation energy.

In Pontian, at the northwestern margin of sedimentary area of the Poltár Formation the centers of Podrečany basalt Formation volcanism (mostly effusive type) were activated (Figs. 34 and 35). The supposed basalt volcanoes situated northward of Lučenská kotlina Depression (scoria cones, necks) were removed by denudation. Lava flows, which followed course of the paleovalleys, generally moved southward, where they ended in the limnic environment of the Poltár Formation. According to radiometric dating by K/Ar method the effusive activity occurred in Pontian (1st volcanic phase of the basalt volcanism, Tab. 57).

Within the Podrečany basalt Formation there originated also maar structures (near villages Pinciná and Jelšovec; Figs. 36 and 37). In the initial stage the phreatic explosions dominated, creating dish-like depressions. Presence of water played an important role in the phreatic explosions (explosion of water steam stimulated by contact of emerging lava with water). During the following phreatomagmatic eruption a tuff ring (Pinciná), or groups of these structures came to existence (Jelšovec). The xenoliths of mantle, lower crustal and crust rocks as well as numerous fragments of Lower Miocene sediments were brought to the surface by the eruptions. Instability of sediments on internal ring slopes and of maars is documented by numerous soft rock deformation structures, including the slump structure.

After the volcanic activity termination in the isolated water environment of maar lakes the eutrophic conditions enabled the yellow-green algae of the taxa *Botryococcus braunii* (Pinciná), and/or algae of Diatomaceae family (Jelšovec) enormous growth. In maar lakes laminar pelite similar to varve (seasonal changes in sedimentation) were deposited. In Pinciná and Jelšovec maars originated alginite and diatomite respectively.

According to analysis of pebbles the **source area of the Poltár Formation** consisted of the same rocks, which recently outline the northern margin of the Lučenská kotlina Depression. The transport direction was from north, northeast and northwest. A subordinated direction of material transport was from east and southeast, where occasionally occurring andesite pebbles were brought from. The presence of kaolinitized basalt pebbles suggests cannibalism of rivers, which eroded also concurrent basalts of the Podrečany Formation. Rocks of the source area were deeply weathered, what is proved by weathering crusts and by kaolinitic eluvium moved on short distance (Vass and Kraus, 1985). Relief of the source area was usually steep, supplying streams with coarse pebbles.

Climate during Pontian was unstable. Kaolinitic weathering supposes humid (500–1000 mm.year$^{-1}$ of precipitation) and warm climate (mean annual temperature 16–18 °C). Pollen spectrum in grey clay indicates prairie or steppe dry climate, spectrum in dark clay indicated humid climate. Probably the climate oscillated, the dry periods alternated with humid one.

Witnesses of climate changes are maar lakes deposits. In the Pinciná maar deep lake under moderate humid climate with the annual seasonal weather change the meromictic conditions controlled the sedimentation on the lake bottom. The reason was alternation of dark lamina rich in *Botryococcus* organic matter and white clay lamina with the same diatoms opaline frustules. In the Jelšovec shallow maar lake in dry and relatively warm climate condition the laminated diatomite originated (Vass, 2005).

Tectonic activity is indicated by the spatial relationship of basalt volcanic products with faults. Faults of northwest–southeast direction were especially active, they controlled river valleys in to which lava flowed. Some of the maars were developed on places where NW and SE faults intersected each other (Supplement 12). The whole area of the Poltár Formation accumulation in the Lučenská kotlina Depression and in neighbouring Rimavská kotlina Depression could be activated into slight subsidence by movements along crustal E–W fault, which was assumed by Fusán et al. (1979). Possible genetic connection of the mentioned fault with the Poltár Formation was suggested by Vass (1987, 1989).

**Paleogeography and volcanism during Pliocene and Pleistocene** (Supplement 11)

Volcanism that gave birth of the Cerová basalt Formation was beside river activity an important paleogeographic phenomenon in the Cerová vrchovina Upland during Pliocene and Pleistocene. The volcanic activity took place in terrestrial environment. During Pliocene the Cerová vrchovina Upland was updomed (Vass et al., 1986). Within the domatic structure partial Lower Badenian morphological elevations of partly uncovered local bodies built up of garnet bearing andesite laccoliths were developed (Karanč and Šiator). The basalt volcanism was characteristic by the dominance of effusive activity, occasionally also scoria cones and maars were developed (Fig. 38). Lava flows, accumulated near cone foot, built continual lava sheets: eventually they continued along the paleovalleys on northern slopes dome to larger distances.

Radiometric dating by K/Ar method (and partly biostratigraphic data) enabled the distinction of time succession of the basalt volcanic activity – the volcanic phases (2–6 phase, Tab. 57; Konečný et al., 1995, 1999).

2nd volcanic phase of time interval 5.43–3.47 mil. years (corresponds to Dacian) followed the volcanism of the Podrečany basalt Formation (1st volcanic phase) after a significant break. It includes majority of lava necks in the area of the Cerová vrchovina Upland dome (Veľké Hradište hill (Fig. 54), Šomoška hill (Fig. 55), Steblová skala hill (Fig. 47C), Gortva (Fig. 47), Malý Karad hill) and the diatreme of Soví hrad hill in the village Šurice (Fig. 56A), than the basalt complex of Pohanský hrad hill (lava sheet and denuded scoria cones; Fig. 45), lava flow of Belinský vrch hill with scoria cone Monica (Fig. 43) and the maar Kostná dolina gorge (Bone gorge) southeastward of the village Hajnáčka (Fig. 46). Advanced stage of necks and diatreme denudation resulted in removing of surface volcanic structure (scoria cone, maar) corresponding to their radiometric age. The lava complex of Pohanský hrad hill located in altitude 525–550 m a. s. l. has northward dipping (Fig. 45). The lava flow of Belinský vrch hill moved northwestward descending from altitude of the scoria cone (525 m) to altitude 450 m where the lava flow terminates (Fig. 43). In the northern part under the lava flow there are remnants of fluvial sediments (Beliná Member).

The maar Kostná dolina gorge (Bone gorge) southeastward of the village Hajnáčka (Fig. 46) represents an important paleontological locality well known thanks to findings of mammal bones. The locality was described in the past by many authors (Szabó, 1861, 1865; Krenner, 1867; Schafarzik, 1899; Kormos, 1917). After the Second World War the study of mammal bones was performed by Fejfar (1964) as well as Fejfar and Heinrich (1987). The last evaluation of stratigraphic position of the mammal fauna and reconstruction of the maar structure development is in the paper by Vass et al. (2000).

The reconstruction of maar development was performed by Konečný (in Vass et al., 2000) who distinguished three development phases (Fig. 46). In the first phase during phreatic explosions, which brought to the surface material of Lower Miocene sediments there was developed bowl like depression with bottom level approximately 150 m under the surrounding paleorelief. The fragment of Lower Miocene sediments brought by the explosions was deposited partly on the floor of the depression, but mostly on its margin. The following phreatomagmatic eruptions built up the circular ring around. The building material of the ring consists of palagonite lapilli and fine-grained tuffs. In breaks between eruptions and mainly after their termination in maar lakes the sedimentation took place. Sediments contain pollen and spores documenting warm climate (Fejfar, 1964). Algae, which suggest the lake entropization, prevail among the organic remnants (75–80 %).

In the second phase after fading out of the volcanic activity, intensive erosion took place. It eroded tuff ring around the maar depression, what resulted in opening of the depression with consequent invasion of water stream into the depression (II. phase). It resulted in washing out of significant part of maar filling and its redeposition in a form of incoherent sandy sediments deposited mostly in the northwestern part of the depression. The developed flow lake with inflow and outflow was probably watering place of mammals. Probable reason of mass perishing of the fauna (there were determined bones of panda, monkey, hyena, small rodents, mastodons, rhinoceros, tapir a. o.) was post-volcanic emanations, mainly of $CO_2$.

Third phase is represented by subsequent denudation of the maar, including the extinction of the lake; the maar destruction is still going on. The tuff ring around the depression was almost completely removed and only relics of the secondary maar filling and redeposited sand sediments are recently preserved.

Evaluating of biostratigraphic and paleomagnetic data (Vass et al., 2000) precises the maar stratigraphic position. Normal polarity of primary tuff sediments deposited on the maar margin, identified by paleomagnetic research, enables correlation with the chron $C_2An_{3n}$ of the magnetostratigraphic time scale calibrated to 3.35–3.58 Ma (Benggren et al., 1995). Bone remnants accumulated after the primary maar fill destruction in the lake correspond to zone MN16a with *Mimomys hajnackensis* calibrated to 2.8–3.3 Ma. The flora was studied by Sitár et al. (1989). He described thermophile species *(Torreya)* of the warm period preceding the cooling starting around 2.3 Ma B. P.

3rd volcanic phase of the time interval 2.75–2.45 Ma (Rumanian) follows a significant break in volcanic activity.

In the southwestern part of the Cerová vrchovina Upland, Mačacia hill – Tri chotáre hill lava flowed, around morphological elevation of the Šiator Complex laccolith intrusion from the northern side (Fig. 38). The lava flow descended from altitude 480 m to altitude 380 m. The complex Ostrá skala hill near the northwestern side of the dome represents scoria cone with its central part penetrated by a basalt body and with younger flows near the western and eastern margins (Fig. 47). The scoria cone covered older maar with the neck Gortva near its eastern margin.

The 3rd volcanic phase includes the diatreme near the village Hajnáčka, which is penetrated by basalt dykes (Fig. 56B). The phase includes probably also a group of diatremes in the southeastern part of the Cerová vrchovina Upland (near the villages Stará Bašta and Tachty; Figs. 57 and 58) stripped by the denudation to altitude 250–270 m a. s. l. Diatremes with large blocks of Lower Miocene sediments represent the feeding chimneys to original maars having its base at the level of the paleorelief 550–570 m a. s. l.

4th volcanic phase of time interval 2.25–1.6 Ma (Late Rumanian) followed a shorter break. During this phase larger numbers of volcanic forms were developed. In the area of the dome the basalt complex Medvedia výšina hill was developed (Figs. 40 and 41). Near northeastern margin of the dome an effusion of lava on western and eastern slopes of the scoria cone Ostrá skala hill (flows Ostrá skala hill and Zaboda hill) occurred. Prevailing part of the volcanic forms was developed out of the dome – the lava flow between the villages Ratka – Babský vrch (westward of the town Fiľakovo), Guda hill complex with lava flow and scoria cone near eastern margin of the Cerová vrchovina Upland (Fig. 48B), and laccolith intrusion at the village Bulhary northwestward of Fiľakovo (Figs. 49 and 50).

Scoria cone Medvedia výšina hill (Fig. 40), with lava sheet near its foothill continuing southward to the northern Hungary, was formed on flat relief in altitude 550–575 m a. s. l. with local fluvial-limnic sedimentation.

Lava flow Ratka – Babský vrch (Fig. 44), 10.5 km long, followed paleovalley of northwestern direction with westward bending. It descended from altitude 350 m to altitude 250 m a. s. l. In the frontal part the lava flow widened, passing into a depression and/or a transversal valley. Under the flow at its recent termination there are remnants of the original fluvial sandy gravel (Trebeľovce Member).

Lava flow of the complex Guda hill begins near the foothill of scoria cone (Fig. 48B). It flowed along the paleovalley northward direction, bending to northeastward, descending from altitude 380 m to altitude 280 m a. s. l.

The basalt intrusion outcrops in the quarry near village Bulhary (Figs. 49 and 50) penetrated through sediments of older maar. Its upper part was brecciated and hydrothermally changed. After perforation of sediments a smaller scoria spatter cone build up by the bombs, scoria and agglutinate was developed. The volcanic activity continued with phreatomagmatic eruptions alternated with lava effusions.

5th volcanic phase of time interval 1.5–1.1 Ma (Lower Pleistocene), followed without significant interruption of the volcanic activity. In the area of the dome a phreatopyroclastic cone Dunivá hora hill with lava flow Obručná Baňa originated (Figs. 40 and 42).

Near northeastern margin of the updomed area there is preserved relic of a crater filling with basalt body (el. point 394; Fig. 48A) and southward there is located a scoria cone Roháč hill with the lava flow of Borkút hill (Fig. 46A). In this period the extensive basalt complex Veľký Bučeň built up by the scoria cone and lava sheet at its foothill (Fig. 49), with several northward heading flows came to existence.

Initial phase of the development of the phreatopyroclastic cone Dunivá hora hill (Fig. 42) was characteristic by phreatic explosions that emitted mainly Lower Miocene sediments, occasionally fragments of vitreous andesite (lower part of the cone). Later deposited the lapilli tuff and scoria with bombs fragments created by the phreatomagmatic up to Strombolian eruptions. After an extreme explosion the cone was destroyed and on its surface the products of Hawaiian and Strombolian eruptions basalt scoria, bombs and agglutinate were loaded giving the existence of the upper part of the cone. Subsequently the top of the cone was penetrated by the basalt dyke. The lava flow Obručná Baňa flowing northward is related to the cone.

At the northeastern margin of the dome originated the scoria cone of Roháč hill (Fig. 46A). The cone is build up of scoria, lapilli tuff and agglomerate. It was finally penetrated by lava neck and dykes. From the cone there was lava flow of Borkút hill descended southward, following the paleovalley bended to southwest and to west. The lava flow descended from altitude 470 m to altitude 375 m a. s. l. During the southward and southwestward lava flow advance the flow respected existence of pyroclastic ring of the Kostná dolina (Bone gorge) maar flowing round the structure along its eastern side. Southward movement of the Borkút lava flow (in contrary to all other flows of the Cerová basalt Formation, which moved generally northward) indicates the existence of local elevation in the original paleorelief dipping southward.

The basalt complex of the Veľký Bučeň hill (Fig. 49) consisting of scoria cones surrounded by lava flows and sheets at the cone foot, developed on flat relief of the altitude 350–375 m a. s. l. The dominant volcanic massive of the scoria cones influenced the foundation and development of the radially oriented erosive valleys in the paleorelief, which on the cone slopes continued away from the cones eroding the surface of Lower Miocene sediments. Less viscose lava flows continued from the cone slopes further, following directions of the radial paleovalleys. The lava flows prograding northward reached the greatest distances from the cones (5 km), descending to altitude 250–220 m a. s. l. On the base of these flows there is preserved the fluvial sandy gravel (Husiná Member). The member correlates with the interglacial Donau.

6th volcanic phase (Günzian/Mindelian) is represented by the maar structures near the village Hodejov (Fig. 53)

and the town Fiľakovo (Fig. 51) as well as another maar relics westward and southwestward of Hodejov. Maars were situated about 100 m under level of the paleorelief.

The lower part of the maar near Hodejov (Fig. 53B/I), developed by the phreatomagmatic eruptions, consists of palagonitized lapilli tuff and scoria layers dipping northeastward. After extreme explosion the upper part of maar was removed and on the new destroyed surface by Hawaiian eruption a layer agglutinate was loaded. During the following phreatomagmatic eruptions (restoring of the maar lake) the upper part of maar was built (Fig. 53B/II), consisting of the palagonitized tuff. During continuing eruptions of Strombolian and Hawaiian types (destruction of limnic environment) the basalt scoria, bombs and agglutinate were deposited forming the upper part of the maar.

Maar remnants are represented by the Castle hill in the town Fiľakovo (Fig. 51). Instability of lapilli tuff layers on the inner slope of maar indicates the slump structures. Another maar relic Červený vrch hill at the northern margin of Fiľakovo (Fig. 52) was built during the initial phase by the phreatic and phreatomagmatic eruptions (palagonitized tuffs). In the later phase Strombolian eruption prevailed, loading the slag and basalt bombs, indicating fading out of limnic environment in central maar depression.

The volcanic activity of basalt volcanism evolution in the area of Southern Slovakia can be summarized as follows:

The beginning of the volcanic activity (Pontian) was localized near the northern, northwestern and western margins of the Lučenská kotlina Depression (1st volcanic phase). Lava flows of the Podrečany basalt Formation prograded from the supposed eruptive centers at the northern margin of the depression toward the south where they terminated in a fluvial-limnic environment of the Poltár Formation. In fluvial-limnic environment by the phreatomagmatic eruptions the Pinciná and Jelšovec maars originated.

Volcanic activity continued in the area of the Cerová vrchovina Upland, which during the period between Pliocene and Pleistocene was a dry land thanks to regional uplift and forming of dome structure. During the volcanic activity there were developed greater number of scoria cones with associated lava flows and sheets, maars and tuff cones – Cerová basalt Formation. The volcanic activity of the initial phase (2nd volcanic phase) is concentrated in the southern part of the Cerová vrchovina Upland, which began to rise and form the dome dipping to the north. During the 3rd volcanic phase the eruptive centers migrated toward dome margins. During 4th volcanic phase the volcanic activity continued. The eruptive centers simultaneously expanded northwestward and northeastward behind the dome margins. During 5th volcanic phase the activity continued northward of the updomed area by development of the basalt complex of Veľký Bučeň hill. In reduced scale the activity continues within the updomed area. In Pleistocene during 6th volcanic phase the volcanic activity terminated with phreatomagmatic eruptions, which initiated development of some maar sediments out of the dome structure (maars near Fiľakovo and Hodejov).

*Notes to paleorelief*

The overall geomorphological situation of relics of the Cerová vrchovina Upland basalt volcanism suggests, that relief during the basalt volcanism achieved the highest level in the southern part of the area, elevated into dome structure of northward dip. The recent relics of the basalt volcanism of this area are in altitude 550–570 m a. s. l.

The relief gradually declined in the northward direction and it was disected by radial valleys. The origin of these paleovalleys (used by stream network), being often filled by lava flows, is dated to 2nd volcanic phase (Dacian). During the volcanic activity the erosive cut of the paleovalleys was deepened and during 5th volcanic phase (1.5–1.1 Ma) it reached altitude 220–250 m a. s. l.

Within the regional dome there was an outstanding morphological elevation in the southwestern part of the Cerová vrchovina Upland with axis in ENE–WSW direction, induced by laccolith intrusion of the Badenian garnet bearing andesite – Karanč hill (elev. p. 725 m) and Šiator hill (elev. p. 660 m) and respected by lava flows, which followed paleovalley near the northern margin of the elevation.

Another elevation at the eastern margin of the dome is indicated by the base of scoria cone Roháč (about 100 m over surrounding relief) and by southward direction of the Borkút hill lava flow. The elevation is probably a result of tectonic uplift of block with southward dipping.

## *Hydrogeological setting of Lučenská kotlina Depression*

The hydrogeological setting of the Lučenská kotlina Depression reflects geological and tectonic structure of the region and geomorphological and climatic conditions (Tab. 60, Fig. 101). According to hydrogeological character of the rocks three hydrogeological units in the area are determined: hydrogeological unit of the pre-Cenozoic rocks, hydrogeological unit of Cenozoic rocks and hydrogeological unit of the Quaternary sediments.

**The hydrogeological unit of pre-Cenozoic rocks** consists mostly of metamorphites and partly also of the Triassic carbonates of Silica nappe. The unit with regard to hydrogeology is a very heterogeneous complex. These rocks are characteristic by fracture permeability and low transmissibility in the near-surface zone. They are drained by fracture and fracture-debris springs with discharge rate up to 0.5 $l.s^{-1}$. The groundwater springing from these

sources have low mineralization (up to 0.3 $g.l^{-1}$), Ca-Mg-$HCO_3$ type.

The Triassic carbonates of Silica nappe have the highest transmissibility. At the territory of the Lučenská kotlina Depression the carbonates form part of the hydrogeological structure passing from the Rimavská kotlina Depression (Licince syncline). Groundwater of this structure discharges near the village Hrnčiarske Zalužany. They represent the Ca-Mg-$HCO_3$ type with temperature 13–20 °C. Recently the thermal water (39 °C) with mineralization (12 $g.l^{-1}$), discharge rate 40 $l.s^{-1}$ with $CO_2$ was discovered by the well GTL-2 to the south of Lučenec at Rapovce village.

**The hydrogeological unit of the Cenozoic sediments** (without Quaternary sediments) lies unconformly upon the pre-Cenozoic basement. The Cenozoic sediments are mainly pelites. Pelite alternates many times with psephite-psammite layers of various thicknesses. Facies changes are frequent in horizontal and vertical direction. These facial changes are then reflected in hydrogeological characteristics of the individual lithostratigraphic units. Their specific hydrogeological parameters are given in Tab. 58.

Basing on the complex hydrogeological characteristics of the individual lithostratigraphic units, the Pôtor and Krtíš members as well as Fiľakovo Formation are the main groundwater aquifers. With the transmissibility coefficient $1.10^{-4}$ to $10^{-5}$ $m^2.s^{-1}$, they form an important underground storage of groundwater in the Strháre–Trenč Graben. Part of this water is caught by boreholes with discharge rate 5–14 $l.s^{-1}$ and water temperature 34–36 °C. The total mineralization is about 1 $g.l^{-1}$. Other lithostratigraphic units are aquifuge and/or aquifer with low transmissibility.

**Hydrogeological unit of Quaternary sediments.** Quaternary sediments occur mainly in the valleys of rivers Ipeľ, Rimava and their tributaries. The fluvial sediments as alluvial plains and river terraces are the prevailing genetic types. Deluvial sediments of depression downs are lithologically very different. This lithological difference is reflected also in their different hydrogeological characteristics. The fluvial sediments of river channels have the best conditions for groundwater accumulation. The best aquifers are fluvial sediments of the river Ipeľ, with hydraulic conductivity of the upper Ipeľ ranging from $3.1 . 10^{-7}$ to $2.5 . 105$ $m.s^{-1}$ and of the lower Ipeľ in the range $4.2 . 10^{-4} – 1.6 . 10^{-3}$ $m.s^{-1}$.

The groundwater regime in fluvial sediments is influenced by annual cycles. The groundwater table fluctuation is in range 1–2 m.

The chemical composition of the groundwaters of Quaternary sediments depends upon time and spatial chemical composition of surface water streams. The most common water type is Ca(Mg)-$SO_4$-$HCO_3$ with total mineralization 0.3–2.2 $g.l^{-1}$.

In the Lučenská kotlina Depression beside ordinary water there is also mineral water. Their spatial distribution is illustrated in Fig. 98 and the physical-chemical properties in Tab. 59.

# Geomorphology

The Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland are located within the geomorphologic area Matra–Fatra–Slanec and Lučenec–Košice Lowland. The northern part of the studied area reaches into territory of Slovenské stredohorie Mts. and Slovenské rudohorie Mts. (Fig. 2).

### Lučenská kotlina Depression

The Lučenská kotlina Depression lies between two another depressions – Ipeľská kotlina and Rimavská kotlina, being separated from them by low dividing ridges. The separation of the depression from mountain geomorphologic units in the north and from the Cerová vrchovina Upland in the south is more pronounced (Fig. 99). The geomorphology of the depression is predicted by its geological setting and lithological properties of rocks, in which depression was modeled.

*Morphometry*

In the Lučenská kotlina Depression the altitude varies from 158 m (Ipeľ river alluvial plain southward of the village Trenč) to 385 m (northwestern margin of the depression near the village Ľupoč). Relief amplitude is 227 m. Only northern and northwestern margins of the depression and some islands of the relief within the depression (castle hill in Halič, Stráže hill by Kalinovo, Kamenná hora hill by Sušany) have altitudes over 300 m. Downs within the depression have altitudes 200–300 m, flat part of the depression lies bellow 200 m (Fig. 99). Alluvial plains have the relief dissection up to 20 m, the lower parts of the valley-dividing ridges have 15 m to 30 m, the upper parts of the ridges have relief of downs with dissection 30–100 m, maximum 144 m (near the village Trenč).

The horizontal segmentation is high. The river valley plains and terrace plains have the horizontal segmentation by 1 $km.km^{-2}$, downs up to 4.5 $km.km^{-2}$.

The slope inclinations are mostly under 10°, steeper slopes of asymmetric valleys of river network have occasionally inclination over 30°. The relief shapes are straight, convex, occasionally concave. The oval forms prevail over the sharp ones.

*Morphostructure*

The Lučenská kotlina Depression lies at the southern wing of the Western Carpathian arch. Recent shape of the depression started to form at the end of Miocene, but mainly in Pliocene and Quaternary. The southern morphological

outlining of the depression took place in the middle of Pliocene (Lukniš, 1972). Uplift, which was relatively smaller in the depression than in surrounding mountains had important influence on the depression formation. The morphostructure was predicted by faults (for instance depression itself versus the Cerová vrchovina Upland) but also by pediplanation, by different geomorphologic rock mass and by different intensity of individual parts of the relief uplift. The valley network is controlled by faults of NW–SE and NE–SW directions, on short section also by faults of E–W direction. The faults caused river valley asymmetry, one side distribution of river terraces and asymmetry of lengths and inclinations of valley dividing ridges. The rounded shapes of relief, what is predicted by the lithological characteristics of the Cenozoic sediments, prevail. The basalts of the Podrečany Formation, within the depression, were more transformed than basalt of the Cerová vrchovina Upland.

*Morphosculpture*

Erosive-accumulation and accumulation relief forms in the depression prevail. From the genetic viewpoint the fluvial forms prevail, but wind and slope modeling forms are also present. Concerning the age of origin, many of the forms are Holocene to Recent, including anthropogenic one. The Ipeľ river is the main draining river in the depression. Rather wide river flat of planar relief with sparse elevations and cut of spurs is characteristic for the morphosculpture of the Ipeľ river valley and also for its larger tributaries. The dellen valleys are in spring areas. V-shaped valleys are missing. The ramp valleys are rare (Ipeľ river near the villages Kalinovo and Trenč). Ipeľ river terraces are developed in 7 levels, Kriváň brook has 4 terrace levels. Occasionally there are also landslides and travertine heads. Dense network of valleys cutting the depression rolling relief creates the erosive-denudation relief forms. The oldest relief forms are strongly remodeled plains in the upper parts of the rolling relief within the depression. Their altitudes over the river channel of the main valleys are 60–100 m, over the oldest river terraces 15–20 m. They are remnants of the old Pliocene relief. The plains on the Badenian volcanites are older.

*Relief types* (Supplement 13, Fig. 100)

The accumulation relief type is represented by one subtype: fluvial plain with uniform level of vertical and horizontal segmentation.

The erosive-accumulation type has three subtypes: – fluvial-eolian rolling plain having dissection of 10–30 m, – fluvio-proluvial rolling plain to upland, dissection is of 20–50 m, – fluvio-eolian rolling plain to upland with relative higher range of horizontal relief segmentation (Fig. 100).

Erosive-denudation type with subtypes: – fluvio-pedimental upland with relief dissection of 30–80 m, – subtype formed by fluvial cutting of Pliocene flat relief, – subtype of ramp valley and subtype non-carst cut plateau.

**Cerová vrchovina Upland**

*Morphometry*

The Cerová vrchovina Upland is an incoherent upland with discontinuous network of upland ranges. The altitude fluctuates from 175–725 m, but only smaller portion of the upland has altitude over 400 m. The relief is mostly strongly undulated and gently cut. The vertical variation of the elevation is 30–320 m. The horizontal segmentation is high, it fluctuates from 1.6 km.km$^{-2}$ to 7.5 km.km$^{-2}$. The slope inclination angle varies from low values to 19°. Convex slope shapes prevail over concave ones and angular slope shapes are dominant over rounded.

*Morphostructure*

The Cerová vrchovina Upland was formed at southern wing of the Western Carpathian arch. The Cerová vrchovina Upland is young positive morphostructure, it was formed by dome and block movements. It is internally differentiated. The highest part of upland is convex domatic elevation related to andesite laccoliths. The mesas with basalt outliers of detached blocks on top represent another morphostructure. Among elevations there are small depressions and furrows. In the mountain there are several less expressed elevations lying out of the uplift center.

*Volcanic relief*

It has several forms that depend mainly on the genesis: domatic elevations related to andesite laccoliths, various and more extended forms related to basalt volcanism (lava flow, neck, maar), mostly inverse forms representing originally filled depressions (paleovalleys) and later transformed onto ranges by erosion, some lava flows are of semi-inversion type – they form foot level and some flows are not inverse – volcanic cones and maar structures.

*Morphosculpture*

It is heterogeneous with dominance of erosive-denudation elements. Pleistocene relic forms prevail. Fluvial valleys are the most common, then there are dellen valleys. V-shaped valleys are rare. Angular, vertical and plan asymmetries are characteristic for the valleys. Some of the valleys have short section of dellen valley area. Valley piracy occurs also. Suffosion depression near the village Čierny potok is outstanding landmark. Along the margin of volcanic bodies there are cliff forms of the relief.

The morphosculptures have three basic shapes: valley bottom, valley slope, top and/or foothill plains. The denudation plains are gradual, the oldest originated in Pleistocene.

Erosive-accumulating relief is rare, being represented by river terraces. Eolian relief is represented by sporadic loess sheets. Landslides are rare. Along the margins of the basalt bodies there are rock debris, block fields and block seas also.

## Soils

Soil cover of the studied region (Supplement 14) is very heterogeneous, however, it has specific character on the individual geomorphologic units (FAO soil nomenclature is used).

*Lučenská kotlina and Rimavská kotlina depressions*

The planosols and albo-gleyic luvisols covering loess and loamy loess are dominating soils on rolling surface within both depressions. Especially in Lučenská kotlina Depression these soils have in the lower part of the profile buried rubified sediments as result of redeposition of old weathering crust from Slovenské rudohorie Mts. in form of alluvial fan. These soils have a characteristic vertical structural heterogeneity, markedly coarse silty soil on the surface (0.4 m) and clay-loam in deeper part of the profile. Fluvieutric gleysols, less fluvigleyic phaeozems and gleysols are dominant on fluvial deposits of both depressions.

*Cerová vrchovina Upland*

The geology and geomorphologic evolution of the upland is complicated. Cenozoic sandstones and siltstones are dominating, as soil-making substrate. They alternate with incoherent cover of Quaternary polygenetic soils, what is the result of very old "geological" erosion. In the upland there are rare areas of old weathering crusts on basalt volcanic rocks, frequently with occurrences of rubified horizons. In the complicated structure of the soil cover the prevailing loams are calcaric regosols, various orthic luvisols and albic luvisols, frequently texturally light pseudo gleyic rubified (gleyic chromic).

*Slovenské rudohorie Mts. and Krupinská planina Mts.*

These mountains are characteristic by dominance of weathered products coming from crystalline rocks, and/or andesite volcanites consisting of sporadic autochthonous rubified horizons as well as redeposited sediments. The dystric cambisols (gleyic, eutric) are absolutely dominating on the mentioned substrates. Locally on the coarse-grained weathering products – the rankers occur. Podzols on lesser-extended quartzitic sandstone weathering products occur.

## Slope failures

Genesis of slope failures is associated with synergic activity of suitable geological structures and factors causing slope failures. At the area of the Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland the geological structures susceptible to landsliding are rare. Factors causing slope failures (slope height and steepness, seismic shock, overloading with Quaternary sediments, anthropogenous loading, and climatic conditions; Fig. 101) acts only locally, with unique occurrence and unequal extension.

Geological structures forming the Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland and surrounding areas can be divided according to their susceptibility to occurrence of slope failures and according to the failure mechanism on to three groups: geological structures of volcanic rocks, geological structures of Cenozoic and Quaternary sedimentary rocks, and geological structures of the pre-Cenozoic rocks (Fig. 102).

The most important question regarding stability of the volcanic rocks is their basement. If they lay on solid bedrocks, in our case on crystalline or Mesozoic rocks, the structure is not susceptible to slope failures. Geological structures where volcanoclastics are underlain with softer and more plastic rocks – claystone, siltstone, mudstone or sandstone with intercalations of siltstone are favorable for occurrences of slope failures. In a case of uplifting the rigid volcanic complex rise over soft and plastic rocks and due to its weight the block rift fields and block fields occur here. The landslides under the rift fields are missing. The described structure is located in vicinity of the villages Vyšný Skálnik, Nižný Skálnik and Malé Teriakovce (see map of slope failures, Fig. 103 and characteristic profile, Fig. 104), and also along some faults disturbing volcanic sheet at the western border of the depression and southward of the Obručná where a large slope failure is located.

Thanks to low energy of the relief (Lučenská kotlina Depression) or limited extent of deluvium sediments (Cerová vrchovina Upland) in interactivity with physical–mechanical rock and soil properties the Cenozoic and Quaternary neovolcanic rocks do not allow movement of the covering soils, i. e. slope failures occurrence, with exception of landslides of anthropogenous origin and rare landslide in vicinity of the villages Fiľakovské Kováčovo, Šavoľ and Fiľakovo.

The geological structures of the pre-Cenozoic rocks are not susceptible to landsliding.

Dionýz Vass, Michal Elečko a Vlastimil Konečný

# Geológia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny

## Geology of Lučenská kotlina Depression and Cerová vrchovina Upland

Vydalo Vydavateľstvo Dionýza Štúra
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2007

Vedúca vydavateľstva: Gabriela Šipošová
Technická redaktorka: Alena Wolfová
Sadzba: Mária Dryjová
Jazykový redaktor: PhDr. Pavol Kušnír

Tlač: ALFA PRINT Martin

1. vydanie
Printed in Slovakia
ISBN 978–80–88974–92–5




ISBN 978-80- 88974-92-5