

VYSVETLIVKY

**KU GEOLOGICKEJ MAPE
LUČENSKEJ KOTLINY
A CEROVEJ VRCHOVINY**

1:50 000

Zostavili:

DIONÝZ VASS, MICHAL ELEČKO



VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska

Vedecký redaktor:
RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Redakčný okruh:
RNDr. Augustín BEGAN, CSc., RNDr. Jozef BENKA, CSc., RNDr. Vladimír DOVINA, CSc., RNDr. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Rudolf GABČO, RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Igor MODLITBA, RNDr. Dušan ONAČILA, RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Jozef SALAJ, DrSc.

Odborný recenzent:
RNDr. Imrich VARGA

VLADIMÍR BEZÁK - JÁN BODNÁR - MICHAL ELEČKO
VLASTIMIL KONEČNÝ - JAROSLAV LEXA - BOHUŠ MOLÁK
PETER STRAKA - JOZEF STANKOVIČ - MICHAL STOLÁR
LADISLAV ŠKVARKA - DIONÝZ VASS - JOZEF VOZÁR
ANNA VOZÁROVÁ - JÁN PRISTAŠ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
LUČENSKEJ KOTLINY
A CEROVEJ VRCHOVINY

1:50 000

Zostavili:

DIONÝZ VASS, MICHAL ELEČKO

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

© Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1992

ISBN 80-85314-13-4

Abstrakt (D. Vass)	7
Úvod (D. Vass)	9
Prehľad geologických výskumov (D. Vass - M. Elečko - J. Vozár)	11
Geologický vývoj územia (D. Vass - M. Elečko - J. Pristaš - J. Vozár)	15
Litológia, stratigrafia, magmatizmus	19
Veporikum	19
Granitizovaný komplex (V. Bezák)	19
?Proterozoikum - paleozoikum	19
Komplexy metamorfítov	24
Spodné paleozoikum - spodný karbón (A. Vozárová)	24
Magmatické horniny neistého veku - ?alpínske	25
Stredná a vrchná krieda	25
Mladšie paleozoikum (A. Vozárová - J. Vozár)	26
Revúcka skupina	26
Slatvinské súvrstvie	26
Rimavské súvrstvie	29
Mezozoikum (P. Straka - J. Vozár)	32
Federátska skupina - tuhársky vývoj	32
Gemerikum	36
Staršie paleozoikum (A. Vozárová)	36
Gelnická skupina	36
Drnavské súvrstvie	36
Mladšie paleozoikum (A. Vozárová)	38
Dobšinská skupina	38
Ochtinské súvrstvie	39
Turniansky príkrov	42
Mladšie paleozoikum (J. Vozár)	42
Brusnícke súvrstvie	42
Mezozoikum (P. Straka)	43
Stredný trias	43
Molasové sedimenty a neovulkanity	44
Mezozoikum	44
Krieda (D. Vass - M. Elečko)	44
Čiernolúcke súvrstvie	44
Terciér	45
Oligocén (D. Vass - M. Elečko)	45
Čížske súvrstvie	45
Oligocén - miocén (D. Vass - M. Elečko)	51
Lučenské súvrstvie	51
Miocén (D. Vass - M. Elečko)	60
Filakovské súvrstvie	60
Otnang	73

Šalgótarjánske súvrstvie	73
Karpat	76
Modrokamenské súvrstvie	76
Stredný miocén (V. Konečný – J. Lexa)	82
Vulkanity Pokoradzskej tabule	82
Pokoradzské súvrstvie	82
Vulkanity vých. okraja Krupinskej planiny	84
Vinická a lysecká formácia vcelku	85
Vinická formácia	85
Haličský andezit	86
Šiatorský intruzívny komplex	87
Lysecká formácia	88
Pont (D. Vass – M. Elečko)	91
Poltárske súvrstvie	91
Podrečianska bazaltová formácia (V. Konečný – J. Lexa)	95
Pliocén – pleistocén (V. Konečný – J. Lexa)	99
Cerová bazaltová formácia	99
Kvartér (J. Pristaš)	105.
Pleistocén	106
Holocén	114
Geofyzikálna charakteristika (J. Bodnár)	116
Reliéf predterciérneho podložja	116
Hustotné nehomogenity v predterciérnom podlaží	119
Výskyt magnetických hornín	119
Tektonika (M. Elečko – D. Vass – J. Vozár)	121
Tektonika predterciérnych útvarov	121
Tektonika molasovej výplne Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny	124
Hydrogeologické pomery (L. Škvarča)	136
Ložiská a prognózy nerastných surovín	145
Rudné ložiská a výskytu geneticky spojené s variskými a alpínskymi sedimentárnymi procesmi, metamorfizmom a plutonizmom (B. Molák – J. Stankovič)	146
Nerudné suroviny (M. Elečko – M. Stolár – D. Vass) ..	147
Palivá	147
Stavebné suroviny	149
Žiaruvzdorné a keramické suroviny	164
Iné suroviny	171
Významné geologické lokality (M. Elečko – J. Pristaš – D. Vass – A. Vozárová)	172
Literatúra	184

Územie zobrazené na geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny budujú molasové sedimenty a vulkanity terciéru, zakryté sedimentami kvartéru. Predterciérne útvary sú zastúpené v dvoch tektonických jednotkách – v gemeriku a veporiku. Podstielajú sedimenty terciéru a na povrch vystupujú na severnom okraji Lučenskej kotliny.

J u ž n é v e p o r i k u m, ako spodná tektonická jednotka, je tvorené staropaleozoickými (?) metamorfity, mladopaleozoickou revúckou skupinou (slatvinské – vrchný karbón a rimavské – permské súvrstvie) a tuhárskym mezozoikom korelovaným s federátskou skupinou.

G e m e r i k u m je zastúpené dobšinskou skupinou (ochtinské súvrstvie visén (namur A). Vo východnej časti regiónu sú zastúpené aj staropaleozoické sekvencie gelnickej skupiny. Zónu priebehu lubenícko-margecianskej línie injekuje jazykovitá granitoidná intrúzia stredno- vrchnokriedového veku. Vrcholové časti intrúzie vychádzajú na povrch v jednotke veporika.

M e l i a t i k u m (trias až jura) je vyjadrené len v geologických rezoach a predpokladá sa v podloží vo východnej časti regiónu.

T u r n i a n s k y p r í k r o v (tornaikum, v geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť a v geologickej mape Rimavskej kotliny označované ako silicikum, respektíve silický príkrov) je podľa najnovších poznatkov stratigrafického rozpätia stredný karbón až trias a predstavuje najvrchnejšiu, alpínsky sformovanú príkrovovú jednotku. Vystupuje na povrchu v severovýchodnej časti regiónu a predpokladá sa i v podloží terciéru. Ide o príkrovovú jednotku, ktorej mezozoikum bolo označované ako šupina Slovenskej skaly.

M o l a s o v é t e r c i é r n e s e d i m e n t y sú zastúpené sedimentami oligocénu (čížske súvrstvie), oligocénu – miocénu (lučenské súvrstvie) a miocénu (filakovské, bukovinské, šalgótarjánske a poltárske súvrstvie).

N e o v u l k a n i t y sú strednomiocénneho (andezitové vulkanoklastiká, pokoradzské súvrstvie, vinická a lysecká formácia), vrchnomiocénneho (podrečianska bazaltová formácia), respektíve pliocénno-pleistocénneho (cerová bazaltová formácia) veku.

K v a r t é r n e s e d i m e n t y regiónu začleňujeme do najstaršieho, starého, stredného, mladého pleistocénu a holocénu.

Usporiadanie tektonických jednotiek veporika a gemerika je výsledkom alpínskych pochodov za vzniku charakteristickej príkrovovej stavy. Gemerikum, ako príkrovová jednotka, je nasunutá na veporikum pozdĺž lubenícko-margecianskej línie. Južne, t. j. dovnútra gemerika prebieha významná hrádocká porucha

(hrádocko-železnická línia), ktorá tektonicky zblížila jednotky juhogemerického a severogemerického vývoja.

Predterciérne útvary, hlavne molasová výplň kotliny, sú p o r u š e n é z l o m a m i. Hlavný zlomový systém je ssz. - jjv. smeru. Významné zlomy tohto systému vymedzujú hlavné štruktúrne jednotky - kryhy, respektíve sústavy kryáh.

Mimo zlomových štruktúr sa prejavuje aj mladá štruktúra - klenba Cerovej vrchoviny s výzdvihom v priebehu kvartéru.

ÚVOD

Z regionálno-geologického hľadiska sa väčšia časť regiónu nachádza v juhoslovenskej panve. Plošne sa kryje s čiastkovými regionálno-geologickými jednotkami Lučenská kotlina a Cerová vrchovina (s výnimkou východnej časti). Geologická mapa regiónu zaberá aj západnú časť Rimavskej kotliny, východné okraje Krupinskej planiny a Javoria i južné okraje kohútскеj zóny veporského pásma (S. KAHAN in D. VASS et al., 1988), respektíve Veporských vrchov (obr. 1). Juhoslovenská panva, ktorej územie je nosnou časťou regiónu, je pojem negenetický. Patrí k tylovým alpínskym molasovým panvám Západných Karpát. Z týchto panví dve, budínska, respektíve maďarská paleogénna panva (ranná molasa) a novohradská panva (spodnomiocénna, hlavná molasa), zasahujú na južné Slovensko. Ich sedimenty tvoria hlavnú masu výplne Lučenskej i Rimavskej kotliny a budujú Cerovú vrchovinu.

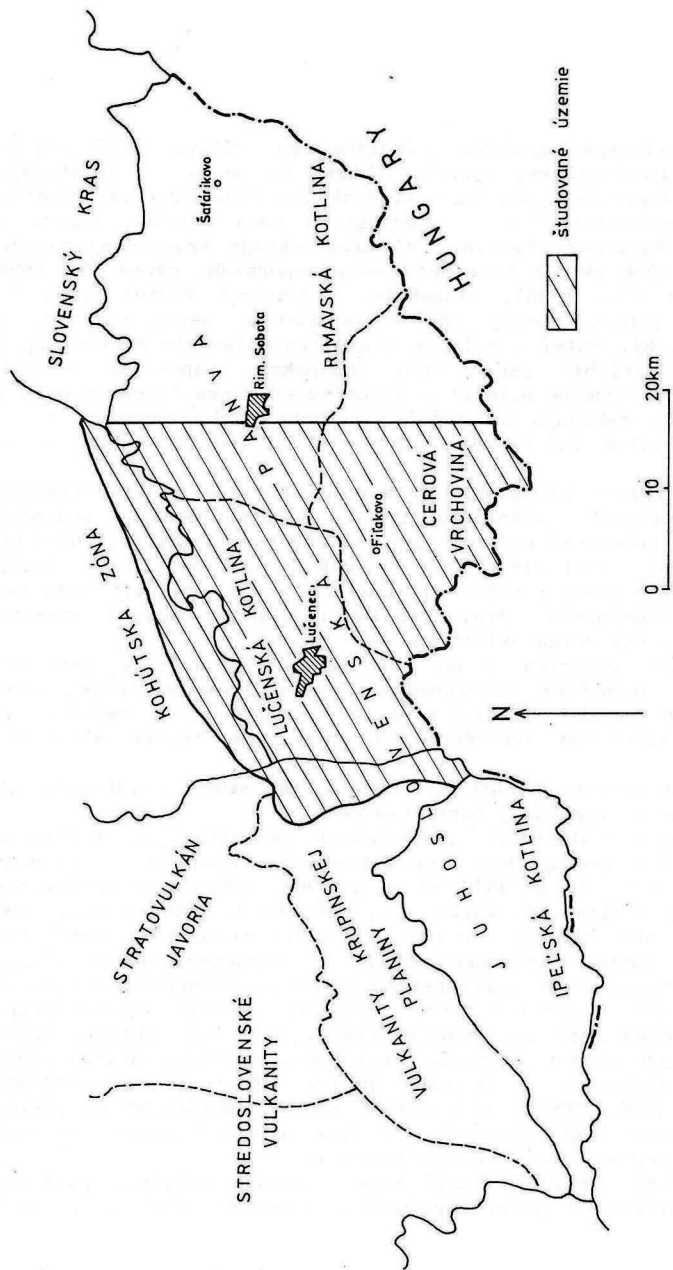
Súčasťou výplne Lučenskej a Rimavskej kotliny sú tiež strednomiocénne andezitové vulkanoklastiká a vrchnomiocénne sedimenty malej hrúbky v Lučenskej kotline spolu so súdobými bazaltami. Najvyššie vrcholy Cerovej vrchoviny budujú andezitové intruzívne telesá strednomiocénneho veku a nižšie ploché hrebene sú pokryté bazaltami pliocénno-pleistocénneho veku. Krupinskú planinu budujú strednomiocénne andezitové vulkanoklastiká.

Južná časť veporika a na ňom tektonicky ležiace gemerikum – styk oboch jednotiek sprostredkuje lubenícko-margeciánska línia – sú budované hlavne paleozoickými a v menšej miere mezozoickými súvrstviami. Významným fenoménom je intruzívne teleso alpínskych granitoidov.

Meliatikum (trias až jura) sa podieľa na stavbe predterciárneho podložia hlavne vo východnej časti regiónu.

Najvrchnejšou alpínskou príkrovovou jednotkou je turniansky príkrov, ktorý v geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť (J. MELLO in Š. BAJANÍK et al., 1983, 1984) a v geologickej mape Rimavskej kotliny (J. MELLO – Ľ. GAÁL in D. VASS et al., 1986) je vymedzený ako silický príkrov, ktorého mezozoická časť bola označená ako šupina Slovenskej skaly s charakteristickým vývojom a stupňom premeny. Vzťah turnianskeho príkrovu (tornaika) k ostatným vývojom mezozoika vyjadril v tomto zmysle aj J. Mello na novokoncipovanej geologickej mape Slovenského krasu, 1:50 000 (1991). Novšie poznatky z tejto oblasti upresňujú litológiu a stratigrafický rozsah turnianskeho príkrovu na stredný karbon až trias (A. VOZÁROVÁ – J. VOZÁR, 1990, 1992). Jeho rozšírenie je sporadické na povrchu v severovýchodnej časti regiónu a predpokladá sa v podloží terciéru východnej a strednej časti Lučenskej kotliny.

Značnú časť územia, zvlášť však Lučenskú kotlinu, pokrývajú sedimenty kvartéru s dobre vyvinutými terasami riek a potokov.



Obr. 1 Regionálne geologické členenie územia (D. Vass et al., 1988)

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Po vydaní prehľadnej geologickej mapy ČSSR 1:200 000, list Zvolen (M. KUTHAN et al., 1964) a vysvetliviek k tomuto listu (1963), bolo územie regiónu študované z rôznych geologických aspektov. Realizovali sa tu prieskumné práce na keramické a žiaruvzdorné íly, magnezit, azbest, uhlie a uránové rudy. Bol vykonávaný hydrogeologický a inžinierskogeologický prieskum. Zväčša v nadväznosti na tieto prieskumné práce boli na území regiónu realizované početné geofyzikálne merania a regionálny geofyzikálny výskum.

V osemdesiatych rokoch boli z územia celého regiónu zostavené geologické mapy v mierke 1:25 000, pričom bola nanovo riešená litostratigrafia, biostratigrafia, sedimentológia, tektonika, vulkanológia, geochemia sedimentov, vulkanitov i metamorfík.

Poznanky o stavbe predterciorného podložia Lučenskej a Rimavskej kotliny sú zhrnuté v prácach O. FUSÁNA et al. (1971, 1972, 1979, 1987), J. PLANČÁRA et al. (1977), J. BODNÁRA – L. POSPÍŠILA (1980). Prítomnosť veporika v podloží terciéru v okolí masívov Karanč a Šiator na základe xenolitov v andezitoch predpokladajú D. HOVORKA – E. LUKÁČIK (1972). Podložie východnej časti regiónu študovali aj D. VASS, M. ELEČKO et al. (1982, 1989), západnej časti regiónu D. VASS et al. (1979).

Poznanky o terciérnych sedimentoch regiónu, získané pri zostavovaní prehľadných geologických máp 1:200 000, zhrnuli J. SENEŠ (in D. ANDRUSOV, 1965) a T. BUDAY, J. SENEŠ (in T. BUDAY et al., 1967). Vzťahom stavby terciéru k stavbe jeho podložia sa zaoberá práca D. VASSA et al. (1968). Distribúciu sedimentov s ohľadom na ich hrúbku zhodnotil D. VASS (1969). Genézou a členením alpínskych molasových panví včítane študovaného regiónu sa zaoberal D. VASS (1976, 1979, 1980, 1981). K poznaniu terciéru v oblasti Cerovej vrchoviny, ale i predterciérneho podložia, zásadne prispel vrt FV-1 pri Blhovciach (D. VASS, Š. BAJANÍK et al., 1978, 1988). Litostratigrafické členenie terciéru Rimavskej kotliny, ktoré neskôr spresnené a rozšírené bolo použité aj pre terciér Lučenskej kotliny, predložili D. VASS a M. ELEČKO (1982). Geologickou stavbou susedných území sa zaoberajú monografické práce D. VASSA et al. (1979) a D. VASSA – M. ELEČKU et al., 1989. Tektonika Cerovej vrchoviny je spracovaná v prácach D. VASSA – M. ELEČKU – H. JURKOVIČOVEJ (1986), D. VASSA – M. ELEČKU – J. PRISTAŠA (1986), D. VASSA et al. (1981). Geologická stavba týchto území je vyjadrená na geologických mapách V. KONEČNÉHO et al. (1978), M. ELEČKU et al. (1985) a stručne opísaná vo vysvetlivkách k uvedeným mapám D. VASSA et al. (1983) a D. VASSA et al. (1986).

Južná časť Veporských vrchov a okraje kotliny tvorené veporikom a gemerikom boli súhrnne zhodnotené a reinterpretované v novších prácach A. VOZÁROVEJ – J. VOZÁRA (1982, 1988), J. VOZÁRA – V. BEZÁKA (1987) a citované v rámci súboru geologických máp listov 1:25 000. Osobitne možno upozorniť na novú predstavu o tektonike, litostratigrafii vymedzených jednotiek a vystupovanie alpínskych granitoidov.

Problematikou petrografie terciérnych sedimentov sa zaoberala M. MARKOVÁ (1967, 1980). Genézu lavíc v tachtianskych pieskovech riešil D. VASS (1970). Niektoré sedimentárno-petrografické a genetické aspekty kontinentálnych sedimentov bukovinského súvrstvia a plytkomor-ského filakovského súvrstvia rozpracovali D. VASS a M. ELEČKO (1979) a D. VASS - M. ELEČKO - J. DANILLOVÁ (1987).

Mäkkýše filakovského súvrstvia opísala a k egenburgu zaradila A. ONDREJIČKOVÁ (1972) spolu s J. SENEŠOM in F. STEININGER - J. SENEŠ et al. (1971). Publikovala tiež práce týkajúce sa fauny egeru študovaného územia (A. ONDREJIČKOVÁ, 1962). Biostratografiou terciéru na základe foraminifer sa zaoberala V. KANTOROVÁ (1981 a vo viacerých nepublikovaných prácach). Vápnitú nanoflóru študovala a z toho vyplývajúce závery urobila R. LEHOTAYOVÁ (1981, 1982, 1984). Nanoflóra a foraminifery pomohli korelovať časť plachtinských vrstiev s otngangom (D. VASS et al., 1987). E. Planderová študovala palynomorfy a výsledky svojej práce zhrnula v kolektívnom diele o otngangu (A. PAPP et al., 1973), biostratigrafické závery sčasti použila pri definovaní mikroflórových zón paratetýdneho neogénu (E. PLANDEROVÁ, 1978). Štúdium palynomorf pomohlo stanoviť pontský vek poltárskeho súvrstvia (E. PLANDEROVÁ, 1986). Makroflóru bukovinského súvrstvia spracoval F. NĚMEJC (1967), neskôr E. KNOBLOCH (in A. PAPP et al., 1973).

Faunu cicavcov z Hajnačky monograficky spracoval O. FEJFAR (1964) a neskôr ju z hľadiska biostratigrafie prehodnotili O. FEJFAR - W. D. HEINRICH (1985). Zvyšky rýb z egenburgských sedimentov, hlavne žraločie zuby z lokalít, ktoré pôvodne opísali V. HANO - J. SENEŠ (1952), nanovo spracoval R. BRZOBHATÝ (in F. STEININGER - J. SENEŠ et al., 1971).

Vulkanity Krupinskej planiny z litofaciálneho a vulkanologického hľadiska podrobne spracoval a definoval ich litostratigrafické jednotky V. KONEČNÝ in D. VASS et al. (1979). Vulkanity Pokoradzskej tabule študovali I. VARGA (1973), neskôr I. DIANIŠKA (V. SITÁR - I. DIANIŠKA, 1979). Petrologiu a petrografiu šiatorských intruzívnych andezitov študovala E. KAROLUSOVÁ (1972) a xenolity v týchto andezitoch študovali D. HOVORKA a E. LUKÁČIK (1972). Petrologiu a petrochémiu bazaltov cerovej a podrečianskej formácie predložila A. MIHÁLIKOVÁ (1966), neskôr sa k týmto horninám vracia spolu s M. ŠIMOVOU (1989).

Otázkami genézy, vývoja litológie a stratigrafie kvartérnych sedimentov sa systematicky zaoberal J. PRISTAŠ (1968, 1969, 1970), J. PRISTAŠ et al. (1983, 1984), J. PRISTAŠ in D. VASS et al. (1979, 1981, 1982, 1985, 1987). Sedimentárno-petrografickým výskumom fluviaálnych sedimentov sa zaoberal J. HORNIŠ (1976, 1979). Litogeochemiu a mikromorfológiu niektorých sprašových profilov územia rieši E. VAŠKOVSKÁ (1984), paleomagnetizmus P. PAGÁČ.

Rádiometrický vek intruzívnych andezitov pri samote Šiator je spracovaný v práci G. P. BAGDASARJANA et al. (1968). Rádiometrické veku bazaltov sú uvedené v prácach K. BALOGHA et al. (1981), J. KANTORA - V. WIEGROVEJ (1981). S týmito rádiometrickými vekmi bol konfrontovaný remanentný paleomagnetizmus (O. ORLICKÝ et al., 1982). Nové poznatky o veku bazaltov na južnom Slovensku a ich

rôzny vzťah k poltárskemu súvrstviu boli využité na definovanie dvoch bazaltových formácií - podrečianskej a cerovej (D. VASS - I. KRAUS, 1985).

Problematika ekonomicky najvýznamnejších ložísk regiónu, ložísk keramických a žiaruvzdorných surovín, je riešená v početných správach a výpočtoch zásob (M. CHROMEČ, 1961, 1964, V. HANO, 1967, V. HANO - M. LUKAJ, 1966, 1970, V. HANO et al., 1973, 1980 a i.). Poznanky o mineralógii keramických a žiaruvzdorných ílov boli publikované vo viacerých prácach (I. KRAUS, 1968, I. KRÍŽÁNI, 1968, I. KRAUS, 1986).

Pokračovanie spodnomiocénnych uhoľných slojov z Ipeľskej kotliny do juhozápadnej časti Lučenskej kotliny sa zaoberala správa J. GAŠPARIKA et al. (1967). Prognozy uhlia zhodnotili D. VASS - J. GAŠPARIK et al. (1978). Nový nález uhlia jz. od Lučenca opisali D. VASS - M. ELEČKO (1985). Posúdenie možnosti výskytu terciérneho uhlia v Lučenskej a Rimavskej kotlině urobil D. VASS (1985) a vyhladávací prieskum uhlia v tejto oblasti zhodnotil J. KLUBERT et al. (1986). V tejto správe sú vyhodnotené početné vrty, ktorých časť prenikla až do predterciérneho podložía. Sú to cenné údaje a boli využité pri zostavaní geologickej mapy regiónu. Podobne boli využité vrty, ktoré v území hľbil Čs. uránový priemysel a sú zhodnotené v správach, uložených v archíve ČSÚP závodu v Spišskej Novej Vsi.

Základné údaje o stavebných surovinách v sledovanej oblasti zhrnul A. DOMANICKÝ (1971).

Geofyzikálne výskumno-prieskumné práce začali v päťdesiatych rokoch gravimetrickými meraniami (severovýchodná časť územia, T. KOLBENHEYER, 1951). Výsledkom gravimetrických meraní je mapa Bouguerových anomálií.

Do oblasti zasahujú refrakčné seizmické merania, realizované v Rimavskej kotlině (O. BURSA, B. JURGA, 1953, R. PEŠÁK et al., 1963), ktoré umožnili sledovať priebeh reliéfu predterciérneho podložía. V severnej a v severovýchodnej časti územia boli vykonané aj detailné geofyzikálne merania, orientované na riešenie špecifických geologických, hydrogeologických, respektíve ložiskových problémov (H. TKÁČOVÁ, 1969, I. POLA, 1963). V šesťdesiatych rokoch boli na celom území vykonané regionálne geofyzikálne merania v mierke 1:200 000, potrebné na zostavenie štátnej gravimetrickej, aeromagnetickej a aerorádiometrickej mapy (J. IBRMAJER, 1961, J. MAŠÍN et al., 1963). Pre poznanie štruktúrno-tektonickej stavby Lučenskej kotliny a jej vzťahu k okolitým megaštruktúram majú význam najmä regionálne merania, vykonané v rámci úlohy "Gravimetrická mapa ČSSR" (J. IBRMAJER, 1961).

Koncom šesťdesiatych rokov začal komplexný geofyzikálny výskum pozostávajúci z plošných tiažových meraní v mierke 1:25 000, plošných a profilových magnetických meraní a vertikálnych elektrických sondovaní. Boli podrobne študované hustotné a magnetické vlastnosti hornín (D. OBERNAUER, 1969, J. ŠEFARA et al., 1970, J. ŠEFARA et al., 1971). Boli vyčlenené najvýraznejšie štruktúrne formy predterciérneho podložía a zmapované prostredie magnetických hornín (J.

ŠEFARA et al., 1971, J. BODNÁR et al., 1975). Pozdĺž dvoch profilov boli realizované seizmické merania (A. KÓNYA et al., 1978).

Geofyzikálny materiál, získaný gravimetrickými, magnetickými, geoelektrickými a seizmickými meraniami a štúdiom fyzikálnych vlastností hornín, bol zhrnutý vo viacerých súborných prácach (J. PLANČÁR et al., 1977, J. BODNÁR et al., 1979, J. BODNÁR, 1982, O. FUSÁN et al., 1979, 1987, J. ŠEFARA et al., 1987).

Súbory hornín v oblasti veporika patria prinajmenej k dvom štruktúrno-metamorfné odlišným vývojovým etapám. Okrajový výskyt hornín kryštalinika (amfibolity a ruly) patrí k najstaršej etape. Stupňom premeny zôpovedajú vyššie teplotné časti amfibolitovej fácie. Protolity týchto hornín predstavovala vulkano-sedimentárna sekvencia s významným podielom bazaltového vulkanizmu. O veku metamorfózy tohto kryštalinika nemáme žiadne presnejšie dôkazy, ale súdiac podľa korelácie s výskytom kryštalinika v príľahlej časti veporika uvažujeme, že je predvrchnokarbónsky.

Záver variského orogénu sa odzrkadlil v uložení klastických formácií revúckej skupiny, stefan-permského veku. Vývojový model mladopaleozoických súvrství - slatvinského a rimavského, je charakterizovaný progradovaním plytkovodného deltového prostredia do kontinentálneho aluviálneho režimu.

Produkty syngénneho vulkanizmu andezitovo-bazaltovej (slatvinské súvrstvie) a ryolitovej asociácie (rimavské súvrstvie) predstavujú len malú časť zo súboru hornín revúckej skupiny.

Nový sedimentačný cyklus začal po prerušení sedimentácie ukladaním dobre vytriedených a mineralogicky relatívne zreých sedimentov spodného triasu. Táto oblasť sa stala súčasťou širokej zóny sedimentácie s kontinentálno-príbrežným sedimentačným režimom.

Sedimenty spodnotriasového veku vznikli v deltovom a príbrežnom prostredí, ktoré zaberalo pôvodný sedimentačný priestor v širšom zmysle. Ukončovanie tohto režimu sa prejavilo lagunárno-deltovou sedimentáciou vo vrchnej časti spodného triasu s polohami bridlíc a s bezkontrastným prechodom do karbonátnych facií. Mladšie triasové, eventuálne spodnojurské pestré rekryštalizované karbonáty vznikli v morskom prostredí, kde sa vystriedali podmienky plytšieho neritika (karbonátovej platformy) s hlbším pelagickým vývojom.

Gemerikum je zastúpené prevažne variskou vývojovou etapou, a to len v podobe zachovaných fragmentov jednotlivých vrstevných sledov. Sú rozšírené v širšej oblasti styku gemerika s veporikom. Čiastočne sú prikryté turnianskym príkrovom a vystupujú i v podloží terciéru Lučenskej kotliny.

Najstarším súborom hornín gemerika je drnavské súvrstvie gelnickej skupiny. Jeho spodnoveónsky vek je predpokladaný na základe korelácie s podobnými vrstevnými sledmi v príľahlej časti gemerika (J. IVANIČKA, L. SNOPOK in Š. BAJANÍK et al., 1983).

Charakter sedimentov odráža podmienky sedimentácie v hlbokovodnom žľabe, ktorý sa vyvinul v nadväznosti na aktívny okraj kontinentu a sedimentácia v ňom bola silne ovplyvnená dobre vyvinutým ryolit-dacitovým vulkanizmom. Zánik bazénu a spolu s ním zviazané štruktúrno-metamorfné procesy možno viazať najpravdepodobnejšie k ranobretónskym procesom (valúnový materiál v zlepenoch gočaltovskej skupiny

v južnom gemeriku). Fragменты drnavského súvrstvia sú pri severnom okraji Lučenskej kotliny, väčšinou v tektonickom styku so severogemeridným ochtinským súvrstviem (hrádocká línia sensu, A. ABONYI, 1971). Ochtinské súvrstvie ako najstarší člen mladopaleozoickej dobšinskej skupiny je na styku s veporikom taktiež značne tektonicky redukované. Súbor nízkometamorfovaných klastických sedimentov ochtinského súvrstvia, obsahujúci na jednej strane produkty bázičného vulkanizmu, fragmenty ultrabázik a na druhej strane telesá karbonátov zmenených na magnezity, reprezentuje obdobie začiatku uzatvárania variskej mobilnej zóny. Počas vývoja tohto sedimentačného bazénu postupne progradovalo morské sedimentačné prostredie do plytkovodných, neritických až litorálnych úrovní. Ukončenie sedimentácie v tomto bazéne bolo zviazané so sudetskými tektonometamorfnými pohybmi.

Alpínska etapa je zachovaná rudimentárne. Predstavujú ju obmedzené výskyty turnianskeho príkrovu a sekvencie typu meliatskej skupiny. Tornaikum predstavuje vývoj plytšieho neritika (sedimenty karbonátovej platformy s lokálne vyvinutými priestormi panového pelagického typu). K báze turnianskeho príkrovu zaraďujeme i ojedinelé výskyty vrchnopermských konglomerátov a pieskovecov kontinentálneho prostredia. V zmysle najnovších štúdií vývojov meliatskej skupiny možno bližšie charakterizovať jej hlbokovodný vývoj a charakter paleotektonickej pozície.

Alpínska vývojová etapa bola charakterizovaná intenzívnymi tektonickými pohybmi v strednej až vrchnej kriede, ktoré znamenali vytvorenie hlavnej príkrovej stavby. Ďalším charakteristickým znakom tejto oblasti je intrúzia granitoidov (88 – 144 Ma, J. KANTOR, 1960, in A. VOZÁROVÁ – J. VOZÁR, 1979, 1988) do stykovej zóny nasunutia gemerika na veporikum. Intrúživné teleso sleduje priebeh lubenicko-margecianskej línie a s ňou súbežných porúch. Intrúzia termicky metamorfovala hlavne horninové súbory južného veporika, ale i časť sedimentov ochtinského súvrstvia (A. VOZÁROVÁ – J. VOZÁR, 1979, 1982, A. VOZÁROVÁ – J. KRIŠTÍN, 1986, 1989). Pneumatolyticko-hydrotermálne a metasomatické procesy spojené s touto intrúziou sú významné v celej oblasti a sú jedným z dôležitých faktorov rudotvorných procesov.

Po vrchnokriedových tektonických pohyboch študované územie bolo aspoň sčasti zaliate epikontinentálnym morom. Svedčí o tom nálež vrchnej morskej kriedy vo vrte z. od Rimavskej Soboty, ale aj hojné vrchnokriedové organizmy preplavené do sedimentov kišcelu a egeru. Po ústupe vrchnokriedového mora bolo celé územie vyzdvihnuté a denudované. Hlavne v priestore južného veporika a styku veporika s gemerikom prebehli počas paleogénu aj počas najvrchnejšej kriedy intenzívne zvetrávacie procesy, dôkazom ktorých sú hrubé kôry zvetrávania na paleozoických horninách na severnom okraji Lučenskej kotliny. Tieto kôry sú zakryté sedimentmi egeru, respektíve kišcelu a boli overené viacerými vrtmi.

Najstaršie terciérne sedimenty v študovanom území svedčia o sedimentácii v kontinentálnych podmienkach (skálnické vrstvy kišcelského veku). Predstavujú bazálnu časť transgresívneho megacyklu,

ktorý potom pokračoval zaliatím väčšej časti územia kišcelským morom.

More na sklonku kišcelu ustupuje, aspoň zo severného okraja Lučenskej kotliny. Nová morská transgresia začína v egeri a svojím rozsahom na severnom okraji Lučenskej kotliny pravdepodobne prekročila pobrežnú líniu kišcelského mora. Koncom egeru more opäť ustupuje. Litologický vývoj egenburgu vyvoláva zdanlivý dojem egenburgskej regresie. Avšak nástup novej fauny a nanoflóry nevyvrátiteľne dokazuje transgresívny charakter egenburgského mora. Toto more, zdá sa, bolo podstatne plytšie než kišcelské a egerské more. V sedimentoch egenburgu sú vyvinuté typické plytkomorské fácie. Smerom na JZ sa však more prehľbovalo. Jeho najhlbšou fáciou sú čakánovské vrstvy. Sedimentácia bola počas egenburgu sprevádzaná vzdialenou vulkanickou aktivitou, čo dokazujú tenké polohy tufu a tufitu vo fil'akovskom súvrství.

Ešte v priebehu egenburgu došlo k regresii a regionálnemu výzdvihu nielen študovanej oblasti, ale aj rozsiahlejšieho teritória dnešnej panónskej panvy. Prevládajúcim fenoménom boli kontinentálne podmienky sedimentácie (riečne sedimenty) sprevádzané silnou vulkanickou aktivitou (ryodacitové tufy, často hrubé polohy alebo viac tenších lavíc nad sebou).

Predzvestou novej transgresie bola uholná sedimentácia v riečno-močiarnom prostredí. Prvé morské ingresie boli konštatované už v uhlonosných pôtorských vrstvách a v ich nadloží vo vrchnej časti plachtinských vrstiev. Mikrofauna, hlavne nanoflóra z ingresných polôh v plachtinských vrstvách, poukazuje na otnangský vek sedimentov.

Príznaky pokračujúcej morskej transgresie možno konštatovať aj v nadložných medokýšnych a krtíšskych vrstvách. Morská transgresia kulminovala počas sedimentácie sečianskych vrstiev karpátu.

Koncom alebo počas karpátu more ustúpilo a denudácia odstránila časť karpatských sedimentov, takže regresné členy nie sú nikde zachované.

Nová - spodnobádenská transgresia je sprevádzaná silnou vulkanickou aktivitou extruzívneho vulkanizmu z väčšieho počtu centier šahansko-lyseckej zóny smeru SV - JZ (vinická formácia). V období ústupu morského prostredia vzniká v severovýchodnej časti územia vulkán menších rozmerov - vulkán Lysec. Vulkanoklastický materiál je ukladaný v subsidujúcej strhársko-trenčskej depresii vo fluviaľno-limnickom prostredí.

Ďalšie eruptívne centrá explozívneho andezitového vulkanizmu v severnej časti Rimavskej kotliny podmienili vznik vulkano-sedimentárneho pokoradzského súvrstvia, uloženého vo fluviaľno-limnickom prostredí.

Izolované intruzívne formy spodnobádenského vulkanizmu reprezentuje intrúzia amfibolického andezitového porfýru pri Haliči, ktorá pri výstupe vysunula na povrch blok kremencov mezozoika. Pri južnom okraji Lučenskej kotliny došlo k vzniku plytko situovaných intrúzií lakolítov pyroxenicko-amfibolických andezitov s granátom (šiatorský intruzívny komplex).

Náznak morskej transgresie v spodnom bádene je posledným prejavom prítomnosti mora v študovanej oblasti.

Počas bádenu a po bádene väčšia časť sedimentov bola denudovaná a nová subsidencia, sprevádzaná riečno-jazernou sedimentáciou nastala až v ponte. Intenzita subsidencie bola malá, o čom svedčia malé hrúbky sedimentov.

V severozápadnej časti Lučenskej kotliny riečno-jazernú sedimentáciu sprevádzal bazaltový vulkanizmus (podrečianska bazaltová formácia).

Po ponte subsidenčné pohyby v študovanom území ustali. Od pontu sa celé študované územie dvíha. Charakter týchto výzdvihov je však diferencovaný.

Na sklonku pliocénu a začiatkom pleistocénu dochádza k obnoveniu bazaltového vulkanizmu (cerová bazaltová formácia), avšak priestorová distribúcia produktov tohto vulkanizmu je iná než v podrečianskej bazaltovej formácii. Sú rozšírené v Cerovej vrchovine.

Po výraznom zarovnaní reliéfu územia koncom pliocénu bola sformovaná rozsiahla poriečna roveň. Pri nevýrazných deniveláciách reliéfu na začiatku pleistocénu, v dôsledku oživenia neotektonických pohybov počas valašskej fázy, dochádza k výlevom bazaltov, vyplňovaniu plochých dolín v priestore Cerovej vrchoviny a ku konzervácii najstarších pleistocénnych sedimentov. Bazaltový vulkanizmus spolu s intenzívnejším zdvihom mladej klenby Cerovej vrchoviny, rozvodia Suchej a Rimavý, pokles centrálnej a západnej časti Lučenskej kotliny, podmienili čiastočnú reorganizáciu riečnej siete a jej usmernenie v dnešnom smere.

V strednom pleistocéne je územie charakterizované celkovým rovnomerným zdvihom, čo v podmienkach periglaciálnej klímy viedlo k formovaniu stredných terás. V mladom pleistocéne s postupným zmenšovaním amplitúdy zdvihu dochádza k laterálnej erózii, resedimentácii a k formovaniu sprašových pokryvov a k postupnému vyrovnávaniu pozdĺžnych profilov riek. V poslednej etape kvartéru v holocéne dochádza k formovaniu povodňového krytu nív riek.

Tektonická aktivita, ktorá sprevádzala ukladanie terciérnych sedimentov a vulkanickú aktivitu, mala prevažne zlomový charakter. Zlomy mali hlavne poklesový charakter. Významnejšie horizontálne posuny po zlomoch sa zatiaľ nepodarilo zistiť. Starší zlomový systém smeru SV - JZ bol aktívny počas kišcelu a egeru, dôkazy o tom však pochádzajú zo susednej Rimavskej kotliny.

Mladší zlomový systém smeru SZ - JV bol aktívny počas bádenu (dôkazy o tom pochádzajú hlavne z Ipeľskej kotliny), prípadne po bádene. Zlomy tohto systému epigeneticky porušujú zlomy severovýchodného systému a kontrolujú recentnú drenážnu sieť územia. Počas kvartéru došlo ku klenbovému výzdvihu Cerovej vrchoviny.

VEPORIKUM

Granitizovaný komplex

?Proterozoikum - paleozoikum

K r y š t a l i n i k u m n e č l e n e n é - len v reze. 115

A m f i b o l i t y. Tmavozelené drobnozrnné horniny sa vyznačujú buď masívnou usmernenou textúrou, miestami so svetlosivými jemnými prúžkami alebo okatou textúrou, so svetlými očkami oválneho tvaru, dosahujúcimi veľkosť maximálne 2 - 3 mm. Hlavná paragenéza regionálno-metamorfných minerálov v amfibolitoch, tvorená amfibolom a plagioklasom, je ovplyvnená neskoršími, hydrotermálno-metasomatickými premenami. 114

Plagioklasy tvoria drobné okrúhle alebo oválne xenoblasty, usporiadané do prúžkov, alebo vystupujú v podobe ojedinelých zŕn medzi kryštálmi amfibolov. Sú takmer úplne zmenené, zatlačané agregátom sericitu, zoizitu, s odlúčeninami kalcitu.

Amfiboly tvoria priečne i pozdĺžne kryštály s charakteristickými systémami štiepných puklín. Prevažne sú sfarbené do hnedá, hnedozeleňa, s výrazným pleochroizmom. Vyznačujú sa pomerne vysokými uhlami zhášania μ/c , dosahujúcimi obvykle 30 - 38 %. Bežné sú dvojčatné zrasty. Amfiboly sú postihnuté v malom množstve biotitizáciou. Ako produkt premeny je bežný epidot.

Príklady modálneho zloženia amfibolov

	4/V	6/V	9/V
amfibol	62 %	49 %	61 %
rozložený plagioklas	13 %	26 %	28 %
klinozoizit	24 %	17 %	7 %
titanit	-	7 %	3 %
apatit	-	1 %	-
sekundárny albit	-	-	1 %
kremeň	1 %	-	-

Podľa chemického zloženia a na základe klasifikácie B. E. LEAKA (1978) patria amfiboly do skupiny Mg-Fe všeobecných amfibolov, konkrétne medzi Mg-hastingsitové amfiboly, edenitové amfiboly a edenit (tab. 1, obr. 2).

Tabuľka 1 Zloženie amfibolov

	3V/1		3V/2		3V/3			4V/1			4V/2		
	poz. 1	poz. 2	poz. 1	poz. 2	poz. 1	poz. 2	poz. 3	poz. 1	poz. 2	poz. 3	poz. 1	poz. 2	poz. 3
SiO ₂	42,57	43,17	44,11	44,30	47,57	44,30	47,57	43,73	46,18	44,34	46,18	44,34	45,57
Al ₂ O ₃	13,08	13,36	11,75	11,57	10,27	11,57	10,27	12,91	12,37	12,88	12,37	12,88	12,39
TiO ₂	1,76	1,31	1,59	1,63	1,44	1,63	1,44	2,18	0,64	2,36	0,64	2,36	1,58
Cr ₂ O ₃	0,11	0,0	0,04	0,14	0,05	0,14	0,05	0,13	0,07	0,06	0,07	0,06	0,04
FeO	13,41	11,72	10,93	10,88	11,24	10,88	11,24	12,26	10,66	11,25	10,66	11,25	10,99
MgO	11,42	11,53	12,29	12,50	11,80	12,50	11,80	11,47	12,13	11,87	12,13	11,87	12,18
MnO	0,41	0,51	0,49	0,54	0,45	0,54	0,45	0,32	0,49	0,35	0,49	0,35	0,46
CaO	11,61	11,78	11,54	11,41	11,26	11,41	11,26	11,20	11,21	11,34	11,21	11,34	11,31
Na ₂ O	1,56	1,62	1,58	1,55	1,31	1,55	1,31	1,37	1,36	1,55	1,36	1,55	1,43
K ₂ O	1,03	1,00	0,98	0,97	0,83	0,97	0,83	0,40	0,18	0,34	0,18	0,34	0,29
	96,96	96,00	95,30	97,55	96,22	97,55	96,22	95,95	95,30	96,36	95,30	96,36	96,25

Lokality vzoriek:

vz. 3/V – dolina Salajka, svah na východ od k. 260,6 m n. m.

vz. 4/V – Sedem chotárov, juhovýchodný hrebeň, vo výškach 449,5 m n. m.

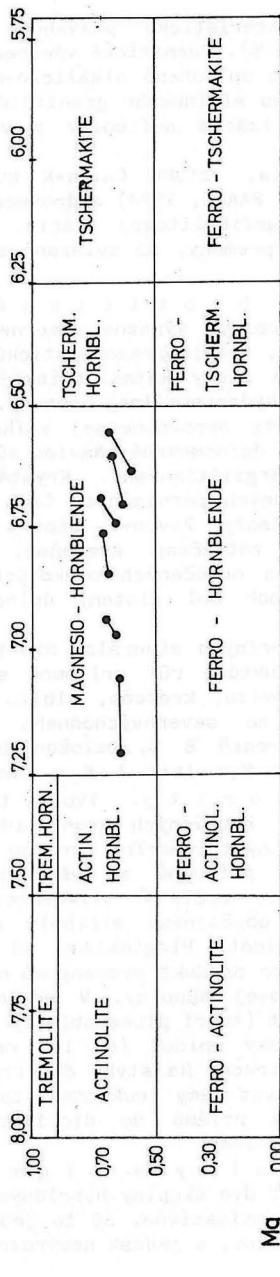
vz. 6V/87 – na Z od Podrečian, východný svah Sedem chotárov, na JV od k. 450,1 m, vo výške 380 m n. m.

vz. 9V/87 – hrebeň na JV od k. Sedem chotárov, oblasť k. 427,0 m n. m.

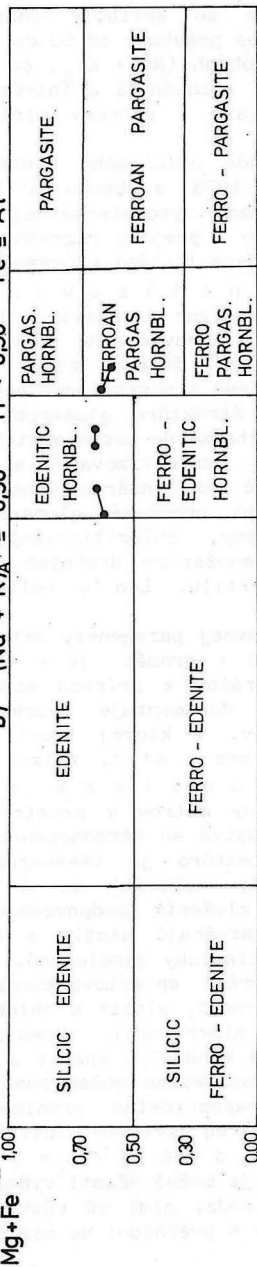
Ca - amfiboly

$$(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1,34 \quad \text{Na}_B < 0,67$$

a.) $(\text{Na} + \text{K})_A < 0,50$, $\text{Ti} < 0,50$



b.) $(\text{Na} + \text{K})_A \geq 0,50$, $\text{Ti} < 0,50$, $\text{Fe}^{2+} \leq \text{Al}^{IV}$



Obr. 2 Klasifikácia amfibolov podľa B. E. Leaka (1978)

Všeobecne sú amfiboly charakteristické prevahou Mg nad Fe (horečnatosť sa pohybuje od 60 do 70 %). Edenitické všeobecné amfiboly majú zvýšený obsah $(Na + K)_A$, čo je spôsobené alkalicko-metasomatickými procesmi zviazanými s intrúziou alpínskeho granitoidu. S týmito procesmi súvisia i procesy biotitizácie amfibolov a vznik klinozoizitu.

Na základe chemického zloženia, vzťahu $Ca+Na+K$ ku Si (podľa A. MIYASHIRO, 1973) a obsahu Ti (P. RAASE, 1974) zodpovedajú amfiboly P-T podmienkam vysokotermálnej amfibolitovej fácie. Obohatenie o alkálie, ako i prejavy regresnej premeny, sú zviazané s neskoršími alkalicko-metasomatickými procesmi.

113 M y l o n i t i z o v a n é b i o t i t i c k é p a r a r u l y. Masívne kryštalické horniny, výrazne usmernenej, okatej textúry. Majú nerovnomerne zrnitú, lepidogranoblastickú štruktúru s poikiloblastami živcov, ktorá má znaky kataklastickej deformácie a postmetamorfnnej i postdeformačnej hydrotermálnej premeny. Plagioklasy tvoria v štruktúre glomeroblasty nerovnomernej veľkosti, ktoré sú miestami intenzívne kataklasticky deformované. Navyiac sú sekundárne takmer úplne sericitizované a argilitizované. Kryštály biotitu sú usporiadané do lineárne usmernených paralelných šmúh a prúžkov, ktoré obtekajú porušené glomeroblasty živcov. Biotit je takmer úplne rozložený, chloritizovaný, zatláčaný kremeňom, sericitom, epidotom, s množstvom drobných zŕn odlúčených opakových minerálov a ihličiek rutilu. Len v reliktoch bol zistený úplne rozložený granát.

Okrem hlavnej paragenézy metamorfných minerálov biotit + plagioklas + kremeň + granát je v štruktúre rúl prítomné spoločenstvo mladších minerálov z prínosu muskovitu, kremeňa, albitu a zoizitu. Zloženie rúl dokumentuje vzorka zo severovýchodného svahu kóty Sedem chotárov, v ktorej tvorí kremeň 8 %, rozložený biotit 39 %, rozložený živec 44 %, zoizit 4 %, albit 1 % a muskovit 4 %.

112 A m f i b o l i c k é d i o r i t y. Tvoria telesá mocné rádove desiatky metrov v prostredí hybridných granitoidov. Hornina je tmavozelenosivá so strednozrnnou, hypidiomorfnou zrnitou dioritickou štruktúrou, textúra je všesmerná, prítomné sú však i usmernené typy. Amfiboly veľkosti do 4 mm, podľa ρ olivovozelené, podľa d žltkavé, zložením zodpovedajú obyčajnému amfibolu a sú dvoch generácií. Uzatvárajú biotit a epidot. Plagioklasy sú 2 - 5 mm veľké, polysynteticky lamelované. Ako produkt premeny sú najhornejšie prítomné minerály epidotovo-zoizitovej skupiny. V menšom množstve je prítomný kremeň, biotit a chlorit (tvorí glomeroblasty po premenených tmavých mineráloch), akcesoricky epidot (do 1,5 mm), zoizit, titanit, rudné minerály, apatit a zirkón. Na styku dioritov a okolitých granitoidov možno občas pozorovať lemy leukotonalitov. Aplitové žily často nepravidelne prenikajú priamo do dioritového telesa a na ich okraji sú vyvinuté biotitové lemy.

111 H y b r i d n é g r a n i t o i d y a m i g m a t i t y. Kartograficky je možné sčasti vydeliť dve skupiny hybridných granitoidov, hranice medzi nimi sú však aproximatívne. Sú to jednak výrazne usmernené typy s prechodmi do migmatitov, a jednak nevýrazne usmernené

s prechodmi do všesmerných granitoidov. Táto skupina je prevládajúca. Výrazné usmernenie prvej skupiny je určované viacerými spôsobmi. Ide o striedanie niekoľko dm polôh biotitického a leukokrátneho granitoidu, biotitického granitoidu alebo leukokrátneho granitoidu s rulovými polohami, alebo kombináciou všetkých typov (polohy s biotitom, svetlé a rulové), alebo len výraznými páskami a šmuhami biotitu.

Hybridné granitoidy sa teda vyznačujú usmernenou textúrou, šmuhami biotitu, častými rulovými enklávami a prechádzajú často do páskovaných typov, obsahujú však i všesmerné partie. Sú tvorené predovšetkým biotitickými tonalitmi až granodioritmi, ktoré svojím charakterom zodpovedajú sihlianskemu typu. Hornina je zvyčajne strednozrná, masívna. Plagioklasy sú často nazelenalé, často sa vyskytuje aj titanit. Štruktúra je hypidiomorfne zrnitá, všesmerne orientovaná, často je však kataklastická až mylonitická, čo sa prejavuje hlavne rekryštalizáciou kremeňa. Plagioklasy zvyčajne prevažujú nad ostatnými minerálmi, sú hypidiomorfne, miestami možno pozorovať zonálnosť. Dosahujú veľkosť 2 - 3,5 mm, maximálne 6 mm, časté je polysyntetické lamelovanie podľa albitového, zriedka periklinového zákona. Väčšinou sú v rôznej miere sericitizované, K-živce je zvyčajne xenomorfný, intersticiálny, uzatvára drobné plagioklasy s albitovým lemom a plnenými jadrami, ďalej biotit, epidot, muskovit, častá je albitizácia po puklinách. Kremeň tvorí xenomorfné jedince, väčšinou je undulózný, rekryštalizovaný. Biotit predstavuje lupene do 1,5 mm, podľa α žltohnedý, β, β hnedobéžový, časté sú zmiešaniny sagenitu, uzatvára zirkón a apatit. Z akcesórií sa najčastejšie vyskytuje apatit, zirkón, titanit a ilmenit.

P o r f ý r i c k é g r a n i t o i d y. Zložením zodpovedajú granodioritu až granitu. K-živce sú poikilitické (obsahujú uzavreniny biotitu, plagioklasu, kremeňa). Okrem výrastlíc sa vyskytujú aj mladšie intersticiálne drobné K-živce. Sú ojedinále zdvojčatené, s náznakmi mikroklinového mriežkovania. Zrná plagioklasov uzatvorené v K-živcoch sú čiastočne resorbované s albitovými reakčnými lemmi. Sú kataklasticky postihnuté, polámané, s ohýbanými polysyntetickými lamelami, väčšinou silne premenené. Biotit je v dvoch generáciách - starší deformovaný a chloritizovaný, s vylúčeninami sagenitu a novotvorený pravdepodobne metamorfneho pôvodu. Kremeň je väčšinou rekryštalizovaný, čím vzniká mozaika drobnejších zrn. Akcesórie tvorí zirkón, apatit a titanit. 110

M y l o n i t i z o v a n é a r e k r y š t a l i z o v a n é g r a n i t o i d y. Intenzita deformácie, ktorá postihuje všetky typy granitoidných hornín, je variabilná. Deformácia magmatického plagioklasu sa prejavuje ruptúrami a je spojená so sericitizáciou, vznikom zoizitu a úplnou albitizáciou. Ojedinele sa v plagioklase zachoval pôvodne uzavretý biotit. K-živce je v deformovaných granitoidoch zriedkavý. Kremeň je rekryštalizovaný a vytvára dve zrnitostné frakcie - menšie zrná v pásikoch so sericitom a chloritom a väčšie, pravdepodobne postkinematicky rekryštalizované "ostrovy", možno spojené aj s prínosom. Primárny biotit podľahol temer úplne premene na chlorit a epidot. Ojedinele možno pozorovať tvorbu mladšie- 109

ho biotitu metamorfovaného pôvodu, často orientovaného priečne na usmernenia (postkinematické preteplenie) a tvorbu granátu v plagioklasoch. Nemožno vylúčiť vznik granátu počas hercýnskej metamorfozy (ak nie je primárne magmatický a len potom premenený), navyše, keď boli pozorované nižšie teplotné (zrejme alpinske) deformácie a premeny, naložené na staršie, vyššie teplotné (zrejme hercýnske). U extrémne deformovaných typov je prítomný už len muskovit a kremeň, prípadne chlorit a hornina dostáva charakter muskovitovo-kremitej bridlice. Z tohto dôvodu sme predbežne plošne významnejšie výskytu takýchto svetlých bridlíc nejasného pôvodu zaradili ako extrémne mylonity.

Komplexy metamorfítov

Spodné paleozoikum - spodný karbón

108 **M e t a b á z i k á.** V pruhu sv. od Lovinobane vystupujú zvláštne metabázické horniny. Sú to tmavozelené horniny zložené prevažne z amfibolu a úplne premenených plagioklasov (plg \cong amf \gg Kr). Textúry sú usmernené i neusmernené. Miestami podľahli intenzívnej mylonitizácii až na chloritické bridlice. V komplexe metabázik sa uskutočňovala stará banská činnosť, a aj dnes sú predmetom prieskumu.

Medzi týmito bázikami sú horniny dosť rozmanitých textúr. Niektoré pripomínajú metamorfované bázické vulkanické horniny (náznaky klastickej štruktúry, porfýroklasty amfibolu v rozloženej základnej hmote, náznaky pseudomorfóz po pyroxéne).

107 **M u s k o v i t i c k o - c h l o r i t i c k é a k r e m i t é s v o r y s p o l o h a m i g r a f i t i c k ý c h b r i d l í c (k o m p l e x O s t r e j).** Prevažujú zelenosivé muskovitovo-chloritické svory, miestami s porfýroblastami granátu. Vyskytujú sa aj variety s chloritoidom. V menšej miere sú zastúpené svetlé muskoviticko-kremité svory.

Svory sú detailne zvrásnené spolu s paralelnými žilkami kremeňa. Štruktúra je lepidogranoblastická, niekedy porfýroblastická. Porfýroblasty granátu almandínového zloženia dosahujú makroskopicky veľkosť do 1,5 cm. Sú zväčša deformované a na okrajoch chloritizované, podobne ako biotit. Je to v dôsledku väčšej diaforézy svorov v tejto časti kohútskej zóny. Preto sú základnými zložkami okrem kremeňa a malého množstva albitu len muskovit a chlorit. Miestami je prítomný chloritoid. Opätovná kryštalizácia biotitu, prípadne priečného muskovitu súvisí zrejme s postkinematickým preteplením v určitých zónach. V minulých rokoch boli skúmané otázky stupňa metamorfozy svorov (aj pomocou termometrov) - maximálne teploty okolo 500 °C, a taktiež otázky protolitu - išlo o ílovité bridlice.

106 **M e t a p i e s k o v c e (l o v i n o b a n s k ý k o m p l e x).** Metapsamity sú často zelenkastosivé, drobno-strednozrnné, niekedy s očkami bielych živcov (miestami až do 1,5 cm), usporiadaných do vrstvičiek.

Na plochách sú lineárne usporiadané chlorit a sericit. Štruktúra je porfýroklastická (blastopsamitická až blastopsefitická) s granolepidoblastickou rekryštalizovanou základnou hmotou (prúžky sericitu, chloritu, kremeňa). Klasy tvorí plagioklas (rôzne orientované zrná do 3 mm, A-SA, často drvené), K-živce (do 0,6 mm, často mriežkovaný a zatláčaný albitom), kremeň (do 2,5 mm, drvený a undulózný). Zastúpenie klastov varíruje (zhruba okolo 40 - 50 %), ich zloženie je premenlivé. Pri skúmaní protolitu týchto hornín sa ukázalo, že väčšina predstavovala droby, menej arkózy, ojedinele je signalizovaná intermediárna vulkanická prímes.

Magmatické horniny neistého veku - ?alpínske

Serpentinit. Najvýraznejšie teleso o ploche niekoľko desiatok m² sa vyskytuje blízko kóty Strieborná vo svoroch. Vekové zadelenie týchto hornín je obtiažne. V kohútskom pásme vystupujú vo všetkých komplexoch kryštalinika, hlavne v hybridných granitoidoch a v svoroch. Sú porušené len alpínskym systémom puklinovej kliváže. Nie je preto vylúčený ich vrchnokarbónsky vek. 105

Systematicky sa štúdiom telies serpentinitov v kohútskom pásme zaoberal D. HOVORKA (1965). Sú to väčšinou sivočierne horniny masívne i zbridlíchnatené, zložené hlavne z antigoritu, prítomný je aj chlorit, mastenec, rudné minerály a karbonáty. Primárne minerály ultrabázik sa nezachovali.

Stredná a vrchná krieda

Drobná až strednozrnné granitoidy. 104
Sú svetlosivej farby, obvykle drobná až strednozrnné, často s náznačkami porfýrického vývoja. V zónach intenzívnejšej K-metasomatózy nadobúdajú granity hrubozrnnú štruktúru. Porfýrické výrastlice sú tvorené obvykle alkalickým živcom - ortoklasom, mikroklinom, mikroperititom. Majú nábeh na izometrický tvar s nepravidelnými okrajmi. Obsahujú často uzavreniny premenených plagioklasov prizmatického tvaru alebo kryštály biotitu.

Plagioklasy (oligoklas - andezín) majú prizmatický habitus a sú spravidla sekundárne premenené (sericitizácia, miestami zoizitizácia). Biotit je hnedej, prípadne červenohnedej farby. V štruktúre je niekedy nevýrazne orientovaný. Akcesórie: granát, titanit, zirkón, apatit. S procesmi K-metasomatózy je spojený vznik muskovitu. Muskovit zatláča v štruktúre biotit i živce. Tvorí relatívne veľké, všesmerne orientované kryštály.

S hydrotermálnymi premenami sú spojené sekundárne premeny horninotvorných minerálov (sericitizácia Živcov, chloritizácia a epidotizácia biotitu) a vznik kryštálov apatitu, klinozoizitu i turmalínu.

Všeobecne prevládajú v magmatitoch plagioklasy nad alkalickými živcami. Obsah kremeňa varíruje od 20 % až do 40 %. Petrograficky ich možno radiť k adamelitovo-granodioritovej až tonalitovej rade. Miestami relatívne nižší obsah kremeňa indikuje u časti magmatitov afinitu k monzonitovej skupine (tab. 8).

Vekové zaradenie granitoidov vychádza z geologickej pozície, zo vzťahov kontaktnometamorfných voči ml. paleozoiku veporika a nasunutým sekvenciám gemerika. Datovanie J. KANTORA (1961, in A. VOZÁROVÁ - J. VOZÁR, 1979, 1982, 1988, in A. KLINEC et al., 1979) preukazuje vek 88 - 144 M. a.

Mladšie paleozoikum

Revúcka skupina

Revúcka skupina bola definovaná ako súbor metamorfovaných terigénnych sedimentov so sporadickým zastúpením vulkanogénnych hornín (A. VOZÁROVÁ - J. VOZÁR, 1982). Teritoriálne je rozšírená v oblasti Revúckej vrchoviny a na južných výbežkoch Veporských vrchov. Vnútorne náplň revúckej skupiny je charakterizovaná dvoma súvrstviami - slatvinským a rimavským. Stratigrafické zaradenie skupiny je založené na základe palynomorf v rozpätí stefan - perm (E. PLANDEROVÁ - A. VOZÁROVÁ, 1978, 1982).

103 Mladšie paleozoikum vcelku - len v reze

Vrchný karbón - stefan

Slatvinské súvrstvie

Predstavuje spodnú litostratigrafickú jednotku revúckej skupiny. Hranica voči podložiu je prevažne zástretá jazykovitou intrúziou alpínskeho granitoidu. Priamym stratigrafickým nadložím je rimavské súvrstvie, avšak na území severného okraja Lučenskej kotliny je ich vzájomná hranica zväčša tektonicky zvýraznená. Pri tektonickej redukcii rimavského súvrstvia vystupujú v nadloží slatvinského súvrstvia sedimenty spodného triasu, lokálne i tektonické trosky gemeridného príkrova - ochtinské súvrstvie.

Charakteristickým znakom slatvinského súvrstvia je cyklickosť. Cykly rádovo malé (do 10 m) sú usporiadané do cyklov veľkých (nad 100 m). V cykloch sa striedajú metamorfované stredno- až drobnozrnné pieskovce, piesčité fylitické bridlice, fylitické bridlice, miestami grafitické bridlice. Sporadicky sa v týchto sedimentoch objavujú tenké polohy alebo laminy redeponovaného vulkanogénneho materiálu, intermediárneho až báziického zloženia.

V dôsledku regionálnej premeny sú sedimenty slatvinského súvrstvia zbridičnaté a rekryštalizované. Stupeň ich premeny zodpovedá spodnej časti fácie zelených bridlíc. Zložitý polymetamorfný vývoj metasedimentov slatvinského súvrstvia je ovplyvnený intrúziou alpínskych granitoidov. V závislosti na vzdialenosti od kontaktu s granitoidovým telesom vznikli nízkotlakové paragenézy minerálov, zodpovedajúce P-T podmienkam fácie zelených bridlíc až amfibolitovej fácie.

Paragenézy metamorfných minerálov v kontaktnej aureole alpínskych granitoidov:

1. vonkajšia zóna: chlorit + epidot/zoizit + muskovit, len podradne biotit,
2. vnútorná zóna: biotit + granát + plagioklas,
biotit + kordierit + plagioklas,
amfibol + plagioklas ± biotit.

Na pneumatolyticky-hydrotermálne štádium intrúzie sú viazané sekundárne premeny, hlavne silicifikácia, karbonatizácia, miestami argilitizácia.

Získané spoločenstvá sporomorf z lokalít Selce - Selčianska dolina, Kocišská dolina, Lomnica, Nové Hrachovo, Hnúšťa i lokalít mimo územia zostavenej mapy zodpovedajú rozpätiu stefan B-C autun (E. PLANDEROVÁ in E. PLANDEROVÁ - A. VOZÁROVÁ, 1978, 1982).

T m a v é g r a f i t i c k é b r i d l i c e , m i e s - 102
t a m i l a m i n o v a n é . T v o r i a s a m o s t a t n é p o l o h y h r u b é m a x i m á l n e
niekoľko desiatok metrov alebo tenšie medzivložky uprostred
metapieskovcov. Majú čiernu farbu a dobre vyvinuté plochy foliácie.
Často obsahujú svetlejšie sfarbené laminy (max. 3 - 5 cm), pôvodne
tvorené klastickými zrnami prachovej a piesčitej veľkosti. Kataklasticky
deformované klastické zrná sú tvorené predovšetkým kremeňom,
podradne plagioklasom (albit - oligoklas) a pertitizovaným draselným
živcov. Paragenéza nízkometamorfných minerálov: kremeň + sericit
+ grafit + rutil. Sporadicky bol zistený chlorit a drobné xenoblasty
albitu s množstvom uzavrenín sericitu a tmavých minerálov.

M e t a m o r f o v a n é p i e s k o v c e s m e d z i - 101
v r s t v a m i f y l i t o v , i n t e r m e d i á r n e a ž
b á z i c k é v u l k a n o k l a s t i k á . Súbor metasedimentov
prevažne stredno- až tmavosivej farby so zreteľnými znakmi cyklického
vývoja. Polohy metavulkanoklastík majú zelenosivú, prípadne zelenú
farbu. Je to najrozšírenejšia litofácia v slatvinskom súvrství.

Tabuľka 2 Zloženie metasedimentov slatvinského súvrstvia

	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	32 %	45 %	-	-	-	-	-
kryštalický agr. kremeňa	22 %	24 %	44 %	21 %	37 %	27 %	39 %
klast. zrná živcov	-	-	1 %	-	-	-	-
muskovit	45 %	29 %	48 %	-	4 %	1 %	10 %
albit	sp.	sp.	1 %	1 %	-	-	-
chlorit	-	-	6 %	29 %	-	1 %	3 %
aktinolit	-	-	-	35 %	-	-	-
epidot	-	-	-	9 %	-	-	-
titanit	-	-	-	5 %	-	1 %	1 %
turmalín	1 %	2 %	-	-	-	-	-
biotit	-	-	-	-	-	-	-
plagioklas	-	-	-	-	25 %	33 %	29 %
granát	-	-	-	-	33 %	30 %	13 %
metaz. alk. živec	-	-	-	-	0,5 %	1 %	1 %
zoizit	-	-	-	-	0,5 %	-	-
						6 %	4 %

Vysvetlivky:

Lokalizácia vzoriek z metasedimentov slatvinského súvrstvia:

- vz. 5/V-87 (1) - metamorfovaný jemnozrnný pieskovec - južný svah Zákopy pri Ružinej
- vz. 5/V-87 (2) - metamorfovaný jemnozrnný pieskovec - východný svah Zákopy pri Ružinej
- vz. 18/V-83 (2) - grafit-sericitický fylit - severovýchodná časť obce Poltár
- vz. 18/V-83 (1) - aktinolitová bridlica - severovýchodná časť obce Poltár
- vz. 11/V-83 - biotitový rohovec - J. od Uhorského
- vz. 28/V-83 - biotitový rohovec - na JV od Slanej Lehoty
- vz. 29/V-83 - biotitový rohovec - na J od Slanej Lehoty

Hlavnou stavebnou zložkou metapieskovcov je kremeň (80 - 90 % zrn piesčitej veľkosti). Ako reliktory klastických zrn sú prítomné úlomky dvojčatne lamelovaných plagioklasov, pertitizovaných draselných živcov, vzácné úplne rozloženého biotitu. Spoločenstvo ťažkých minerálov: zirkón, turmalín a titanit. Svojím zložením zodpovedajú tieto metasedimenty kremenným až arkózovým drobám. Počas regionálnej metamorfózy došlo predovšetkým ku vzniku foliácie a k sprievodnej kataklastickej deformácii klastických zrn, ako i k vzniku paragenéz nízkometamorfných minerálov: sericitu + chloritu + kremeňa ± rutilu (tab. 2).

Na zložení fylitických bridlíc a fylitov sa v hlavnej miere podieľa kremeň a sericit. Vedľajšími zložkami sú chlorit, rutil, turmalín, sporadicky grafit a albit. Ojedinelé reliktory klastických zrn sú reprezentované kremeňom, plagioklasom a zirkónom.

V zóne intenzívnejších prejavov kontaktnej premeny sa objavujú v týchto metasedimentoch minerálne paragenézy: biotit + plagioklas + granát ± andaluzit, biotit + kordierit + plagioklas.

Polohy intermediárnych až základných vulkanoklastík sú tvorené paragenézou nízkometamorfných minerálov: chlorit + kremeň + epidot + aktinolit ± albit, titanit. V zónach preteplenia v dôsledku pôsobenia hydrotermálnych roztokov vzniká namiesto dlhostĺpcového aktinolitu hruboprizmatický aktinolitický amfibol modrozelenej farby, ktorý je asociovaný so stĺpcovými kryštálmi klinozoizitu.

V malom množstve sa v súbore týchto metasedimentov objavujú polohy acidných metavulkanoklastík, ktoré sú zložené predovšetkým z kremeňa a sericitu, s reliktnými deformovanými zrnami vulkanogénneho kremeňa.

S i v o z e l e n é m e t a p i e s k o v c e s m e - 100
d z i v r s t v a m i p i e s č i t ý c h f y l i t i c k ý c h b r i d l í c . Horniny sivozelenej farby, miestami s bohatším zastúpením grafitickej substancie sú až čiernosivé. Metamorfované pieskovce sú jemno- až strednozrné, výrazne bridličnatej textúry. Reliktory klastických zrn sú tvorené kremeňom, podradne plagioklasom a pertitom. Asociácia nízkometamorfných minerálov: kremeň + sericit ± chlorit, rutil, grafit.

Perm

Rimavské súvrstvie

Tvorí vrchnú časť revúckej skupiny. Na rozdiel od podložného slatvinského súvrstvia obsahuje prevažne hrubozrné metapieskovce, svetlosivej a svetlosivozelenej farby. Len sporadicky sú prítomné vločky ryolitových metavulkanoklastík. Charakteristickým znakom je slabo vyvinutá cyklickosť. Sedimentárne cykly, pokiaľ boli zistené, sú nízkeho rádu (niekoľko metrov), s gradačným zjemňovaním do vrchu. V bazálnych častiach obsahujú polohy dobre opracovaných valúnov (obr. 3).

Sedimenty rimavského súvrstvia sú všeobecne pozdĺž tektonického styku veporika a gemerika výrazne tlakove deformované a rekryštalizované. Stupeň regionálnej premeny nepresahuje fáciu zelených bridlíc.

Biostratigraficky bolo rimavské súvrstvie datované na zárlade palynomorf. E. Planderová určila pomerne chudobné spoločenstvo peľov a spór, ktoré zodpovedá permu (E. PLANDEROVÁ - A. VOZÁROVÁ, 1982).

Tabuľka 3 Zloženie metasedimentov a metavulkanoklastík rimavského súvrstvia

	18/81	19/81		12/81	13/81
relikty zrn kremeňa	24 %	34 %	kryštalokl. kremeňa	13 %	18 %
relikty zrn živcov	4 %	0,5 %	kryštalokl. plagioklasu	-	6 %
agregát kremeňa	45 %	20 %	kryštalokl. alk. živca	-	1 %
muskovit	20 %	-	matrix	86 %	75 %
chlorit	6 %	1,5	akces. minerály	1 %	-
epidot-zoizit	sp.	10 %			
met. plagioklasy	-	3,5 %			
biotit	-	29 %			
sek. muskovit	1 %	-			
akc. + opak. min.	sp.	1,5 %			

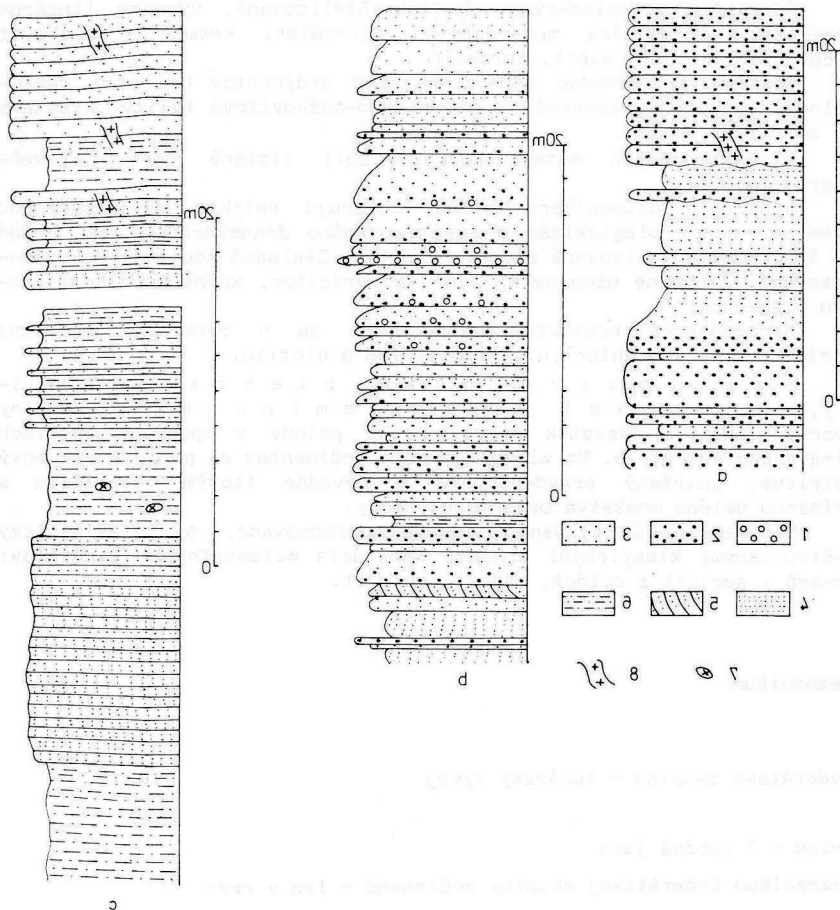
Lokalizácia vzoriek

- vz. 18/81 - na S od Príboja, svah k. Čachovica, v nadm. v. 320 m
 vz. 19/81 - lok. detto vz. 18/81
 vz. 12/81, 13/81 - jv. od obce Kociha

99

Metapiieskovce, miestami s valúnmi, vrstvy fylitov a acidných vulkanoklastík. Farba tohto sedimentu je svetlosivá, svetlosivozelená. Intenzita jeho kataklastickej deformácie a mylonitizácie stúpa smerom k línii tektonického styku veporika a gemerika. Miestami je rimavské súvrstvie značne tektonicky redukované.

Na zložení metapiieskovcov rimavského súvrstvia sa podieľajú zrná kremeňa, živcov, úlomky z granitoidov, sporadicky rozložené sludy. Živce tvoria miestami 15 až 25 % zo štruktúry. Boli zistené plagioklasy (oligoklas), ortoklas, mikropertit, vzácne mikroklín. Svojím zložením zodpovedajú metapiieskovce rimavského súvrstvia arkozovým a živcovým drobám. Medzi klastickými zrnami sa objavuje akcesorický rutil, zirkón a titanit (tab. 3).



Obr. 3 Detail z litologických profilov s fáciami typickými pre sedimenty rimavského súvrstvia. Zostavila: A. Vozárová, 1988

V profiloch a, b dominujú hrubozrnné korytové sedimenty len s izolovanými polohami rozlivových sedimentov. Dokumentujú alúviá s nízkou sínusoidou alebo divočiacie korytá. Profil c ilustruje fácie povodňovej nížiny.

1 - drobnozrnné zlepenice, 2 - hrubozrnné pieskovce, 3 - strednozrnné pieskovce, 4 - drobnozrnné pieskovce, 5 - pieskovce so šikým zvrstvením, 6 - striedanie jemnozrnných pieskvcov a piesčitých bridlíc, 7 - konkrécie, 8 - žilky aplitu

Štruktúra metapieskovcov je rekryštalizovaná, výrazne lineárne usmernená. Paragenéza metamorfných minerálov: kremeň + muskovit + chlorit ± zoizit, albit, turmalín.

Medzivložky pôvodne jemnozrnnejších sedimentov boli pri regionálnej metamorfóze zmenené na chloritovo-muskovitové fylity, miestami so zoizitom.

V zlepcových metapieskovcoch boli zistené valúny kremeňa a granitoidov.

Ryolitové metavulkanoklastiká obsahujú relikticky vulkanogénneho kremeňa, menej plagioklasu a albitizovaného draselného živca. Bežné sú šošovkovite vylišané úlomky felzitov. Základná hmota je rekryštalizovaná, lineárne usmernená, tvorená sericitom, kremeňom a hematitovým pigmentom.

Nerovnomerná kontaktná metamorfóza sa v rimavskom súvrství prejavuje vznikom chloritu, klinozoizitu a biotitu.

- 98 S v e t l o s i v é , s i v é , p i e s č i t é f y l i t y , m i e s t a m i j e m n e l a m i n o v a n é . Horniny tvoria niekoľko desiatok metrov hrubé polohy v spodných častiach rimavského súvrstvia. Na zložení týchto sedimentov sa podieľa arkózový detritus, zmiešaný pravdepodobne s pôvodne ílovým materiálom s prímiesou malého množstva organickej hmoty.

Sedimenty sú výrazne tlakovo deformované, s kataklasticky deštruovanými klastickými zrnami. Asociácia metamorfných minerálov: kremeň + sericit ± epidot, kalcit, chlorit.

Mezozoikum

Federátska skupina - tuhásky vývoj

Trias - ? spodná jura

- 97 Mezozoikum federátskej skupiny nečlenené - len v reze

Spodný trias

- 96 M e t a m o r f o v a n é k r e m e n n é p i e s k o v c e , s u b a r k ó z y a p i e s č i t é b r i d l i c e . Vystupujú na niekoľkých miestach v severozápadnej časti regiónu. Sú to sedimenty svetlobéžovej, sivej až sivohnedastej farby. Ich zloženie je v tab. 4. Sú usporiadané do strednohrubých až hrubých lavíc (20 - 60 cm), len miestami s medzivrstvami metamorfovaných, sivo sfarbených piesčitých a fylitických bridlíc. Pieskovce sú hrubo- a strednozrnne. Vo vnútri lavíc pozorovať gradačné usporiadanie so zjemňovaním do vrchu. V bazálnych častiach súvrstvia je prevažne nízkouhlové šikmé zvrstvenie. Je zvýraznené zvlášť v polohách pieskovcov s obsahom valúnov, prípadne v polohách piesčitých zlepcov.

Kremenné pieskovce a subarkózy majú lokálne dobre vyvinutú doskovitú odlučnosť. V ojedinelých výskytoch pri Selciach a Hrnčiarskej Vsi sú sedimenty silne kaolinizované.

Hrúbka spodnotriasových klastických sedimentov dosahuje 150–250 m.

Tabuľka 4 Zloženie metamorfovaných subarkóz federátskej skupiny (spodný trias)

	V-36/81	V-35/81
kremeň	69 %	81 %
sericit	18 %	3 %
klast. živce	9 %	14 %
rutil	3 %	1 %
zirkón + turmalín	1 %	1 %

Lokalizácia vzoriek

vz. V-36/81 - sz. od obce Selce, pri kóte 353,8 - lom
 vz. V-35/81

? Spodný trias - spodný anis

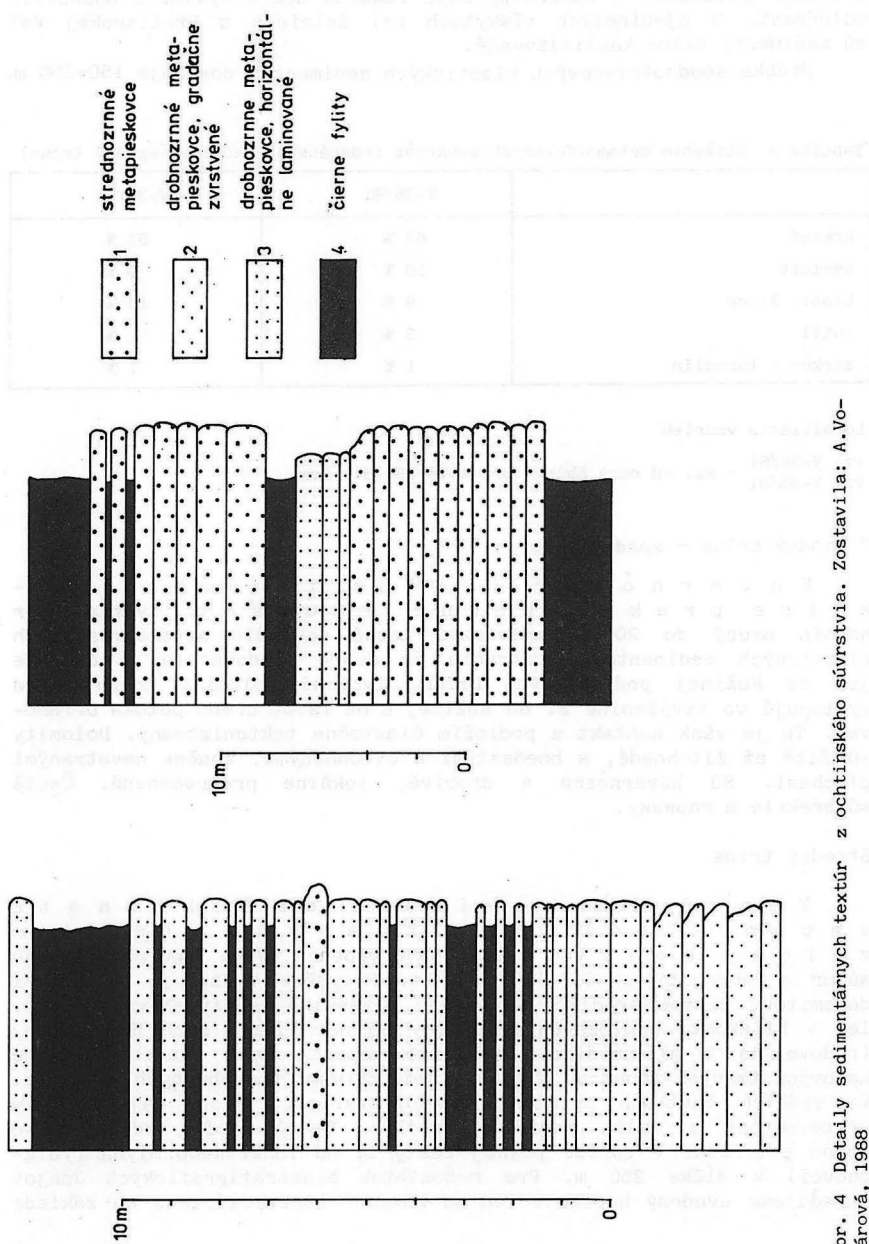
Kavernózne zrnité dolomity, lokálne prekremenené, rauwaky. Tvoria súbor hornín hrubý do 20 m, vytvárajú tesné nadložie spodnotriasových klastických sedimentov. Rozhranie je dobre sledovateľné v dolinke jz. od Ružinej pod masívom Drieň. Typické dolomity tohto sledu vystupujú vo vyvýšenine z. od Ružinej a na ľavom brehu potoka Drieňovec. Tu je však kontakt s podložíom čiastočne tektonizovaný. Dolomity sú žlté až žltohnedé, s hnedastými a sivohnedými, značne navetranými plochami. Sú kavernózne a drobné, lokálne prekremené. Časté sú brekcie a rauwaky.

95

Stredný trias

Tmavé doskovité a bridličnaté vápence, polohy tmavých bridlic zhluky rohovcov. Tmavé vápence tohto typu predstavujú súbor o mocnosti okolo 30 - 50 m. Prevažne vystupujú v nadloží dolomitov. Čierne bridlice vytvárajú poväčšine medzivrstevné vložky, len v blízkosti podložných dolomitov sa nachádzajú mocnejšie polohy (rádovo do 1 m) bridlic. Doskovité vápence majú charakter silne kalových tmavých vápencov s ojedinelými zhlukmi tmavohnedých rohovcov. Vo vyšších častiach pribúdajú svetlé variety, ktoré majú hrubšiu vrstevnatosť s malým podielom bridlic. Pekný profil tejto fácie možno pozorovať v záreze poľnej cesty z. od Tuhárskeho mlyna (Valachovci) v dĺžke 250 m. Pre nedostatok biostratigrafických údajov zaraďujeme uvedený horizont len na základe superpozície a na základe

94



Obr. 4 Detaily sedimentárnych textúr z ochtinského súvrstvia. Zostavila: A. Vo-zárová, 1988

faciálnej príbuznosti s obdobnými typmi facií v iných tektonických jednotkách (napr. gutenbergský typ) do stredného triasu - pravdepodobne anis.

Stredný - vrchný trias

Masívne hnedé a ružovkasté dolomity a dolomitické vápence. Sú kartograficky vymedzené ako súčasť kryštálických vápencov, najmä v ich horných častiach. Hnedoružovkasté dolomity vytvárajú polohy v horizonte vápencov s nezretelnými hranicami medzi jednotlivými faciami. Dolomity sú tak isto postihnuté rekryštalizáciou, čo im dodáva zrnitý "cukrovitý" vzhľad. Ojedinele sa nachádzajú aj prekremenené dolomity. Vystupujú v okolí kóty Kujanka a Žiar.

93

Stredný - vrchný trias - ? lias

Pestré kryštálické vápence "tuhárske mramory". Vystupujú v centrálnej - osovej časti divínsko-ružínskej synklinály. Prevažne sa vyvíjajú z podložných doskovitých tmavých vápencov anisu, ale ojedinele sú v priamom kontakte už s bazálnym karbonátovým členom - kavernóznymi dolomitmi. Predstavujú pestrú škálu kryštálických vápencov s variabilným kolorovaním, veľmi často a rýchlo sa meniacim ako v horizontálnom, tak i vo vertikálnom smere. Osobitným znakom je množstvo chaoticky usporiadaných žiliek sekundárneho kalcitu, tak isto veľmi pestrého sfarbenia, čo zvyšuje optickú príťažlivosť na čerstvých (alebo vyleštených) plochách v hornine. Z týchto dôvodov sú pestré kryštálické vápence predmetom zvýšeného záujmu ako vhodný dekoračný materiál. Vápence sú pomerne jednotnej kryštálickej sparitovej mikroštruktúry. Rekryštalizácia zotrela pôvodné primárne znaky mikrofacie. Je to sediment stredno- až vrchnotriasovej karbonátovej plošiny. Vápence sú prevažne hrubolavicovité, lokálne až masívne, vo vyšších častiach sa často zastupujú s dolomitmi. Špecifickým znakom sú fosílné krasové prejavy s pestrou výplňou z nadložných, dnes už prevažne nezachovaných horizontov. Vápence sú odkryté v lomoch pri Tuhári a pri Ružinej.

92

Vrchný trias - ? lias

Stebelnaté fylitické karbonáty, z hlučiek červených a hnedých silicitov. Tvoria najvrchnejší zachovaný člen obalovej - mezozoickej sekvencie veporika pri Tuhári. Vystupujú v okolí obce Tuhár a severovýchodne od nej až po kótu Dupa nad Divínom. V miestach kontaktu s veporským kryštalinikom na divínskom zlome sú zreteľne disharmonicky prevrátené a výrazne tektonicky deformované. Bridličnaté karbonáty pozostávajú z tenkých (do 1 cm) lamín svetlohnedých kryštálických vápencov, ktoré sa striedajú s fylitickými bridlicami. Ojedinele sa vyskytujú polohy lavicovitých piesčitých vápencov decimetrovej hrúbky a len miestami vložky hnedých silicitov. Hrúbka celej sekvencie je 80 - 100 m.

91

Staršie paleozoikum

90 Paleozoikum gemerika vcelku - len v reze

Gelnická skupina

Bola definovaná ako mohutný flyšoidný súbor klastických sedimentov a asociovaných acidných vulkanitov a vulkanoklastík stratigrafického rozsahu vrchné kambrium - spodný devón (J. IVANIČKA - L. SNOPKO in Š. BAJANÍK et al., 1983). V rámci gelnickej skupiny boli definované tri čiastkové litostratigrafické jednotky - súvrstvia: vlahovské, Bystrého potoka a drnavské. Biostratigrafické datovanie gelnickej skupiny je založené na palynologických štúdiách P. SNOPKOVEJ (in P. SNOPKOVÁ - L. SNOPKO, 1979).

Na geologickej mape Lučenskej kotliny je vymedzené len najvrchnejšie súvrstvie gelnickej skupiny - drnavské.

V horninách drnavského súvrstvia neboli nájdené biostratigraficky významné zvyšky organizmov. K súvrstviu sú radené jednotlivé výskyty na základe litologickej podobnosti s typovými profilmi.

? Spodný devón

Drnavské súvrstvie

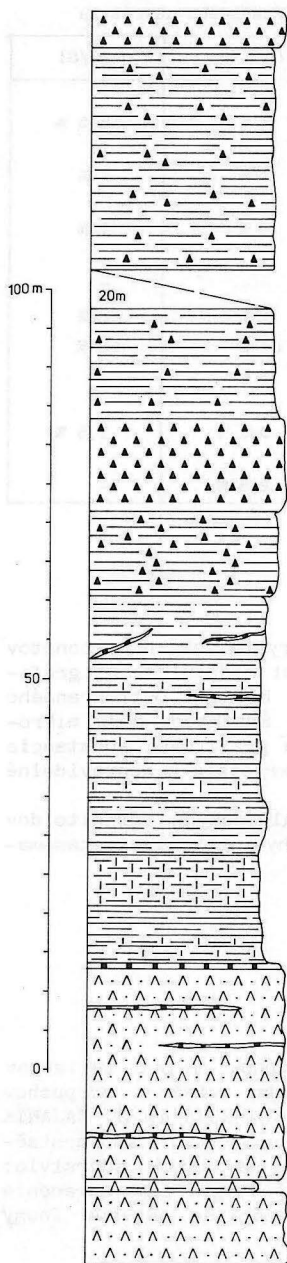
Pri severnom ohraničení Lučenskej kotliny je zachovaná len v úzkych, tektonicky obmedzených šupinách. Vystupuje v tektonickom nadloží severogemerickéj jednotky - sekvencii ochtinského súvrstvia dobšinskej skupiny. Nadložím drnavského súvrstvia sú miestami aj tektonické trosky mezozoika silického príkrovu.

89 Ly d i t y, l a m i n o v a n é f y l i t y, k a r b o n á t y, a c i d n é v u l k a n o k l a s t i k á. Najrozšírenejšími litofáciami sú čierne grafitické a sericit-grafitické fylity, často páskovanej textúry a ryolitové metavulkanoklastiká, v rôznom pomere s nevulkanickými materiálmi (obr. 5). Paragenéza metamorfných minerálov vo fylitoch je zložená z kremeňa + sericitu + grafitu ± rutilu. Bežné sú sekundárne hydrotermálne žilky s výplňou kremeňa, karbonátov, muskovitu, ojedinele sulfidov.

V metamorfovaných vulkanoklastikách boli zistené kryštaloblasty kremeňa, plagioklasu, v menšom množstve ortoklasu a biotitu (tab. 5). Základná hmota je rekryštalizovaná za vzniku spoločenstva metamorfných minerálov kremeň + sericit. Variety, pôvodne s relatívne bázickejším vulkanoklastickým materiálom, obsahujú i kalcit, epidot, chlorit. V medzifoliačných priestoroch boli zistené minerálne injekčno-metasomatické spoločenstvá, tvorené kremeňom, živcami a biotitom.

V súbore jemných fylitov sa miestami objavujú (napr. oblasť

Obr. 5 Litologický profil drnavského súvrstvia v doline Kocišského potoka.
Zostavila: A. Vozárová, 1988



Vysvetlivky :

- | | | |
|--|---|--|
| | 1 | metamorfované ryolitové tufy stredno-hrubozrné |
| | 2 | metamorfované ryolitové tufy jemnozrné |
| | 3 | sericit-grafitové fylity s laminami klastický zrn |
| | 4 | grafitové, sericit-grafitové fylity |
| | 5 | tmavé fylity s laminami karbonátov |
| | 6 | grafitové fylity, často kemité s tenkými medzivrstvami lydítov |
| | 7 | čierne lydity |
| | 8 | významnejšie výskyt hydrotermálnych žíl (kremeň, kremeň + karbonáty + pyrit) |

Tabuľka 5 Zloženie metamorfovaných ryolitových tufov drnavského súvrstvia

	G-11/81	G-20/81	G-21/81	G-22/81
kryštaloklasty kremeňa	12 %	9 %	8 %	18,5 %
kryštaloklasty alk. živcov	3 %	-	7 %	1 %
kryštaloklasty plagioklasov	13 %	-	9 %	7 %
kryštaloklasty biotitu	3 %	-	-	-
litoklasty	1 %	27 %	6 %	12 %
matrix	63 %	63 %	64 %	60 %
novotvorený biotit	5 %	-	3 %	-
akcesorické + opakované minerály	-	1 %	0,5 %	1,5 %
sek. karbonáty + chlorit	-	-	2,5 %	-

Lokalizácia vzoriek

Všetky vzorky sú z oblasti sv. a v. od obce Kociha

Kocihy) tenké polohy (do 30 cm) svetlosivých kryštalických karbonátov a sekvencie tenkolavicovitých lydítov s jemnými medzivložkami grafitických fylitov. Lydity sú čierne afanitické horniny ostrohranného rozpadu, pretínané bielymi kremennými žilkami. Štruktúru majú mikrokryštalickú, pseudobrekciovitú. Mimo kremeňa a grafitovej substancie obsahujú len malé množstvo sericitu. Bežné sú kryštály a nepravidelné zrná pyritu.

Prejavy kontaktno-termických účinkov alpínskych granitoidov sa odzrkadlili na vzniku novotvarov biotitu a hydrotermálno-metasomatickými asociáciami minerálov.

Mladšie paleozoikum

Dobšinská skupina

Do tejto skupiny boli začlenené terigénne, vulkanoterigénne a karbonátové litofácie stratigrafického rozsahu visén - serpuchov a vestfál A-D - ? stefan A (Š. BAJANÍK - A. VOZÁROVÁ in Š. BAJANÍK et al., 1981). Sú to uloženiny morského a deltomorského sedimentačného prostredia. Dobšinská skupina sa delí na štyri súvrstvia: ochtinské, rudnianske, zlatnícke a hámorské. Stratigrafické zaradenie súvrství dobšinskej skupiny je založené na základe nálezov fauny

(G. RAKUSZ, 1932, B. BOUČEK - A. PŘIBYL, 1960), flóry (V. ŠUSTA, 1931, J. VACHTL, 1938, F. NĚMEJC, 1946), konodontov (H. KOZUR, - R. MOCK - H. MOSTLER; 1976, H. KOZUR - R. MOCK, 1977) a mikroflóry (Ž. ILAVSKÁ in J. CHMELÍK et al., 1962, P. SNOPOKOVÁ, 1978, E. PLANDE-ROVÁ, 1982, Š. BAJANÍK E. PLANDEROVÁ, 1985).

Pri severnom okraji Lučenskej kotliny sú z dobšinskej skupiny zachované iba tektonicky redukované zvyšky ochtinského súvrstvia.

Visén - namur A

Ochtinské súvrstvie

Vystupuje v celom juhozápadnom pokračovaní gemerika a je v tektonickom styku s mladopaleozoicko-mezozoickými sekvenciami obalu južného veporika. V podobe niekoľkých malých príkrovových trosiek vystupuje i na obale a kryštaliniku južného veporika s. od lubenícko-margecianskej línie.

Ochtinské súvrstvie je v Lučenskej kotline a v južnej časti Veporských vrchov reprezentované predovšetkým súborom sivých a čiernych metamorfovaných pieskovcov a fylitov (obr. 4). Významným horizontom sú telesá magnezitov, ktoré v tejto oblasti boli zistené hlavne v podloží terciérneho pokryvu.

S e r p e n t i n i t y - vyskytujú sa vo forme niekoľkých tektonicky izolovaných telies v oblasti Brezničky, s celkovou dĺžkou cca 1,5 km a šírkou 300 m. Petrograficky boli označené ako antigoritový serpentinit, miestami výrazne steatitizovaný (D. HOVORKA et al., 1985). Ako základné horninotvorné minerály boli v ňom opísané: antigorit, Mg-chlorit, mastenec a tremolit. Medzi rudnými minerálmi bol opísaný ilmenit, magnetit, leukoxén, chalkopyrit, hematit, goethit, pentlandit, pyrit, kobaltit. Mimo antigoritu bol opísaný i dlhovláknitý chryzotil (D. HOVORKA et al., 1983), vyvinutý v hydrotermálne premenených zónach. 88

Genéza serpentinitových telies je polyfázová, spojená s metamorfnými i hydrotermálnymi procesmi. Nachádzajú sa uprostred komplexu fylitov a grafitických fylitov. Asociácia metamorfnych minerálov fylitov je tvorená chloritom, sericitom, grafitom, rutilom a nerovnomerne rozmiestneným biotitom. Genéza biotitu je zviazaná s termickými účinkami alpských granitoidov. S granitotvorným procesom sú zviazané i hydrotermálne-metasomatické premeny v serpentinite.

V antigoritovom serpentinite pri Brezničke boli opísané rodingitizované horniny, obsahujúce klinopyroxény, granát, vezuvianit, chlorit, karbonáty, epidot a minerály serpentínovej skupiny (D. HOVORKA et al., 1985). Chemické zloženie telies pri Brezničke je uvedené v prácach J. KANTORA (1956), D. HOVORKU (1977), J. ZLOCHU et al. (1980), D. HOVORKU et al. (1985).

M a g n e z i t y. Telesá magnezitov tvoria významné litologické horizonty vo vrchných častiach ochtinského súvrstvia. Zväčša sú šošovkovitého tvaru a situované sú spravidla v súvrství grafitických a sericiticko-chloritických fylitov. V samotných karbonátových telesách sú magnezity úzko viazané s dolomitmi a dolomitickými 87

magnezitmi. Dolomity a grafitické bridlice obsahujú úlomky fauny, napríklad pri Ružinej.

Pri Ružinej, v tektonicky obmedzenej kryhe v nadloží mezozoického obalu veporika uprostred grafitických a sericiticko-chloritických fylitov, bolo zistených 13 rôznym smerom orientovaných šošoviek magnezitu (A. ABONYI, 1971).

Na lokalite Podrečany väčšie šošovky magnezitov vystupujú uprostred fylitov, ktoré obsahujú polohy metapieskovcov i lavicovitých dolomitov. Ochtinské súvrstvie je na tejto lokalite prekryté terciérnymi sedimentmi.

Podstatnou minerálnou zložkou tejto suroviny je magnezit. Sprievodnými minerálmi sú dolomit, kremeň, klinochlór, penín, mastelec, sericit, oxidy Fe, sulfidy a rozptýlený grafitový pigment. Z. TRDLÍČKA (1959) a I. VARGA (1965) opisujú i výskyt muskovitu a palygorskitu.

Tabuľka 6 Zloženie metasedimentov ochtinského súvrstvia

	G-29/81	G-1/82	G-4/82	G-5/83
relikty klast. zrn kremeňa	8 %	-	28 %	-
relikty klast. zrn živcov	1 %	0,5 %	-	1 %
kremeň	43 %	64 %	42 %	46 %
muskovit	44 %	25,5 %	24,5 %	36 %
zoizit	3,5 %	-	5 %	-
opakové minerály	0,5 %	-	-	-
metamorf. plagiokl.	-	2,5 %	-	2 %
chloritoid + kyanid	-	7,5 %	-	-
sek. muskovit	-	-	0,5 %	-
biotit	-	-	-	15 %

Lokalizácia vzoriek

vz. G-29/81 - metamorfovaný pieskovec - sz. od obce Selce

vz. G-1/82 - muskovitový fylit s chloritoidom a kyanitom - Habričovo, zárez štátnej cesty Selce-Poltár

vz. G-4/82 - metamorfovaný pieskovec - lesná cesta na SV od Seliec

vz. G-5/83 - sericitický fylit s novotvoreným biotitom - na V od Poltára, úpätie svahu Salajka

86

S t r i e d a n i e m e t a m o r f o v a n ý c h p i e s k o v c o v a f y l i t o v . Je to súbor metamorfovaných sedimentov sivej, tmavosivej a čiernej farby, ktorý má výrazné znaky cyklického usporiadania. Horniny majú dobre vyvinutú vrstevnú bridličnosť i systém priečnej kliváže. V blízkosti tektonického styku s veporikom sú usporiadané do ležatých vrás malej a strednej veľkosti.

Relikty sedimentárnych textúr v metapieskovcoch sú tvorené kataklasticky deformovanými zrnami kremeňa, vzácné dvojčatne lamelovaneho plagioklasu a klastických slúd. Paragenéza nízkometamorfných minerálov je v nich tvorená kremeňom + sericitom ± chloritom, albitom, grafitom a rutilom (tab. 6).

Fylity majú dokonale vyvinuté foliačné plochy, hladké s ryhovaním po systéme kliváže. Paragenéza metamorfných minerálov: kremeň + sericit ± grafit ± chlorit, albit. Premenu sedimentov, pôvodne bohatých na Al, vznikla paragenéza minerálov chloritoid + distén. V štruktúre vystupujú vo forme postkinetických idioblastov.

Kontaktno-termické účinky zviazané s intrúziou alpínskych granitoidov spôsobili vznik všesmerne orientovaných kryštálov zoizitu, chloritu, muskovitu, miestami biotitu i granátu a titanitu. Súbor metasedimentov je porušený systémom kremeň-chloritových hydrotermálnych žiliek, miestami pegmatitoidného charakteru, s muskovitom a turmalínom.

Fylity s podradným zastúpením 85
metapieskovcov, tmavosivé až čierne horniny s výrazne vyvinutým systémom plôch foliácie, obvykle prevrásnené. Medzivrstvy metapieskovcov v nich dosahujú hrúbku maximálne 10 - 15 cm. V jemných, grafitických fylitoch sa miestami objavujú tenké vložky karbonátov a čiernych lydítov.

Paragenéza nízkometamorfných minerálov: kremeň + sericit + grafit + rutil ± albit. Len v malom množstve vznikol chlorit a epidot.

Mladšie, kontaktno-termické účinky sa opäť prejavili vznikom kryštálov zoizitu, biotitu, titanitu, vzácné granátu. V miestach intenzívnejšej termickej premeny podiel biotitu a granátu výrazne stúpa. Vznikli až biotitické fylity. Uprostred súboru tmavých fylítov s metapieskovcami sa vyskytujú ojedinele medzivrstvy zelených bridlíc. Predstavujú metamorfné ekvivalenty intermediárnych a bázických vulkanoklastík. Obsahujú spoločenstvo metamorfných minerálov: chlorit + albit + aktinolit ± karbonáty, magnetit, kremeň.

Gočaltovská skupina (spodný - vrchný perm)

Metamorfované zlepence, pieskovce, acidné vulkanity nečlenené - len 84
v reze.

Meliatikum

Meliatska skupina (trias - jura)

Vápence, bridlice, vulkanity ne- 83
členené - len v reze.

Príkrovová jednotka, spočívajúca tektonicky na gemeriku, bola vymedzená na geologickej mape Lučenskej kotliny v severovýchodnej časti vymedzeného územia v údolí Rimavy pri obciach Hrachovo, Vyšný a Nižný Skálnik. Malý výskyt mladšieho paleozoika a mezozoika má pokračovanie smerom na J do podložia terciéru, ako to bolo overené aj vrtom JH-1 pri Nižnom Skálniku.

Smerom na SV je možné túto jednotku sledovať v geologických mapách Rimavskej kotliny (J. MELLO - Ľ. GAÁL in D. VASS et al., 1986) a Slovenského krasu (J. MELLO et al., 1991).

Mladšie paleozoikum

Perm

Brusnícke súvrstvie

82

Z l e p e n c e, p i e s k o v c e. Je to súbor hruboklastických sedimentov fialovosivej, hrdzavej farby, tlakove výrazne deformovaných. Na povrch vystupujú v plošne malom výskyte s. od obce Hrachovo Sedimenty brusnianskeho súvrstvia sú zastúpené polymiktnými zlepcami a medzivrstvami pieskocov a ílovitých pieskocov. Zlepence s podporou štruktúrou matrix obsahujú valúnový materiál veľkosti od 3 do 7 cm. Na zložení zlepcov sa podieľajú hlavne fragmenty ryolitových a dacitových vulkanitov, rekryštalizovaného vulkanického skla s hojným hematitovým pigmentom, fragmenty ryolitových tufov, sericitických a grafitovo-sericitických fylitov, sericitických metakvarcitov, metamorfovaných prachocov. Základná hmota zlepcov je tlakove usmernená, rekryštalizovaná, zložená z kremeňa, šupiniek sericitu, v menšom množstve chloritu. Obsahuje množstvo hematitového pigmentu. Pieskovce zodpovedajú svojím minerálnym zložením litickým drobám. Mimo úlomkov rôznych typov fylitov obsahujú zrná kremeňa, plagioklasu, draselného živca a ojedinele rozloženého biotitu (tab. 7).

Mezozoikum nečlenené - len v reze

81

Stredný trias

Tmavosivé rekryštalizované vápence, miestami výrazne bridličnaté. Na povrchu vystupujú sporadicky v okolí obce Vyšný Skálnik. Úplnejší profil poskytol vrt JH-1 pri Nižnom Skálniku.

80

Tabuľka 7 Zloženie pieskovcov brusníckeho súvrstvia a spodného triasu silicika

	V-3/82 A	V-3/82 B	G-3/81
kremeň	29 %	76 %	71 %
plagioklas	0,5 %	2,5 %	7 %
alk. živec	0,5 %	2,5 %	4 %
klást. sludy	0,5 %	0,5 %	sp.
úlomky hornín	13 %	-	1 %
úlomky vulkanitov	3,5 %	1 %	-
základná hmota	53 %	20 %	17 %

Lokalizácia vzoriek

- vz. V-3/82 A - brusnícke súvrstvie - s. od obce Hrachovo
 vz. V-3/82 B - spodný trias silického príkrovu - s. od obce Hrachovo
 vz. G-3/81 - spodný trias silického príkrovu - sz. od obce Vyšný Skálnik

Súvrstvie je tvorené čiernymi vápnitými fylitmi, tmavými bridličnatými vápencami s lamínami svetlého rekryštalizovaného vápenca, miestami s hniezdami svetlého vápenca. Smerom do hĺbky (pod 260,1 m, vrt JH-1) sú opísané vápence vystriedané strednosivými rekryštalizovanými vápencami drobnokryštalickej textúry. Miestami sú brekciované. V sekvencii sú 60 - 70 cm hrubé medzivložky tmavosivých vápencov s bituménom. Na základe konodontov boli vápence zaradené k anisu (konodonty *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDS), *Gondolella* sp., *Hindeodella* sp.). Hrúbka vápencovej sekvencie stredného triasu sa odhaduje na viac ako 200 m.

Molasové sedimenty vyplňujú Lučenskú kotlinu a tvoria hlavnú masu Cerovej vrchoviny.

K najstarším molasovým sedimentom zaraďujeme vrchnokriedové epikontinentálne sedimenty čiernoluckého súvrstvia. Hlavnú časť výplne Lučenskej kotliny a prilahlej Rimavskej kotliny tvoria sedimenty čížskeho a lučenského súvrstvia, ktoré vznikli v budinskej panve. Hlavnú masu Cerovej vrchoviny budujú prevažne sedimenty filakovského súvrstvia, ktoré vzniklo na severnom okraji novohradskej panvy. V severnej časti Lučenskej kotliny sú vyvinuté sedimenty poltárskeho súvrstvia.

Strednomiocénne vulkanity budujú Krupinskú planinu, Pokoradzskú tabuľu a intruzívne telesá budujú najvyššie kóty Cerovej vrchoviny. Vulkanity pontského veku sa podieľajú na stavbe severozápadnej časti Lučenskej kotliny a plio-pleistocénne vulkanity tvoria prevažne vrcholové časti Cerovej vrchoviny.

Mezozoikum

Krieda

Kampán

Čiernolucké súvrstvie - len v reze

Nevystupuje nikde na povrch. Bolo zistené iba v jednom vrte LR-5 pri osade Čierna Lúka, z. od Rimavskej Soboty, z čoho vyplýva, že sa zachovalo v podloží terciérnej výplne kotliny ako denudačné relikt. Podložie a hrúbku súvrstvia nepoznáme, dovŕtaná hrúbka vo vrte LR-5 je 84,0 m.

Súvrstvie pozostáva zo sivých vápnitých ílovcov a prachovcov s drobnočrepinovým rozpadom, v ktorých sú tenké polohy karbonátov svetlohnedej a pleťovej farby a poloha zlepenca, tvoreného valunami svetlohnedého vápenca s veľkosťou 0,5 - 5 cm. Valúny sú tmelené ílovitou matrix tmavosivej farby (J. KLUBERT et al., 1986). Súvrstvie je pravdepodobne mierne prevrásnené. Obsahuje morskú mikrofaunu v bohatých asociáciách. Dobré je zachovaná hlavne planktonická zložka, v ktorej dominuje *Globotruncana* ex. gr. *arca* (CUSHMAN). Zriedkavejšie formy sú príbuzné druhu *G. ex. gr. rugosa* (MARIE). Aj spoločenstvá vápnitej nanoflóry sú bohaté a mimo iného obsahujú druhy, ktoré sa vyskytujú len v kampáne: *Cylindralithus seratus*

(BRAMLETTE et MARTINI), *Cribrosphaera cf. laughtoni* (BLACK) a *Arkhangelskiella cymbiformis* (VEKSHINA), (V. GAŠPARIKOVÁ, 1986, str. 97).

Terciér

Oligocén

Kišcel

Čížske súvrstvie - len v reze

Čížske súvrstvie nevystupuje na povrch, ale podľa vrtov vieme, že podstiela mladšie sedimenty v Lučenskej a Rimavskej kotline, v podloží Cerovej vrchoviny a sčasti aj Krupinskej planiny. Súvrstvie je rozčlenené na 5 čiastkových litostratigrafických jednotiek.

Skálnické vrstvy sú vyvinuté prevažne v severnej časti Lučenskej a Rimavskej kotliny, ale vrt LR-5 ich overil aj v juhozápadnej časti Rimavskej kotliny. Ležia diskordantne na predterciérnych horninách a tvoria bazálny, ešte kontinentálny člen transgresívneho kišcelského megacyklu. Ich hrúbka kolíše od niekoľkých metrov do niekoľkých desiatok metrov.

Sú tvorené pestrými ílmi - prachmi, pieskami, štrkami až zlepenkami a brekciami. Pestré íly - ílovce až prachovce, ktoré dominujú, sú svetlosivej, žltohnedej, hnedozelenej, ružovej, hnedožltej, tehlovočervenej až fialovej farby, miestami sú škrvnité, na ohmat masťné. Sú nevápnité a sú zle triedené. Niektoré polohy sú piesčité, respektíve íly sa striedajú s polohami piesku. Prevládajúcim minerálom v ílovej frakcii je kaolinit (M. MARKOVÁ in D. VASS et al., 1982, I. KRAUS, 1986).

V prachovcoch je priemerné zastúpenie prachovej frakcie 66,22%. Z prímеси prevláda ílová frakcia. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 4,42. U ílovcov je zastúpenie ílovej frakcie 49,83 %, prevládajúcou prímесou je prach. Prachovce a ílovce sú nevápnité, priemerný obsah $CaCO_3$ je 1,03 %, respektíve 0,2 %.

Piesky až rozpadavé pieskovce tvoria polohy v bazálnej a vrchnej časti skálnických vrstiev. Sú sivé, vo vrte LR-5 až tmavosivé, s hojnou prímесou preuhoľnatených úlomkov rastlín a s laminkami lesklého uhlia. Pieskovce sú vrstevnaté so šupinkami slúd na vrstevnatých plochách, zodpovedajú litičkej drobe (J. DANILLOVÁ in D. VASS et al., 1982).

Štrky, zlepenca a brekcie ležia na báze, ale aj uprostred, a sú tvorené valúnmi hornín bezprostredného podložia a kremenca i kremeňa.

V skálnických vrstvách neboli nájdené zvyšky fauny. Obsahujú však sporomorfy. Autochtónnu zložku spoločenstva reprezentujú druhy

rodov Pterocarya, Ulmus, Alnipollenites, Bohlensipollis, Sciadopitys, ktoré poukazujú na oligocéno-kišcelský vek vrstiev. V alochtónnej zložke spoločenstva sú hojné preplavené paleogénne a kriedové sporomorfy (E. PLANDEROVÁ in D. VASS et al., 1982), čo poukazuje na zastúpenie hornín paleogénneho a kriedového veku v znosovej oblasti Lučenskej i Rimavskej kotliny.

B l ž s k é v r s t v y sú klastické bazálne sedimenty, ktoré podstielaajú morský vývoj kišcelu Lučenskej a Rimavskej kotliny i Cerovej vrchoviny. Ležia diskordantne na predterciérnom podloží alebo konkordantne na skálnických vrstvách. V ich nadloží ležia buď morské prachovce a ílovce čížskeho súvrstvia alebo hostišovské vrstvy. S poslednými menovanými sa pravdepodobne aj laterálne zastupujú. Sú hrubé niekoľko metrov až niekoľko desiatok metrov. Tvoria ich brekcie, zlepenca a rozpadavé pieskovce, zväčša hrubozrnné, prípadne sú v nich aj tenké polohy prachovcov. Zlepenca sú tvorené zle opracovanými valúnami hornín bezprostredného podložia, kremeňa a iných rezistentných hornín. Matrix je ílovito-piesčitá, miestami je štruktúra typu podpretej štruktúry. Zlepenca a brekcie tvoria spravidla bazálnu polohu v blžských vrstvách.

Rozpadavé pieskovce, prípadne s lavicami pevných pieskovcov, ležia spravidla vo vyššej časti blžských vrstiev, alebo tvoria celý profil vrstiev. Obsahujú glaukonit a niekedy sú v nich prítomné polohy prachovcov. Svojím zložením zodpovedajú litickej drobe, respektíve kremenno-živcovej drobe (J. DANILLOVÁ in D. VASS et al., 1982, 1983). Asociácia ťažkých minerálov pozostáva z granátu, turmalínu, zirkónu, rutilu, staurolitu, apatitu, disténu, anatasu (I. KRÝSTEK, 1958).

V študovanom území v blžských vrstvách nebola nájdená fauna, avšak z ekvivalentných vrstiev v Rimavskej kotline M. Marková opísala úlomky morských mäkkýšov a foraminifery (fide D. VASS et al., 1986).

H o s t i š o v s k é v r s t v y sú sčasti laterálnym ekvivalentom blžských vrstiev, prípadne pelitických sedimentov kišcelského otvoreného mora v Lučenskej kotline. Ležia spravidla na blžských vrstvách a sú zakryté pelitickými sedimentami čížskeho súvrstvia. V okolí Lučenca ležia litologické ekvivalenty hostišovských vrstiev vo vrchnej časti čížskeho súvrstvia na rapovských vrstvách a sú zakryté sedimentmi lučenského súvrstvia, t. j. sedimentmi egeru.

Hostišovské vrstvy sú hrubé niekoľko metrov, maximálne 35 m. Sú to prevažne rozpadavé prachovce s polohami rozpadavých pieskovcov a ílovcov, celkom ojedinele sú aj polohy drobnozrnných zlepenčov. Typickou farbou hostišovských vrstiev je sivá až tmavosivá farba. Niektoré polohy ílov sú aj sivozelené a hnedoškvrnité. Prachovce v ojedinelých prípadoch sú aj hrdzavohnedé. Pieskovce, ktoré tvoria polohy malej hrúbky sú tiež sivo sfarbené, hrubozrnné a majú charakter litických drobových pieskovcov (J. DANILLOVÁ in D. VASS et al., 1982). Miestami sa v hostišovských vrstvách nachádzajú laminky, vrstvičky (do 5 cm) a slojky lesklého uhlia hrubé do 0,6 m (vrt 1152 pri samote Staré Hrabovo), úlomky zuhoľnateného dreva.

Prevládajúci litotyp hostišovských vrstiev - prachovce - obsahujú v priemere 48,38 % prachovej zložky a prevládajúcou prímесou je

íl. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 4,58. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 2,42 %, t.j. prachovce sú nevápnité.

Hostišovské vrstvy sú zväčša v lagunárnom vývoji, a preto neobsahujú mikroorganizmy otvoreného mora. Jedine vo vrte pri Hrabove (PR-22) sú v morskom vývoji a obsahujú spoločenstvo morskej mikrofauny, pozostávajúcej prevažne z druhov Uvigerina hantkeni (CUSHMAN et EDWARDS), Siphonina reticulata (CZJEZEK), Globigerina yeguaensis (WEINZIERL) et APPLIN). V spoločenstve sú aj pre kišciel typické druhy Karreriella hantkeni (CUSHMAN), Tritaxia guayabalensis (COLE) a cyclaminy (V. KANTOROVÁ, 1974). Na iných miestach boli v hostišovských vrstvách nájdené len preplavené kriedové globotrunkány.

Spoločenstvo sporomorf sa podobá svojim zložením spoločenstvu opísanému v skálnických vrstvách (E. PLANDEROVÁ in D. VASS et al., 1982).

Rapovské vrstvy sú novodefinovanou jednotkou, ktorej názov je odvodený od obce Rapovce, jv. od Lučenca v Lučenskej kotline. Sú to piesčité vrstvy tvoriace časť - čiastkovú jednotku, respektíve jeden z členov čížskeho súvrstvia. Za stratotypovú lokalitu považujeme vrt LR-3, hĺbkový interval 736 - 767 m. Vrt bol hĺbený sz. od obce Rapovce. Skartované jadro tohto vrtu je uložené v skladoch hmotnej dokumentácie Geologického prieskumu, závod Rožňava. Litologický opis vrtu možno nájsť v nepublikovanej správe J. KLUBERTA et al., 1986. Podrobný opis novodefinovanej litostratigrafickej jednotky je v texte týchto vysvetliviek.

Rapovské vrstvy sú rozšírené v severozápadnej časti Lučenskej kotliny. Prvé opisy rapovských vrstiev možno nájsť v nepublikovaných správach (D. VASS et al., 1983, 1985, 1986, J. PRISTAŠ et al., 1984 a v práci D. VASS - M. ELEČKO et al., in lit.).

Rapovské vrstvy sú laterálnym ekvivalentom prachovcov a ílovcov čížskeho súvrstvia. Boli zistené v západnej časti Lučenskej kotliny. Vyvíjajú sa z blžských vrstiev. V ich nadloží sú buď hostišovské vrstvy (vo vrte LR-2 pri Lučenci), alebo panické vrstvy, t. j. bazálne vrstvy lučenského súvrstvia (vrt LR-3 pri Rapovciach). Ich maximálna zistená hrúbka je okolo 160 m (vrt LR-3). Prevládajúcim litotypom vrstiev sú rozpadavé pieskovce až piesky. Sú sivej a hnedej farby. Obsahujú lavice pevného pieskovca a miestami aj "utopené" valúny rezistentných hornín do 3 cm. Obsahujú úlomky zuhoľnatých rastlinných tiel a úlomky lesklého uhlia. Podľa petrografického zloženia pieskovce zodpovedajú litickým arenitom, respektíve kremenno-drobovým pieskovcom (J. DANILLOVÁ in J. PRISTAŠ et al., 1983). V spodnej časti rapovských vrstiev sú polohy rozpadavých prachovcov hrubé do 8 m. Sú sivej farby, vápnité.

Rozpadavé pieskovce obsahujú v priemere 72,88 % piesčitej frakcie a prevládajúcou prímiesou je prachová frakcia. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 3,86. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 25,55 % a $MgCO_3$ 8,13 %.

Rapovské vrstvy obsahujú morskú faunu. V spoločenstve foraminifer, mimo iných druhov, boli zistené 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* (MUNSTER), *Lenticulina orbicularis* (d'ORBIGNY) a zriedkavo sa vyskytujú aj planktonické druhy *Globigerina gortanii* (BORSETTI) a *G. officinalis* (SUBBOTINA). Mikrofauna poukazuje na prostredie sublitorálu s normálnou salinitou (V. KANTOROVÁ in J. PRISTAŠ et al., 1983).

Spoločenstvo nanoflóry pozostáva z priebežných foriem biozón NP 24 a NP 25 (R. LEHOTAYOVÁ in J. PRISTAŠ et al., 1983), k podobnému názoru dospela aj M. BÁLDI in D. VASS et al. (1986).

Makrofauna bola nájdená vzácné. Identifikovaný bol jediný druh *Flabelligerina burdigalensis* (LM.), ktorý nebol doposiaľ opísaný zo starších vrstiev ako eger (A. ONDREJČIKOVÁ in J. PRISTAŠ et al., 1983).

78

Lenártovské vrstvy doposiaľ neformálne označované ako "prachovce až ílovcce čížskeho súvrstvia" (napr. D. VASS - M. ELEČKO et al., 1989, str. 21) alebo iba ako "čížske súvrstvie" (D. VASS - M. ELEČKO, 1982, D. VASS et al., 1983, str. 21), definujeme podľa zásad "Československé stratigrafické" klasifikácie (Čs. stratigrafická komisia - I. CHLUPÁČ, 1978) ako novú litostratigrafickú jednotku kategórie vrstvy, respektíve člen - lenártovské vrstvy. Názov je odvodený od obce Lenártovce v Rimavskej kotline, jv. od Rimavskej kotliny.

Lenártovské vrstvy predstavujú, čo do objemu, hlavný člen čížskeho súvrstvia. Stratotypom novodefinovaných vrstiev je hĺbkový interval vo vrte FV-1 pri Blhovciach 810,8 - 1 053,50 m. Skartované jadro vrty je uložené v skladoch hmotnej dokumentácie Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave. Litologický opis vrty možno nájsť v práci D. VASSA et al., 1988. Podrobný opis novodefinovanej jednotky je v texte.

Lenártovské vrstvy sú rozšírené v juhoslovenských kotlinách Rimavskej, Lučenskej, Ipelskej a v okolí Štúrova. Nikde nevystupujú na povrch a poznáme ich iba z vrtovej. Základná literatúra zaoberajúca sa týmito vrstvami je citovaná vyššie. Zo starších autorov V. ČECHOVIČ (in O. FUSÁN et al., 1962 in M. KUTHAN et al., 1963) opísal tieto vrstvy ako "sliene", respektíve "slienité íly a aleurity". Opísal ich tiež J. SENEŠ (in D. ANDRUSOV, 1965) spolu s T. BUDAYOM (in T. BUDAY et al., 1967).

Lenártovské vrstvy tvoria hlavnú masu čížskeho súvrstvia. Ležia spravidla na blížskych vrstvách a na severnom a severozápadnom okraji Lučenskej kotliny laterálne prechádzajú do hostišovských vrstiev. Zakryté sú lučenským súvrstvom. Vo vrte FV-1 pri Blhovciach sú hrubé okolo 240 m smerom na J, na JZ ich hrúbka narastá na 300 - 400 m.

Lenártovské vrstvy pozostávajú z rozpadavých sivých, zelenosivých prachovcov a ílovcov. Majú bridličnatý, respektíve lastúrnatý rozpad. Hlavne spodná časť má piesčitú lamináciu, respektíve 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.

Na vrstevnatých plochách sú jemné šupinky sludy a ojedinele kresby, pripomínajúce bahenné praskliny, vyhojené jemným materiálom.

V prachovcoch je priemerný obsah prachovej frakcie 54,28 % a prevládajúcou prímiesou je íl. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 6,85. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 16,61 % a $MgCO_3$ 0,79 %.

Vo vrte FV-1, v spoločenstve ťažkých minerálov, ak odhliadneme od rudných a autigénnych minerálov, je najhojnejšie zastúpený chlorit sprevádzaný biotitom, granátom, hypersténom, amfibolom a turmalínom (tab. 9, M. MARKOVÁ in D. VASS - Š. BAJANÍK et al., 1988). Z vrty BU-1 pri Bušinciach, t. j. z juhozápadného okraja regiónu, I. KRYSŤEK (1958) uvádza asociáciu, v ktorej prevláda granát sprevádzaný turmalínom, apatitom a glaukonitom. V asociáciách ťažkých minerálov sú z autigénnych, respektíve z rudných minerálov najhojnejšie pyrit, respektíve pyritové konkrécie a výplne schránok foraminifer, siderit, prítomný je fosfát a limonit.

V lenártovských vrstvách je pomerne hojná morská fauna - mäkkýše a foraminifery, nanoflóra. Vyskytujú sa aj úlomky zuhoľnatených rastlín.

Mäkkýše boli opísané z vrty FV-1 (hĺbka 822,5 - 979,3 m), (A. ONDREJČKOVÁ, in D. VASS et al., 1988) a z vrty EHC-1 Tomášovce (hĺbka 65,0 - 91,0 m). V spoločenstve mäkkýšov vo vrte FV-1 sa vyskytujú okrem kozmopolitných druhov také druhy, ktoré sa doteraz našli len v kišceli, napríklad: *Nuculana deshayesiana* (NYST), *Propea-mussium bronni* zimányi NOSZKY, *Thyasira nysti* (PHILIPPI). V kišceli nastupujú *Nuculana gracilis* (DESH.), *Chlamys bifida* (GOLDFUSS), od spodného oligocénu sú známe *Chlamys adelinae* (ROVERETA) a *Cuspidaria clava* (BEYRICH). Najmladším prvkom v spoločenstve je *Hinia schlotheimi* (BEYRICH), ktorého najstarší výskyt je uvádzaný z egeru Paratetydy.

Z ekologického hľadiska mäkkýše indikujú normálne slané morské prostredie. Prítomnosť šesťčlenných koralov a pteropodov, najmä v spodnejších polohách skúmaného súvrstvia, poukazuje na sedimentáciu v kludnom prostredí cirkalitorálu.

Mikrofaunu z toho istého vrty spracovala V. KANTOROVÁ (in D. VASS et al., 1988). Podľa jej názoru spoločenstvá majú kišcelský charakter, ale typické kišcelské druhy ako *Tritaxia szaboi* a i. v nich neboli zistené. Jedince sú väčšieho vraztu v porovnaní so spoločenstvami z nadložného lučenského súvrstvia, menovite druhy *Planulina ungeriana* (d'ORBIGNY), *P. wuellerstorfi* (SCHWAGER), *Sphaeroidina austriaca* (d'ORBIGNY), *Uvigerina hantkeni* (CUSHMAN et EDWARDS), *Lenticulina imbossa* (REUSS), *L. mamilligera* (KARRER), *L. orbicularis* (d'ORBIGNY). Planktonické druhy sú zachované iba vo forme kýzových jadier. Z ekologického hľadiska spoločenstvo poukazuje na sublitorálne prostredie normálneho mora. Mikrofauna z vrchnej časti čížskeho súvrstvia má podobný charakter ako v nadložnom egeri a indikuje osciláciu morskej hladiny.

Bohaté spoločenstvo foraminifer opísala tiež K. SLAVÍKOVÁ (1958) z vrty BU-1. Prevládajú planktonické druhy *Globigerina bullo-*

des. (d'ORBIGNY), Globigerinoides trilobus (REUSS), prítomné sú tiež cyklaminy Cyclamina cancellata BRADY a i.

Spoločenstvo z vrtnu PR-23 pri Kalinove obsahuje foraminifery, medzi ktorými sú hojne zastúpené rody Bolivinospis carinatus (d'ORBIGNY), Globigerina yeguaensis (WEINZIERL et APPLIN) a i. Prítomné sú pre kišcel typické formy Tritaxia szaboi (HANTKEN) a Karreriella hantkeni (CUSHMAN) (V. KANTOROVÁ, 1970).

V spoločenstve vápnitej nanoflóry sa popri iných druhoch vyskytujú sprievodné druhy nanoplanktonickej zóny NP24: Reticulofenestra lockeri (MÜLLER), R. abisecta (MÜLLER), R. bisecta (HAY), R. ornata (MÜLLER), Helicosphaera intermedia (MARTINI), H. truncana (BRAMLETTE et WILCOXON), ktoré sú typické pre stredný oligocén severného Nemecka a Belgicka (R. LEHOTAYOVÁ in D. VASS et al., 1988).

Asociácie sporomorf majú podobné zloženie ako asociácie z kišcelu v okolí Štúrova. Vyskytujú sa tu formy ako Cicatricosisporites dorogensis R. POT. et GELL. - druh, ktorý v oligocéne vyznieva. Z krytosemenných rastlín dominujú rody Engelhardtia a Castanea. Mikroplanktón reprezentuje druh Pleurozonaria concinna (COOKSON et MANUM/MADLER), ktorý je typický prer eocén a oligocén. Z arktoterciálnych druhov, respektíve rodov, boli nájdené Piceapollis, Sciadopitys-pollenites a Zonalapollenites. Prítomné sú preplavené triasové a spodnokriedové formy (P. SNOPOKOVÁ in D. VASS et al., 1988).

Tabuľka 8 Zloženie magmatitov

	19/83 C	19/83 A	10/83	33/81	31/81	7/V-87	19/83 B
kremeň	36 %	33 %	31 %	39 %	32,5 %	32 %	5 %
plagioklas	27 %	45 %	46 %	34 %	24 %	9 %	18 %
ortoklas	5 %	7 %	5 %	-	3 %	-	-
mikroperlit	-	-	-	-	27 %	58 %	-
mikroklín	28 %	1 %	1 %	17 %	-	-	-
biotit	3 %	14 %	16 %	4,5 %	7 %	-	29 %
muskovit	1 %	-	-	4 %	3 %	1 %	-
epidot - zoizit	-	-	1 %	1,5 %	3 %	-	-
titanit	-	-	-	-	0,5 %	-	-
amfibol	-	-	-	-	-	-	48 %

Lokalizácia vzoriek

- vz. 19/83 C, A - tonalit s prejavmi K-metasomatózy - České Brezovo
- vz. 10/83 - tonalit - Uhorské
- vz. 33/81 - granodiorit - Selčiansky potok
- vz. 31/81 - adamelit - Selčiansky potok
- vz. 7/V-87 - alkalický leukogranit (dajka) severovýchodný svah Sedem Chotárov
- vz. 19/83 B - mafické hniezda v tonalite - České Brezovo

Tabuľka 9 Ťažké minerály čížskeho súvrstvia vo vrte FV-1 (Blhovce) podľa M. Markovej (1977, 1978)

Ťažké minerály	Počet vzoriek	Počet pozit. vzoriek	Min. % pozit. vzoriek	Max. % pozit. vzoriek	Priem. zast.
granát	10	7	0,2	1,3	0,5
turmalín	10	1	-	-	0,1
amfibol	10	1	-	-	0,2
biotit	10	5	0,2	5,7	2,1
chlorit	10	10	2,1	36,4	17,6
hyperstén	10	1	-	-	0,4
pyrit - pyrit. konkr.	10	10	4,8	34,5	19,1
pyritiz. jadrá foramin.	10	10	4,6	20,8	14,4
siderit	10	5	44,7	83,5	64,1
dolomit	10	5	13,5	39,5	25,6
fosfát	10	4	0,2	0,8	0,5
límonit	10	5	0,3	0,9	0,6

Oligocén - miocén

Eger.

Sedimenty egeru sú rozšírené v Lučenskej kotline s výnimkou jej najsevernejších okrajov a podstielajú Cerovú vrchovinu. Spravidla ležia konkordantne na sedimentoch kišcelu, respektíve na severnom okraji Lučenskej kotliny, presahujú rozsah kišcelu a ležia transgresívne a diskordantne na predterciálnom podloží. Maximálna zistená hrúbka sedimentov egeru je 704,3 m (vrt FV-1 pri Blhovciach). Smerom na J a JZ hrúbka egeru narastá na cca 1 200 m.

Na povrch vystupujú sedimenty egeru v celej Lučenskej kotline s výnimkou jej západnej časti. Zväčša sú však zakryté sedimentmi kvartéru. Na väčších plochách vystupuje na V od rieky Rimavy, v priestore medzi Buzitkou - Ožďanmi a Gemerčokom a v. a j. od Lučenca.

Lučenské súvrstvie

77 - 76

Sedimenty egeru tvoria l u č e n s k é s ú v r s t v i e, v ktorom boli vymedzené čiastkové litostratigrafické jednotky.

P a n i c k é v r s t v y s ú bazálnymi vrstvami lučenského súvrstvia, a teda aj egeru. Laterálne aj vertikálne prechádzajú do prachovcov lučenského súvrstvia a čiastočne laterálne aj do budikovianskych vrstiev. Rozšírené sú v severnej časti Lučenskej

Tabuľka 10 Zloženie biosparitovo-klastických vápencov – budikovianske vrstvy (eger)

Klastické zložky horniny	LR-2			JH-1
	Hĺbka 445,0 m %	Hĺbka 445,4 m %	Hĺbka 452,5 m %	Hĺbka 153,0 m %
karbonáty				2,41
kremeň	8,84	3,62		6,59
kremenec	0,90		±90 %	51,50
kryštalické bridlice				9,38
rohovce				0,27
ostatné bioklasty	67,71 % 30,80	72,24 % 33,32		18,51 % 12,86
červené riasy	29,71	33,28		
veľ. foraminifery	7,2	5,64		5,64
kalcitový tmel	22,5	24,0	±10 %	9,28

kotliny, smerom na JZ vykliňujú a vo vrte FV-1 neboli zistené. Na povrch nikde nevystupujú, sú opísané iba z vrtovej. Ležia transgresívne na kišceli, respektíve transgresívne a diskordantne na predterciérnych horninách. Sú zakryté prachovcami lučenského súvrstvia.

Ich hrúbka je premenlivá. Podľa konkrétnych údajov z vrtovej kolíše od 0,2 cm do 142,5 m. Sú to prevažne rozpadavé pieskovce s polohou zlepcov na báze a tenkými vložkami drobnozrnnejších zlepcov vo vyššej časti vrstiev.

Pieskovce sú sivé, hnedosivé, jemnozrné, slabo vápnité, miestami s "utopenými" valúnkami. Podľa petrografického rozboru zodpovedajú litickým arénitom (J. DANILLOVÁ in J. PRISTAŠ et al., 1983).

Rozpadavé zlepenice, respektíve štrky, majú poloopravené valúny o priemere do 6,0 cm. Valúny tvoria rezistentné horniny (kremeň, kremenec, rohovec). Tam, kde panické vrstvy ležia na predterciérnom podloží, obsahuje zle opravené úlomky hornín bezprostredného podložia. Polohy rozpadavých zlepcov vo vyššej časti vrstiev sú drobnozrnnejšie (do 2,0 cm) a valúny sú dobre opravené.

V panických vrstvách sa objavujú aj polohy sivých a sivohnedých, málo spevnených, slabo vápnitých prachovcov, ktoré majú za mokra bridličnatý rozpad.

V spoločensťve ťažkých minerálov v panických vrstvách prevláda granát, prítomné sú apatit, staurolit, turmalín, distén, amfibol, autigénny glaukonit, hojný je siderit. Z nepriehľadných minerálov sú prítomné ilmenit, magnetit, leukoxén a pyrit (I. KRÝSTEK, 1958).

V panických vrstvách boli zväčša zistené iba úlomky morských plytkovodných, prípadne zníženie salinity znášajúcich foraminifer (V. KANTOROVÁ in J. PRISTAŠ et al., 1983).

V ekvivalentoch panických vrstiev vo vrte BU-1 (Bušince) K. SLAVÍKOVÁ (1958) našla bohaté spoločensťvo morských foraminifer *Planulina wuellerstorfi* (SCHWAGER), *Virgulina schreibersiana* (CZJEZEK), *Pulenia bulloides* (d'ORBIGNY), *Heterolepa dutemplei* (d'ORBIGNY), *Globigerina bulloides*, *Cyclamina cancellata* (BRADY), *Almanea osnaburgensis* (MUNSTER).

B u d i k o v i a n s k e v r s t v y - boli opísané vo dvoch vrtoch LR-2 pri Lučenci a JH-1 pri Nižnom Skálniku, kde majú hrúbku 8,2, respektíve 9,2 m. Ležia na panických vrstvách a pod prachovcami lučenského súvrstvia. Budikovianske vrstvy boli pravdepodobne prevrtané aj niektorými vrtmi zo série PR medzi Hrnčiarskymi Zálužanmi a Hrachovom a vo vrte 625 pri Veľkých Teriakovciach. V prvotnej dokumentácii týchto vrto v sa však vyslovene prítomnosť organodetrítických vápencov neuvádza, mohli však ostať nepovšimnuté pri opise vrtného jadra.

Budikovianske vrstvy pozostávajú z organogénnych vápencov a drobnozrnných zlepcov s polohami vápnitého ílovca.

Vápence budikovianskych vrstiev z vrta LR-2 sú tvorené prevažne skeletmi organizmov. Z odpovedajú biolitovým vápencom (v zmysle H. J. BISSELA - G. V. CHILINGARA, 1967). Zloženie vápencov je v tab. 10.

Vápence sú sprevádzané drobnozrnnými zlepcami s poloopracovanými až opracovanými valúnkami kremenca a kremeňa.

Na báze budikovianskych vrstiev vo vrte JH-1 sú polymiktné drobnozrnné piesčité zlepenca s poloopracovanými a opracovanými valúnkami s relatívne hojnými zvyškami organizmov.

Vo vrte JH-1 vápence aj pieskovce obsahujú valúny, ktorých veľkosť do nadložia rastie (od 0,5 do 2,0 cm). Sú to valúny kremeňa, rohovca, lyditu, chloritických bridlíc, respektíve zelených bridlíc spodného triasu.

Budikovianske vrstvy v oboch vrtoch obsahujú identifikovateľné veľké foraminifery. Bohaté spoločensťvo bolo zistené vo vrte JH-1, kde M. VAŇOVÁ (in D. VASS et al., 1982) opísala popri početných operkulinách tiež heterosteginy, zriedkavejšie lepidocyklíny, amfisteginy a miogypsiny. Z biostratigrafického hľadiska sú významné druhy *Miogypsina septentrionalis* (DROOGER) a *Lepidocyclina morgani* (LEMOINE et DOUVILLE), ktoré poukazujú na spodnoeberský vek vrstiev.

S é č e n s k ý š l í r ako litostratigrafická jednotka bola v čl. geologickej literatúre doposiaľ označovaná ako "slienité íly a aleurity" (V. ČECHOVIČ in O. FUSÁN et al., 1962, in M. KUTHAN et al., 1963), respektíve "lučenské vrstvy" (J. SENEŠ in D. ANDRUSOV, 1965), "piesčité sliene a vápnité sľudnaté piesky a íly" (T. BUDAY - J. SENEŠ in T. BUDAY et al., 1967), "lučenské súvrstvie" (D.

VASS - M. ELEČKO, 1982, D. VASS et al., 1983), "sedimenty so šlírovým charakterom" (D. VASS - M. ELEČKO et al., 1989). Tie isté vrstvy sú v maďarskej geologickej literatúre opísané ako "Szécsény Schlier" (T. BÁLDI, 1986). Keďže tento názov najlepšie zodpovedá medzinárodnému litostratigrafickému kódu (H. D. HEDBERG et al., 1976), rozhodli sme sa ho používať aj v litostratigrafickom členení terciéru juhoslovenských kotlín.

Séčenský šlír predstavuje hlavnú masu egeru v Lučenskej kotline a spravidla leží na panických alebo budikovianskych vrstvách a tam, kde tieto chýbajú, leží priamo na čižskom súvrství kišcelu. Jeho maximálna zistená hrúbka je cca 700 m, ale je možné predpokladať hrúbku až do 1 300 m. Séčenský šlír tvoria veľmi monotónne prachovce. Majú sivú, modrosivú, vo zvetranom stave žltohnedú farbu, za sucha majú bridličnato-lastúrnatý rozpad (šlír). Plochy rozpadu sledujú neostre plochy vrstevnatosti a sú na nich šupinky sludy. Prevládajúcim litotypom sú rozpadavé prachovce s kolísavým zastúpením piesčitej a ílovej frakcie. Zriedka sú vystriedané rozpadavými prachovými ílovcami alebo prachovitými pieskovcami. V rozpadavých prachovcoch sa nachádzajú lavice pevného prachovca o hrúbke 10 - 33 cm, ojedinele až 1,0 m. V spodnej časti majú prachovce vyvinuté jemné sedimentárne textúry: drobné šikmé zvrstvenie, čerinové zvrstvenie. Takéto textúry naznačujú intervenciu slabého prúdenia počas sedimentácie.

V prachovcoch dosahuje prachová frakcia v priemere 52,0 %, prevládajúcou je ílová prímes. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 5,47. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 17,78 % a $MgCO_3$ 5,8 %.

V lučenskom súvrství mimo zle rozoznateľných polôh jemnozrnného pieskovca uprostred prachovcov boli zistené hrubšie polohy pieskovca, a to ako v spodnej, tak aj vo vrchnej časti súvrstvia. Napríklad vo vrte LR-2 pri Lučenci, v nadloží budikovianskych vrstiev, leží jemnozrnný pieskovec hrubý až 50 m.

Pieskovce, vystupujúce na povrch s. od Bušinciev, by mohli predstavovať ekvivalent op a t o v s k ý c h v r s t i e v, opísaných v Ipeľskej kotline, ktoré majú síce pestrejšie litologické zloženie, ale piesky až rozpadavé pieskovce v nich tvoria významné, na povrchu zmapovateľné polohy, ich stratigrafická pozícia je totožná s piesčitými vrstvami v nadloží prachovcov lučenského súvrstvia v Lučenskej kotline.

Rozpadavé pieskovce vystupujú na povrch pri Bušinciach, sú hnedé, žltohnedé, za čerstva sivé. Sú v nich lavice pevného pieskovca nepravidelného tvaru. Pieskovce sú zvrstvené a na vrstevných plochách je hodne rastlinnej sečky. Obsahujú makroskopický glaukonit.

Rozpadavé pieskovce a piesky tvoria vrchnú časť lučenského súvrstvia vo vrte LR-3 pri Rapovciach. Sú sivé, rozpadavé, s pevnými lavicami hrubými až 30 cm.

Priemerné zastúpenie piesčitej frakcie v pieskovcoch je 52,42 %, z prímesi prevláda ílová. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 4,45. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 16,74 % a $MgCO_3$ 5,83 %.

Ílovce sú najzriedkavejším litotypom v lučenskom súvrství. Vzhľadom pripomínajú prachovce, aj priemerná hodnota stredného

Tabuľka 11 Ťažké minerály prachovcov lučenského súvrstvia vo vrte FV-1 (Blhovce; podľa M. Markovej, 1978, zostavil M. Elečko)

Ťažké minerály	Počet vzoriek	Počet pozit. vzoriek	Min. % v pozit. vzorkách	Max. % v pozit. vzorkách	Priemerné zastúpenie
granát	38	31	0,2	7,8	0,8
apatit	38	4	0,1	0,2	0,15
turmalín	38	25	0,1	0,3	0,2
titanit	38	2	-	-	0,1
amfibol	38	25	0,1	0,9	0,1
biotit	38	38	0,4	13,9	2,5
chlorit	38	38	10,9	83,4	36,0
fosfát	38	6	0,1	0,5	0,2
dolomit	38	37	13,8	81,6	48,3
rutil	38	6	0,1	0,2	0,1
staurolit	38	4	0,1	0,4	0,2
zirkón	38	4	0,1	0,2	0,1
epidot	38	3	0,1	0,2	0,1
pyrit konkr.	38	26	0,2	17,0	3,6
anatas	38	1	-	-	0,1
hyperstén	38	7	0,1	0,4	0,3
augit	38	1	-	-	0,1
leukoxén	38	12	0,1	2,5	0,5
pyrit. konkr.	38	35	0,1	57,2	8,4
limonit	38	14	0,1	2,3	0,9

momentu zrnitosti zodpovedá prachovcu (Xfi 5,15). Prevládajúcou frakciou je ílová, jej priemerné zastúpenie je 43,28 %, ale súčet percentuálneho zastúpenia prachovej a piesčitej prímеси je vyšší ako zastúpenie ílovej frakcie. Priemerné zastúpenie CaCO_3 je 20,34% a MgCO_3 7,78 %.

Ašociácie ťažkých minerálov v prachovcoch, pieskovcoch a ílovcoch lučenského súvrstvia sú často zastreté pyritom, prípadne karbonátmi. Alotigénnymi minerálmi sú chlorit, granát, zirkón, amfibol, staurolit, biotit, apatit, turmalín, anatas a rutil (tab. 11 a 12). Prevládajúcim ílovým minerálom je illit, sprevádzaný montmorillonitom a kaolinitom (M. MARKOVÁ, 1980, 1982).

Lučenské súvrstvie obsahuje hojnú faunu. Z makrofauny ide najmä o mákkýše, ktoré sú dôležité pre biostratigrafiu, ale nemenej dôležitá pre ekologické závery je aj prítomnosť iných makrozvyškov, ako sú solitérne hexakoraly, bryzoá, ježovky, kraby, otolity, rybie šupiny, zúbky žralokov a zvyšky rastlinných tiel.

Tabuľka 12 Ťažké minerály lučenského súvrstvia (eger) severná časť Lučenskej kotliny
(podľa M. Markovej, 1980, 1982)

Lokalita	Granát	Zirkon	Apetit	Turmalín	Rutil	Titanit	Anatas	Amfibol	Staurolit	Epidot	Distén	Biotit	Chlorit	Hyperstén	Pyrit, kon.	Pyrit, j.	Dolomit	Karbonát	Leukoksen	Fosfát	Limonit	Sillimant	
vrt 647	30,5 m								0,1	0,3			62,5	0,3	17,2	13,3	6,4						
	41,0 m	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						
	I. 76,5												22,2		2,4	3,8	69,9			0,7	1,0		
	95,2	+											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	0,8	+		+					1,4	4,3	8,7	0,3	62,1	14,2					
	II. 149,0	1,7	0,2	0,2	0,2								6,4	5,2	25,0	4,7	61,2	5,0					
	156,0		0,2	0,2	0,2					0,3				0,5	98,2		0,3					0,3	
		0,2		0,2																			
vrt 649	13,5 m														13,2	8,5	73,1						
	26,3		0,2												75,6	8,0	12,3						
	49,0														33,5	32,5	24,7						
	I. 67,0	0,2					0,2								47,0	4,6	38,0						
	91,0	2,4					0,5	1,6							45,7	1,6	26,3	0,8					
	108,5	6,8	1,2	0,2	0,3		0,3	0,3	0,6						14,2	4,3	58,2	4,0					
	126,2		12,1		7,0	4,1	0,3	1,0		1,0	0,3				30,4		19,5	18,3				0,3	
	II. 153,5		1,0		1,8	1,0	1,8	0,5	1,8	0,2					24,5		43,2	8,2					+
vrt 650	29,0 m														41,6	45,0	12,1						
	58,2	0,7													81,1	7,8	4,9						
	88,4	0,5					0,3								26,8	38,5	13,8						
	I. 121,8	0,7													42,3	6,5	35,0			0,2			
	139,5	0,4													73,8	4,9	17,2						
	157,8														46,1	36,8	14,8						

Na základe mäkkýšov môžeme sedimenty egeru rozdeliť na eger starší, respektíve spodný a eger mladší, respektíve vrchný eger. K spodnému egeru pričleňujeme tie vrstvy, kde v asociácii prevládajú reliktné oligocénné prvky severskej bioprovincie, k vrchnému egeru sedimenty, kde v asociáciách badáme nástup novej fauny miocénu tetýdneho typu. Pre spodný eger v litofácii prachovcov, ktoré obsahujú piesčité a ílovité vločky, sú charakteristické nasledujúce druhy: *Nucula compta* (GOLDFUSS), *Nucula schmidti* (GILBERT), *Yoldia schlotheimi* (BELL.), *Camptonectes decussatus* (GOLDFUSS), *Cavilucina droueti schloenbachi* (KOENEN), *Pitaria splendida* (MERIAN), *Diplodonta fragilis* (BRAUN), *Adeorbis carinatus* (PHIL.).

Pre vrchný eger sú v podobnej fácií charakteristické nasledujúce rody a druhy: *Nucula nucleus* (LINNAEUS), *Nucula compta* (GOLDFUSS), *Nuculana fragilis* (CHEMNITZ), *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* (ORBIGNY), *Hinia schlotheimi* (BEYRICH), *Euthriofusus burdigalensis* (DEFRANCE), *Turricula regularis* (KONINCK).

Z ekologického hľadiska spoločenstvá ako spodného, tak vrchného egeru v litofácii prachovcov poukazujú na prostredie kludného mora s mäkkým substrátom, kde sa mohli pseudososilné bivalvie dobre zahrabávať. Pohyb vody v týchto hĺbkach bol minimálny, lebo piesčito-bahnité dno by mohlo zaniest sifóny zahrabávajúcich sa živočíchov. Salinita morského prostredia bola normálna, na čo poukazujú prítomní zástupcovia pektiníd a solitérnych hexakoralov. Častá prítomnosť rastlinných zvyškov v týchto sedimentoch poukazuje na to, že osídlený areál nebol príliš vzdialený od brehu a predpokladaná hĺbka výskytu je horná hranica cirkalitorálu.

Rozpadavé pieskovce a piesky vo vrchnej časti lučenského súvrstvia vo vrte LR-3 obsahujú spoločenstvo mäkkýšov a solitérnych hexakoralov s významným druhom *Chlamys hauchecornei* (KOENEN), ktorého výskyt v Paratetyde nepresahuje eger.

Foraminifery opísala V. Kantorová vo viacerých rukopisných správach z r. 1981 - 1985 a L. TUBA (in D. VASS et al., 1987). Spoločenstvo foraminifer pozostáva i z druhov *Lenticulina moravica* (KARRER), L. cf. *occidentalis*, L. *cultrata* (MONTFORT), L. *vortex* (FICHTEL et MOLL.), L. cf. *melvilli* (CUSHMAN et RENZ), L. *denticulifera* (CUSCH), *Sphaeroidina austriaca* (d'ORBIGNY), *Syphonia reticulata* (CZYZEK), *Gavelinulla ammonoides* (REUSS), *Uvigerina ex gr. schvageri* (BRADY), U. *hantkeni* (CUSHMAN et EDWARDS), U. *gallowayi* (CUSHMAN), *Planularia wuellerstorfi* (SCHWAGER), *Heterolepa dutemplei* (d'ORBIGNY), *Astraculus fragarius* (GUEMBEL), *Chilostomella ovoidea* (REUSS), *Globobulimina pyrula* (d'ORBIGNY). Planktonické formy sú zriedkavé, ale vo vrte EV-4 sz. od Lučenca L. Tuba našiel indexovú formu zóny N 4 *Globigerinoides quadrilobatus* primordius (BANNER et BLOW). Okrem toho sa vyskytujú druhy *Globigerina praebulloides praebulloides* (BLOW et BRANNER), respektíve G. ex gr. *bulloides* (d'ORBIGNY) a G. *corpulenta* (SUBBOTINA).

Tabuľka 13 Ťažké minerály tachtienských pieskovcov vo vrte FV-1
(M. Marková, 1978, 1988)

Hĺbka v m	Ťažké minerály %	Granát	Zirkon	Apatit	Turmalín	Amfibol	Staurolit	Epidot	Biotit	Chlorit	Pyrit. konkr.	Pyritiz. jadrá	Dolomit	Leukoxén
11,00	12,44	17,5			0,2	0,2	0,5	0,7	+	1,5	2,8		76,4	0,2
29,50	11,2	3,0		0,2		0,2	0,2		0,4	3,2	0,6		90,8	1,0
44,00	6,99	2,4	0,5			0,2	+		0,7	7,2	0,2		88,1	0,5
50,50	13,9	2,8		+		+	+		1,0	6,3	+		89,7	0,2
55,40	13,91	2,7							0,8	8,6	1,0		88,7	0,2
61,00	3,25	0,2		0,2		0,2		0,2	1,0	39,3	0,3	3,2	55,5	0,3
74,2	8,35	4,8		0,2	0,2	0,2		0,2	0,4	14,6	9,8		69,4	0,2
80,2	11,1	2,3				0,5			1,0	12,2	0,6		83,2	0,2
93,2	16,76	0,4				0,2		0,2	0,2	12,0			86,5	0,7

Z mikrofaunistických výplavov opísala V. KANTOROVÁ (in lit.) tiež bryzoá: *Atactoporida badeniana*, *Batopora conica*.

Mikrofauna, hlavne foraminifery, poukazuje na prostredie normálneho mora - sublitorál, respektíve až plytší bathyál. V spodnej časti lučenského súvrstvia spoločenstvo mikrofauny poukazuje na osciláciu hladiny.

Spoločenstvo vápnitej nanoflóry R. Lehotayová (rukopisné správy 1981 - 1985) obsahuje sprievodné formy zóny NP 25 a NN 1: *Cyclocargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Reticulofenestra abisecta* (MÜLLER), *R. bisecta* (HAY), *R. lockeri* (MÜLLER), *Discolithina latelliptica* (BÁLDY-BEKE), *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER). Vo vrtoch LR-2 a LR-3, vo vrchnej časti lučenského súvrstvia boli nájdené aj druhy *Helicosphaera mediterranea* (MÜLLER), *H. carteri* (WALLICH) a *Reticulofenestra* cf. *pseudoumbilica* (GARTNER) (M. BÁLDI in D. VASS et al., 1986). Posledne menované druhy sú miocénne, avšak ojedinelý výskyt druhu *Helicosphaera mediterranea* poukazuje skôr na zónu NN 1 než na zónu NN 2, v ktorej sa tento druh hromadne vyskytuje.

Spoločenstvo sporomorfov bolo opísané z vrtu FV-1 (287,0 - 645,0 m, P. SNOPKOVÁ in D. VASS et al., 1988). V spoločenstve boli zistené sporomorfy paleotropických rastlín: *Cicatricosisporites dorogensis* R. POTT et GELL, *Cupaniedites eucaliptoides* W. KR., *Spinaepollis spinosus* W. KR., *Brosipollis scalebrosus* W. KR. Prítomné sú tiež sporomorfy arktoterciérnych rastlín: *Juglanspollenites*, *Carpinuspollenites*, *Trivestibulopollenites betuloides* PF., *Triporepollenites*. Prítomný je aj druh *Boehlencipollis* cf. *hohli* W. KR., ktorý je hlavným druhom pre stredný oligocén až chat.

Palynologické spoločenstvo lučenského súvrstvia vyhodnotila aj E. Planderová. Mikroflóra je charakterizovaná bohatým zastúpením papraďovitých rastlín, hlavne umelým rodom *Polypodiaceoisporites* div. sp., ktoré sú typické pre oligomiocénnu flóru a objavujú sa hojne v spodnom egeri a otnangu. Výtrusné sú zastúpené priebežnými druhmi, ktoré sa vyskytujú v celom spodnom miocéne. Z ihličnatých sú zastúpené hlavne druhy rodu *Cathaya*, ktoré sú typické pre oligomiocénne obdobie v paratetýdnej oblasti. Z druhov rodu *Tsuga* je typický druh *Tsuga minima* W. KR., ktorý je fylogeneticky starší než ostatné druhy rodu *Tsuga*. Z *Angiospermae* charakterizujú toto sedimentačné obdobie druhy čeľade *Myricaceae*, *Engelhardtia*, *Cyrillaceae*, *Symplocaceae*, *Sapotaceae*, ktoré tvoria subtropicko-tropickú časť vegetácie. Na druhej strane však vzrástol počet druhov rodu *Ulmus*, *Alnus*, *Betula*, ktoré avizujú ochladenie klímy vzhľadom k spodnému egeru. Takéto zloženie mikroflóry bolo zistené v sedimentoch lučenského súvrstvia na lokalite Lučenec - tehelňa.

Popri opísaných litostratigrafických jednotkách lučenského súvrstvia boli v Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine zistené dve zvláštne fácie, ktoré sa líšia od vyššie opísaných sedimentov lučenského súvrstvia. Vo vrte ED-1 pri Nových Honoch, bezprostredne pod kvartérom a na sivých prachovcoch lučenského súvrstvia ležia pestré íly (žltohnedé, sivé, hrdzavoškvrnité, ružové, zelené, svetloškvrnité a hnedé). Íly sú plastické a prechádzajú do prachovcov, respektíve hornina je laminovaná a striedajú sa laminky sivého

prachu (hrúbka cca 1 mm) s vrstvičkami hnedého ílu. Tieto vrstvy na vzhľad pripomínajú poltárske súvrstvie, avšak sú vápnité a obsahujú morskú faunu *Limopsis anomala* (AICHWALD), A. ONDREJČIKOVÁ (in D. VASS et al., 1983) a morské foraminifery.

Ďalšia zvláštna fácia bola zistená v okolí andezitových intrúzií Šiator - Karanč. Sediment na vzhľad pripomína prachovce egeru. Sú sivej farby, miestami pevné s hrubobridličnatým rozpadom. Lokálne sa v nich nachádzajú makroskopicky pozorovateľné zhluky minerálov, ktoré vznikli pravdepodobne pri kontaktnej metamorfóze. Sú v nich tiež polohy pieskovcov, ktoré zodpovedajú litickým pieskovcom a litickým drobám (J. DANILLOVÁ in D. VASS et al., 1983). V týchto sedimentoch bola nájdená kriedová mikrofauna (V. KANTOROVÁ in D. VASS et al., 1983). Nevie sa, či ide o autochtónne alebo preplavené spoločenstvo. Vek týchto vrstiev je neistý. Podľa litologickej podobnosti ich korelujeme s lučenským súvrstvom.

Miocén

Egenburg

Sedimenty a vulkanity egenburského veku budujú Cerovú vrchovinu a sú rozšírené aj v západnej časti Lučenskej kotliny. Egenburské sedimenty tvoria dve litologicky zásadne sa odlišujúce súvrstvia: spodné filakovské súvrstvie morského pôvodu a vrchné bukovinské súvrstvie kontinentálneho pôvodu. Zatiaľ čo pre prvé súvrstvie je typický piesčitý vývoj a v niektorých vrstevných jednotkách bohatá morská fauna, pre bukovinské súvrstvie sú typické štrky až zlepenca a pestré íly s úplnou absenciou morskej fauny, avšak miestami s bohatými nálezmi teplomilnej flóry. Pre bukovinské súvrstvie je typická prítomnosť lavíc ryodacitových tufov, zatiaľ čo vo filakovskom súvrství sú polohy tufov a tufitov zriedkavé a majú malú hrúbku.

Filakovské súvrstvie

Predstavuje hlavnú horninovú masu Cerovej vrchoviny a podieľa sa na stavbe juhozápadnej časti Lučenskej kotliny. Leží na lučenskom súvrství a prechod medzi oboma súvrstviami je neostrý. Tento neostrý prechod je však len zdanlivý a filakovské súvrstvie transgreduje na lučenské. Transgresiu potvrdzujú širšie súvislosti:

- eger v budinskej panve končí regresiou, ktorá znamená zánik budinskej panvy. Naopak, počas egenburgu sedimentácia prebieha v inom štruktúrnom pláne a egenburské sedimenty (t. j. filakovské súvrstvie) vznikli v novoformovanej novohradskej panve.

- fauna, nachádzajúca sa vo filakovskom súvrství, obsahuje nové druhy mäkkýšov, foraminifer a vápnitej nanoflóry.

Strop filakovského súvrstvia je ostro vymedzený a nasadá naň

spravidla bukovinské súvrstvie kontinentálneho pôvodu. Maximálna hrúbka filakovského súvrstvia dosahuje 250 m. Súvrstvie bolo na základe litologických znakov rozdelené na niekoľko nižších litostratigrafických jednotiek:

- tachtianske pieskovce
- jalovské vrstvy
- lipovianske pieskovce
- čakanovské vrstvy
- jelšovské zlepence.

T a c h t i a n s k e p i e s k o v c e - budujú strednú a východnú časť Cerovej vrchoviny od zlomu prebiehajúceho údolím Pohanského potoka (v. od obce Chramec, v. od študovaného územia) a najzápadnejšie výskyty boli zistené s. od obce Čakanovce. Sú plošne najrozsiahlejšou čiastkovou jednotkou filakovského súvrstvia. 75 - 73

Hlavnú masu tachtianskych pieskovcov tvoria rozpadavé pieskovce s lavicami. Spodnú časť tachtianskych pieskovcov tvoria rozpadavé prachovce a piesky s ojedinelými lavicami a uprostred tachtianskych pieskovcov lokálne sú polohy rozpadavých jemnozrnných pieskovcov so šlirovým habitom.

Tachtianske pieskovce laterálne a sčasti vertikálne prechádzajú do jalovských vrstiev a ležia priamo na lučenskom súvrství.

R o z p a d a v é p i e s k o v c e a p i e s k y b e z l a v í c vzhľadom a farbou pripomínajú pieskovce s lavicami, ale sú znateľne menej tmelené (až netmelené), sú jemnozrnejšie, lavice pevného pieskovca buď chýbajú, alebo sú zriedkavé a tenké (5 - 10 cm). Na povrch vystupujú na severnom úpätí Cerovej vrchoviny, s. a sz. od obce Hodejov. Vnútri Cerovej vrchoviny vystupujú v okolí obce Hajnačka a medzi Gemerským Jabloncom a Starou Baštou. 74

Piesčitá frakcia má priemerné zastúpenie 78,15 %, z prímiesí prevláda prach. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 3,55 - piesky sú jemnozrnné. Priemerná hodnota obsahu $CaCO_3$ je 15,52 %. Obsah ťažkých minerálov je v tabuľke 14.

R o z p a d a v é p i e s k o v c e s p e v n ý m i l a v i c a m i sú spravidla sivej farby, vo zvetranom stave žltohnedé až béžové. Ich typickým znakom sú lavice pevného pieskovca, ktoré na povrchových odkryvoch selektívne zvetrávajú a tvoria rímsovité výčnelky. Pieskovce obsahujú hojne sludu a glaukonit. Majú nevýrazné zvrstvenie, respektíve zvrstvenie často chýba. V pieskovcoch nebola prakticky nájdená makrofauna. 74

Priemerné zastúpenie piesčitej frakcie je 77,3 %, prevládajúcou prímiesou je prach a priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 3,06. Väčšina analyzovaných vzoriek zodpovedá jemnozrnnému piesku. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 14,65 % a $MgCO_3$ 2 %. V laviciach pevného pieskovca je obsah karbonátov vyšší, zväčša medzi 25 % a 50,9 %. Podľa petrografického zloženia pieskovce zodpovedajú litickým arkózam, respektíve vápnitým litickým arkózam (J. DANILLOVÁ in D. VASS et al., 1987). Pieskovce obsahujú glaukonit, niektoré polohy viac než 5 %. Obsah ťažkých minerálov je v tab. 13.

R o z p a d a v é p i e s k o v c e s o š l i r o v ý m h a b i t o m - od prevládajúcich litotypov tachtianskych 73

Tabuľka 14 Ťažké minerály – tachtianske pieskovce (fácia rozpadavých pieskovcov)
(M. Marková, 1981)

Číslo vzorky	Granát	Rutil	Turmalín	Titanit	Anatas	Staurolit	Distén	Zirkon	Apatit	Biotit	Chlorit	Muskovit	Amfibol	Pyroxén	Limonit	Ilmenit	Karbonát	Leukoxén	Fosfát
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	-

pieskocov sa líšia bridličnatým rozpadom a vizuálnym dojomom jemnozrnnosti. Na povrch vystupujú pri obciach Blhovec, Petrovce a vsv. od obce Belina. Prevláda piesčitá frakcia (65,55 %), z prímiesí prachová. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 3,46. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 19,79 %. V pieskococh sú ťažko odlíšiteľné polohy hrubého prachovca, s priemernou hodnotou X_{fi} - 4,70.

Tachtianske pieskovce podľa textúrnych a štruktúrnych znakov laterálnych vzťahov k iným faciálnym vývojom filakovského súvrstvia a na základe absencie morskej makrofauny považujeme za sedimenty, ktoré vznikli v lagúnach za pobrežnými piesčitými barmi.

J a l o v s k é v r s t v y sú odokryté na svahoch hrebeňa Cerovej vrchoviny, od obce Belina k JV (kóta Belinský vrch, Monica), na svahoch Pohanského vrchu jz. od Hajnačky, v širšom okolí Šiatorskej Bukovinky. Budujú časť kóty Šiator, Lazy a Karanč. Vystupujú tiež pri Čakanovciach a na hrebeni tvoriacom štátnu hranicu ČSFR s Maďarskou republikou, sz. od Šiatorskej Bukovinky. Ležia spravidla nad tachtianskymi pieskocami, alebo sa s nimi čiastočne laterálne zastupujú a sčasti sa laterálne zastupujú s lipovianskymi pieskocami a čakanovskými vrstvami.

Jalovské vrstvy tvoria pieskovce sivej, vo zvetranom stave hnedej až hnedohrdzavej farby, ktoré majú veľké šikmé zvrstvenie a sú v nich pevné lavice pieskovca. Obsahujú makroskopicky rozoznateľný glaukonit. Tvorí zhľuky, avšak priemerné zastúpenie nie je vysoké (2,41 %).

Zo sedimentárnych textúr, mimo šikmého zvrstvenia, možno pozorovať érozne korytá, laminky prachovca a ílovca. V pieskococh sa vyskytujú tenké šošovkovité polohy drobnozrnných zlepcov, fragmenty ílovcov s rozmermi 1,0, ojedinele až 8 cm, stopy po lezení a vrtavej činnosti organizmov. Smerom od bázy nahor sa zrnitosť pieskocov zmenšuje.

Šikmé zvrstvenie, ktoré je najnápadnejšou textúrou jalovských vrstiev, tvorí zväzky hrubé od 2,4 - 12,6 m. Zväzky netvoria laminy ale vrstvičky nerovnakej hrúbky od 2,0 - 17,0 cm. Úklony šikmého zvrstvenia kolíšu od 10 - 34°. Vrstvy šikmého zvrstvenia majú tangenciálny tvar a na priečnom reze vo vrstvičkách šikmého zvrstvenia pozorovať textúry typu "sandflow". Sú to šošovky pieskovca, ktoré vznikli zosúvaním piesku po strmom svahu duny. Vrstvičky jednotlivých zväzkov majú vnútornú textúru, sú pozitívne výrazne zvrstvené, na ich bázach sú hrubozrnné piesky, prípadne drobné štrky.

Drobnozrnné zlepence sú tvorené dobre opracovanými valúmi rezistentných hornín. Sú to hlavne rohovce čiernej, hnedej, tmavozelenej farby a mliečny kremeň.

Pieskovce miestami obsahujú drť hrubostenných schránok morských organizmov.

V pieskococh obsah piesčitej frakcie dosahuje 96,8 %, prímies tvorí prach a drobný štrk, ílová-prímies je zanedbateľná. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 1,51, piesky sú prevažne strednozrnné. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 6,7 % v laviciach, v pevných pieskococh je obsah $CaCO_3$ vyšší, kolíše od 25 % do

49 %. Podľa petrografického zloženia možno pieskovce označiť za arkózy a arkózovité pieskovce. V nomenklatúrnom diagrame kremeň - živec - úlomky hornín zodpovedajú litickým arkózam, respektíve vápnitým litickým arkózam (J. DANILLOVÁ in D. VASS et al., 1978).

Pieskovce jalovských vrstiev vytvárajú telesá, ktoré na základe rozmerov a vnútornej textúry môžeme identifikovať ako "sandvawe" a ako výplne prílivových kanálov ("tidal channel"), ktoré pretínali pobrežné piesčité bary.

J e l š o v s k é z l e p e n c e boli opísané zo štrkoviska sv. od obce Jelšovce. Sú tvorené rozpadavými zlepenkami, ktoré sa striedajú s polohami piesku - rozpadavého pieskovca. Toto striedanie sa cyklicky opakuje. V rámci cyklu možno pozorovať pozitívnu gradáciu a cykly ako celky smerom do nadložia znižujú veľkosť klastického materiálu. Hrúbka cyklov kolíše od 0,3 - 3,4 m, prípadne aj viac. Zo sedimentárnych textúr tu možno pozorovať erózne korytá, šikmé zvrstvenie piesčitých polôh. U väčšiny polôh zlepenecov pozorujeme imbrikáciu valúnov.

Petrograficky sú zlepence polymiktné (tab. 31). Prevládajú valúny kremenca a kremitého pieskovca, hojné sú valúny karbonátov (kremitý vápenec, svetlý vápenec, svetlosivý a sivý dolomit, rohovcový vápenec), drobnozrnný zlepenec, tmavý až čierny rádiolarit, silicit, silicit s numulitmi, tmavý limnokvarcit. Intraformačným prvkom sú valúny ryodacitu (tab. 18). V ílovej frakcii pieskov prevláda montmorillonit. Zlepence obsahujú neurčiteľné zvyšky morskej makrofauny.

Prítomnosťou morskej fauny a prítomnosťou valúnov karbonátov sa jelšovské zlepence líšia od štrkov bukovinského súvrstvia a sú blízke zlepencom darmotských vrstiev v Ipeľskej kotline.

Jelšovské zlepence predstavujú výnosový kužel rieky vyúsťujúcej do egenburského mora.

L i p o v i a n s k e p i e s k o v c e sú rozšírené v západnej časti Cerovej vrchoviny, ale aj v juhozápadnej časti Lučenskej kotliny. Sú čiastkovým laterálnym ekvivalentom jalovských vrstiev a smerom na JZ sa laterálne zastupujú s čakanovskými vrstvami.

Sú to sivé, v zvetranom stave hnedé, hnedozelené a hrdzavohnedé rozpadavé pieskovce. Sú v nich polohy siltovcov, polohy ryodacitových tufov až tufitov a polohy zlepenecov, respektíve rozptýlené valúny. Typickým znakom týchto pieskovcov je pomerne hojný výskyt morskej makrofauny. V pieskovcoch pozorovať sedimentárne textúry, ako sú vlnité zvrstvenie s hrúbkou lamín 0,5 cm, drobné čerinové alebo šošovkové zvrstvenie s výškou čerín do 2,5 cm, šikmé zvrstvenie s malými až strednými výškami zväzkov (4 - 30 cm). Sklon lamín kolíše od 10 - 30°, bazálne švy sú ostré, erozívne, korytového tvaru. Zväzky majú šošovkovitý tvar (0,5 - 2,0 cm), lamíny vnútri zväzkov sú tangenciálne. Na odkryve pri Mučine sú v šikmom zvrstvení pelitické polohy.

Priemerné zastúpenie piesčitej frakcie je 63,79 %, z prímiesi prevláda prachová. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 4,23. Je to hodnota zodpovedajúca hrubému prachu a je odrazom veľmi zlého triedenia sedimentu tak, že medzi percentuálnym zastúpením

71

70

Tabuľka 16 Ťažké minerály lipovianskych pieskovcov Cerovej vrchoviny z. od Fialakova (podľa M. Markovej, 1968, 1970)

	Lipovianske pieskovce						
	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-95
obsah ťažkých minerálov %	0,57	0,52	0,59	0,68	0,71	1,60	0,12
granát	38	26	13	11	21	60	4
apatit	2	-	+	-	-	1	1
turmalín	1				-	+	2
rutil					-	2	1
anatas					-	1	-
staurolit					1	5	-
epidot-zoizit				2	1	1	-
distén	-	1	1	+	+	1	
chlorit	4	6	13	5	9	-	4
biotit metamorf.					-	+	-
biotit vulkanolog.					-	-	1
amfibol metamorf.	1	4	3	1	2	-	-
olivín					1	1	-
pyroxén					2	1	1
andaluzit					-	-	-
karbonát	27	45	48	66	34	12	62
rudy	12	17	22	15	28	18	21
fosf. zvyš. organ.			+	+	1	-	3
beta kremeň					+	-	-

piesčitej frakcie a súčtom prachovej a ílovej frakcie je malý rozdiel. Priemerné zastúpenie CaCO_3 je 8,76 % a MgCO_3 5,48 %. Z karbonátov teda prevláda dolomit nad kalcitom. Podľa petrografického zloženia pieskovce zodpovedajú arkózam až arkózovitým pieskovcom, respektíve v trojuholníkovom diagrame kremeň - živce - úlomky hornín zodpovedajú litickým arkózam (J. DANILLOVÁ in D. VASS et al., 1987).

Pevné lavice sú tmelené dolomitovým tmelom, ktorého podiel z celkovej horniny tvorí 11,6 - 39,75 %. Ojedinele je tmel kremitý. Priemerný obsah glaukonitu je 6,09 % a lipovianske pieskovce možno kvalifikovať ako glaukonitické. Obsah ťažkých minerálov je v tab. 15 a 16.

V lipovianskych pieskovcoch sú polohy prachovcov s priemerným zastúpením prachovej frakcie 51,59 % a približne s rovnakým zastúpením

piesčitej a prachovej frakcie. Priemerná hodnota Xfi je 5,36. Priemerný obsah CaCO_3 je 14,32 %, obsah MgCO_3 je 4,72 %.

V lipovianskych pieskovcoch sa vyskytujú zlepenec, tvoriace polohy, respektíve šošovky veľkej hrúbky (do 1,0 m), respektíve šmuky izolovaných valúnov. Zlepenec sú drobno- až strednozrnné, ojedinele aj hrubozrnné. Maximálny priemer valúnov je do 12 cm. Tvoria ich valúny rezistentných hornín (kremeň, kremec, rohovec a iné).

Podľa sedimentárnych textúr a hojného výskytu morskej makrofauny, lipovianske pieskovce vznikli na vonkajšej strane piesčitých pobrežných barov na intertidálnej plošine a pobrežnej plytčine, t. j. v prostredí, ktorého dynamika bola kontrolovaná prílivovo-odlivovými prúdmi.

Lipovianske pieskovce obsahujú veľmi bohaté spoločenstvá mäkkýšov, ktoré podrobne spracovala A. ONDREJIČKOVÁ (1972). Prevládajú v nich miocénne druhy. Na egenburgský vek poukazujú zvlášť Pectenidae: Pecten pseudobeudanti (DĚP.-ROM.), Pecten benedictus (LMK.), Pecten hornensis (DĚP.-ROM.), Chlamys gigas (SCHOTT.), Chlamys palmata (LMK.), ďalej Glycimeris fichteli (DESH.), Cardita zelebori (HOERN.), Cardium burdigalinum grande (SCHAFF.), Lutraria sanna major (SCHAFF.), Lutraria sanna maxima (SCHAFF.) etc.

Pieskovce so šikmým zvrstvením s konkávnymi laminami a s tenkými (0,3 - 0,4 m) polohami zlepenecov s. od Bušiniac obsahujú hrubostennú makrofaunu. J. SENEŠ (1952) tam identifikoval druhy: Ostrea gingensis, O. edulis, Anomia ehippium, A. costata (BROCE).

Č a k a n o v s k é v r s t v y sa vyskytujú len v západnej časti Cerovej vrchoviny, kde sa laterálne zastupujú s lipovianskymi pieskovcami. Ich významnejšie polohy vystupujú v okolí a j. od obce Mučín, v okolí obce Pleš, z. a j. od Čakanoviec, z. od Radzoviec a medzi obcami Trebeľovce a Ratka.

Sú to sivé, modrosivé prachovce až jemnozrnné pieskovce. Majú bridličnatý rozpad (šlír) a obsahujú pomerne hojnú tenkostennú morskú makrofaunu.

V prachovcoch je priemerné zastúpenie prachovej frakcie 45,19 %, prevláda piesčitá prímes. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti Xfi je 5,43, čo zodpovedá strednému prachu. Priemerný obsah CaCO_3 je 13,87 %, MgCO_3 je 5,25 %.

³U pieskovcov čakanovských vrstiev je priemerné zastúpenie piesčitej frakcie 50,48 %, z prímesi prevláda prachová. Stredná hodnota stredného momentu zrnitosti Xfi je 4,82. Priemerný obsah CaCO_3 je 9,83 % a MgCO_3 5,08 %. Obsah ťažkých minerálov je uvedený v tab. 17.

R y o d a c i t o v é t u f y a t u f i t y - tvoria v lipovianskych pieskovcoch, respektíve v čakanovských vrstvách polohy hrubé od 0,5 cm do niekoľkých cm. Sú svetlosivej farby. Niekedy je v nich pozorovateľná vnútorná textúra - striedanie svetlejších a tmavších vrstvičiek a lamín. Možno v nich makroskopicky identifikovať drobné pemzy, biotit, na vrstevných plochách úlomky zuhoľnatených rastlinných tiel a obsahujú morskú makrofaunu. Niektoré

69

68

tufy a tufity majú nízku špecifickú hmotnosť a azda obsahujú aj rozsievky. M. MARKOVÁ (1967) opísala tieto horniny ako eolické tufy.

Biotit z ryodacitového tufu z lipovianskych pieskovcov bol rádiometricky datovaný metódou stôp po delení uránu (F. T.) a rádiometrický vek je $20,6 \pm 0,5$ m. r. (I. REPČOK, 1987). Tento numerický vekový údaj je v súlade s rádiometrickou škálou paratetýdneho neogénu, kde numerické veki bázy a stropu egenburgu sú 22,0 respektíve 19,0 m. r. (D. VASS et al., 1985).

V lipovianskych pieskovcoch, respektíve čakanovských vrstvách sa vzáčne našli polohy diatomitického ílovca (v rokline jv. od Kalondy). Je to celistvá, ľahká, jemne bridličnatá, modrosivá a svetlosivá pelitická hornina s hladkým lomom, respektíve tenkočrepi-novitým rozpadom.

Čakanovské vrstvy obsahujú bohaté asociácie morských mäkkýšov. Na egenburgský vek vrstiev poukazujú subspécie *Lutraria sanna maxima* (SCHAFF.), *L. sanna major* (SCHAFF.), *Isocardia subtransversa major* (HOELZL) typické pre egenburg Paratetýdy a *Thracia dollfusi* (COSSM.-PEYR.), (A. ONDREJČIKOVÁ, 1972).

Na základe ekológie fauny, ale i na základe sedimentologických kritérií vychádza, že čakanovské vrstvy sú relatívne najhlbkovodnejšou faciou filakovského súvrstvia. Vznikli pred piesčitými barmi a pod úrovňou dosahu účinkov prílivu a odlivu.

B u k o v i n s k é s ú v r s t v i e tvorí vrchnú časť egenburgu. Leží na filakovskom súvrství, v severozápadnej časti Lučenskej kotliny aj na lučenskom súvrství. Usadilo sa po denudačnom zreze a jeho kontakt s podložím je ostrý. V nadloží sú sedimenty otnangu - šalgótarjánske súvrstvie, ale miestami, kde pokarpatská

Tabuľka 18. Petrografické zloženie jelšovských zlepenecov

	Jelšovec
kremenec	33,9
kremeň	9,0
hrubozrn. kremenec	30,1
krem. porfýr	6,0
lydit	1,6
vápenec sv.	5,3
tm. (krem.) váp.	9,8
ružový vápenec	1,6
drobnozrn. zlepenec	0,8
ryolit-ryodacit	2,3
tmavý silicit s numulitmi	1 valún

denudácia odstránila mladšie členy spodného miocénu, je bukovinské súvrstvie zakryté vulkanitmi bádenu, sedimentami pontu alebo bazaltami plio-pleistocénu. Súvrstvie sa podieľa na stavbe Cerovej vrchoviny a je súčasťou výplne západnej časti Lučenskej kotliny. Na povrch vystupuje medzi obcami Šiatorská Bukovinka a Kalonda, pri obci Pleš, s. od Mučina, medzi Veľkou n/Ipľom a Ľupočou. Hrúbka je nestála, kolíše od niekoľkých metrov do cca 200 m (vo vrte EV-1 pri obci Ľupoč je neprevrtná hrúbka súvrstvia 190 m).

Súvrstvie predstavuje sled, respektíve cyklické striedanie štrkov, pieskov, pestrých ílov. Do týchto sedimentárnych hornín sa vkladajú lavice a polohy ryodacitových tufov a tufitov.

- 67 Š t r k y, ako to ukázali vrty, vystupujú na báze alebo v spodnej časti súvrstvia. Tvoria polohy či šošovky. hrubé od niekoľkých dm do niekoľkých metrov. Zriedkavo sa v nich vyskytujú lavice tmelené železitým tmelom. Sú drobné- až hrubozrnné, najčastejší priemer valúnov je 4 - 6 cm, maximálna veľkosť valúnov dosahuje 20 cm. Valúny sú dobre a stredne opracované. Prevládajú valúny rezistentných hornín (tab. 19): kremenec, kremeň (75 až 91 %), z ostatných, zriedkavo zastúpených valúnov, sú to vyššie metamorfované horniny, metamorfované magmatity, granitoidy, kremitý porfýr, bázické horniny, metamorfované klastické sedimenty, tmavé bridlice, arkózy, rohovcové vápence, valúny intraformačných alebo terciérnych hornín (ryodacit, prachovec, ílovec, glaukonitické pieskovce). Na rozdiel od jelšovských zlepcov neobsahujú valúny karbonátov, s výnimkou ojedinelých rohovcových vápencov v štrkovni pri Šiatorskej Bukovinke. Na druhej strane, štrky bukovinského súvrstvia sa svojím zložením podobajú štrkom poltárskeho súvrstvia a tam, kde sa obe súvrstvia stýkajú (napríklad medzi potokmi Jelšovník a Kolárovským potokom, t. j. medzi obcou Jelšovec a Lučencom), nemožno ich od seba spoľahlivo odlíšiť.

- 67 P i e s k y sú sivej, vo zvetranom stave hnedej farby. Tvoria súvislé alebo šošovkové telesá, hrubé niekoľko desiatok cm až niekoľko metrov (0,3 až 14 m). So štrkami sú spojené gradačnými prechodmi, ale nezriedka sú od nich ostro oddelené. Sú jemnozrnné až strednozrnné, nevápnité. Zvyčajne sú nevýrazne zvrstvené a bolo v nich pozorované horizontálne a šikmé zvrstvenie. Zväzky šikmého zvrstvenia tvoria vrstvičky hrubé až 7 cm. Pri báze zväzkov sa koncentrujú drobné valúniky a vrstvičky, ktoré majú gradačné zvrstvenie. Na bázach piesčitých polôh, ak ležia uprostred prachovcov či ílov, pozorovať vtlačeníny - piesky sa vtláčajú do ílov či prachovcov. V telesách pieskov možno vzácne pozorovať aj sklzové textúry. V pieskoch sú miestami lavičky pevného pieskovca. Tmel týchto lavičiek je karbonatický.

V pieskoch je priemerný obsah piesčitej frakcie 61,94 %, z prímiesí prevláda prachová. Priemerná hodnota X_{fi} je 4,34. Priemerný obsah $CaCO_3$ a $MgCO_3$ je 3,47 % a 2,36 %.

V klastickom materiáli vysoko prevládajú zrnká kremeňa nad živcami, úlomkami stabilných a nestabilných hornín. Vulkanogénnu prímies reprezentujú úlomky beta kremeňa, čast živcov, hexagonálne šupinky biotitu. Základná hmota je ílovitá a býva limonitizovaná

(H. JURKOVIČOVÁ in D. VASS et al., 1986). Ťažké minerály sú uvedené v tab. 20.

V pieskoch sa miestami vyskytujú utopené valúny rezistentných hornín a zriedkavo aj konkrécie pelosideritu. Nájdu sa tiež zuhoľnaté úlomky rastlinných tiel.

P e s t r é í l y a prachy - prachovce sú podľa profilov bukovinského súvrstvia, ktoré poskytli vrty, najhojnejším litotypom súvrstvia. Tvoria polohy hrubé 0,5 - 12 m, nezriedka aj viac. Vyskytujú sa v dvoch varietach. Buď ide o striedanie ílov a prachov, ktoré sú pestro sfarbené - zelené, červené, fialové, purpurové, žlté, sivé, hnedé, sivé s hnedými škvrnami a ďalšie prechodné odtiene, alebo prevládajúcim sfarbením je zelená, olivovozelená, sivozelená až tmavozelená.

Íly a prachy sú nevápnité, zriedka slabovápnité. Obsah karbonátov narastá tam, kde sú v íloch karbonatické konkrécie (priemer okolo 5 cm) a žilky vyplnené karbonátovou múčkou. Polohy ílov, v ktorých je málo piesčitej prímеси, sú za mokra plastické, za sucha majú drobnokockovitý rozpad. Íly, zvlášť prachy, bývajú spravidla piesčité.

U prachov je priemerné zastúpenie prachovej frakcie 50,24 %, prevládajúca prímes je ílovitá. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 6,18. Priemerný obsah $CaCO_3$ a $MgCO_3$ je 3,2 % a 2,73 %.

U ílov je priemerné zastúpenie ílovej frakcie 52,78 %, z prímеси prevláda prach. Priemerná hodnota X_{fi} je 7,28. Priemerný obsah $CaCO_3$ a $MgCO_3$ je 5,82 %, respektíve 3,28 %.

Zriedkavo sa vyskytujú polohy ľahkých pelitov - ide asi o diatomitické ílovce a silicifikované polohy. Prevládajúcim ílovým minerálom je illit sprevádzaný kaolinitom, respektíve ide o asociáciu illit-montmorillonit - kaolinit - minerály IM štruktúry (M. MARKOVÁ, 1980).

V íloch, respektíve v prachoch, sa vzácné vyskytujú aj laminky až vrstvičky uhlia. Napríklad vo vrte EV-1 pri Veľkej n/Iplom sú tri obzory s vrstvičkami uhlia hrubými 3 - 5 cm. Prítomné sú tiež polohy uhoľných ílov. Pri samote Hlbina (Galamba) sz. od Čakanoviec vystupujú na povrch slojky ílovitého uhlia s veľkým podielom popola. Toto uhlie bolo v minulosti v malom množstve ťažené obyvateľmi okolitých samôt pre ich domácu potrebu.

R y o d a c i t o v é t u f y a t u f i t y vystupujú zväčša v spodnej a strednej časti súvrstvia, ale v okolí Čakanoviec ležia aj na vrchu súvrstvia a podstielajú nadložné pötorské vrstvy. Tvoria polohy hrubé 0,5 až 17,0 m, prípadne aj viac. Sú sivej, nazelenalej farby, ale aj tmavé (tmavé sfarbenie spôsobuje uhoľná hmota rozptýlená v matrix). Sú jemné až hrubozrnné. V tufoch možno makroskopicky vidieť úlomky pemzy, biotit a vzácné obsidián. Tufy laterálne a vertikálne prechádzajú do tufitu až tufitického pieskovca. Miestami obsahujú hojné úlomky zuhoľnatých rastlinných tiel. Niektoré polohy tufu sú silne argilitizované a produktmi rozpadu sú montmorillonit, illit, miestami (napr. na jv. od Orminej hory, pri Novej Bašte) klinoptilolit (E. ŠAMAJOVÁ, 1986, I. VARGA, 1987).

Tabuľka 19 Petrografické zloženie štrkov bukovinského súvrstvia

	Čakanovce	Lipovany	Šiatorská Bukovinka
kremeneč	52,8	71,15	49,69
kremeň	26,4	16,3	39,21
dynamomet. kongl.		2,56	
hrubozrn. kremeneč		0,64	
tm. kremitá bridlica	0,9		
arkóza	0,9		
kremitý porfýr	10,4	1,28	
lydit	3,8	3,85	1,96
tm. (krem.) váp.			0,49
rohovec	1,8		2,45 tmavý
porfyroid	0,9		
granitoid		1,92	7,35
kryšt. bridlica	0,9		
glaukonit. piesk.		0,64	
ryolit-ryodac.	0,9	1,28	1,96
siltovec		0,64	1,96
pieskovec-ílovec			0,49
flovito-želez. konkr.			0,49
bázická hornina			1,96 ^x
hnedý rohovecový váp.			0,98
tmavý silicit s numulitmi			

V bukovinskom súvrství sa pomerne hojne nachádzajú zvyšky rastlín, počínajúc veľkými prekremenými pňami stromov cez zuhoľnatené úlomky rastlín až po odtlačky listov, spóry a pely. Listy z lokality pri Lipovanoch opísal F. NĚMEJC (1967), neskôr E. KNOBLOCH in A. PAPP et al. (1973, str. 224 - 226). Sú to: *Myrica cf. sagoriana* (ETT.), aff. *Quercus neriifolia* (A. BRAUN et HEER), *Cyclocarya cyclocarya* (SCHLECHT KNOBL.), *Engelhardtia macroptera* (BRONGN.) ETT., *Daphnogene spectabile* (HEER) KNOBL., *D. bilinica* (UNG.) KVAČ. et KNOBL., *D. cinnamomeifolia* (BRONGN.) BRAUN, *Laurophyllum cf. reuss* (ETT.) NĚM. et KNOBL., *L. cf. 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., *Laurophyllum sp.* (*Laurus cf. primigenia* Ung. sensu WEYL.), *Diospyros brachysepala* AL. BRAUN, *Ceanothus sp.*, *Rhus coriacea* (ENGELH.), *Acer angustilobum* (HEER), *Sapindus falcifolius* BL. BRAUN, *Robinia regelii* HEER, aff. *Andromeda sp.*, *Calamus noszkyi* (JABL.).

Mikroflóru bukovinského súvrstvia na lokalitách Lipovany a Čakanovce (vrt ČL-2) študovala E. Planderová (tab. 44).

Z výtrusných druhov sú z vekového i paleoekologického hľadiska dôležité *Leiotriletes maxoides maxoides* W. KR., *Leiotriletes microlepidoides* W. KR., *L. maxoides maximus* W. KR., *L. adriennis pseudomaximus* W. KR., ktoré patria do čelade Schizaceae (druhy rodu *Lygodium*) a avizujú tropicko-subtropickú klímu.

Aj ostatné druhy flóry nahosemenných a krytosemenných sú zložené prevažne z teplomilných druhov, ako sú staré typy Myricaceae, Myricipites bituitus (R. POT.) NAGY, M. myricoides (KREMP.) NAGY, Sapotaceae, Engelhardtia. Na druhej strane, percentuálne ustúpilo zastúpenie arktoterciérnych druhov (*Ulmus*, *Betula*, *Alnus*). Klíma bola v tomto období teplá, subtropicko-tropická, teplejšia ako v období vrchného egeru.

Autochtónnu morskú faunu bukovinské súvrstvie neobsahuje, ale našli sa preplávané ostne ježoviek a rádiolárie.

Rádiometrické veki ryodacitových tufov uvádzané v starších prácach (napríklad D. VASS et al., 1971), považujeme za nereálne. Novšie datovanie metódou stôp po delení uránu (F. T.) a K/Ar datovania $20,1 \pm 0,3$ m. y. a $19,7 \pm 0,2$ m. r. (I. REPČOK, 1987, J. KANTOR et al., 1988) sa zdajú byť reálnejšie a poukazujú na egenburgský vek tufov.

Tento záver podporuje aj teplomilná flóra opísaná z Lipovian. Je to najteplomilnejšie spoločenstvo flóry doposiaľ známe zo západokarpatského neogénu. Toto spoločenstvo nemohlo žiť počas otnangu, ktorý podľa údajov, ktoré uvádzajú F. RÜGL – F. STEININGER (1984), bol obdobím ochladenia v celosvetovom meradle.

Bukovinské súvrstvie vzniklo v riečnom prostredí. Štrky predstavujú korytovú riečnu fáciu, piesky sú sedimentmi agradačných valov, íly a prachy vznikali na riečnej nive, keď voda vystúpila z koryta, pretrhla agradačné valy a zaliala poriečnu nivu.

Otnang

Šalgótarjánske súvrstvie

Sedimenty otnangského veku sú rozšírené v juhozápadnej časti Lučenskej kotliny a v strednej časti Cerovej vrchoviny pri Čakanovciach a Lipovanoch. Vytvárajú šalgótarjánske súvrstvie, ktoré pozostáva z dvoch vrstevných celkov z pôtorských a plachtinských vrstiev. Maximálna hrúbka sedimentov celého otnangu na území regiónu je cca 200 m.

Pô t o r s k é v r s t v y tvoria spodnú časť šalgótarjánskeho súvrstvia. Ležia konkordantne na bukovinskom súvrství a bývajú zakryté plachtinskými vrstvami. V okolí Čakanoviec a Lipovian predstavujú denudačný relikť, zakrytý buď bazaltami cerovej formácie alebo deluviálnymi hlinami. Hrúbka pôtorských vrstiev koliše od 35 do 50 m, ojedinele aj 70 m.

65

Pôtorské vrstvy sú tvorené prevažne pieskami vzácné slabo stmelenými, v ktorých sú uložené uhoľné sloje a polohy piesčitých ílov až prachovcov. Ležia: buď horizontálne, alebo sú uklonené pod uhlom $10 - 30^{\circ}$ k JZ.

P i e s k y predstavujú prevládajúci litotyp pôtorských vrstiev. Tvoria polohy hrubé niekoľko m, respektíve viac ako 10 m. Sú sivé, svetlosivé, vo vzetranom stave hnedé, hrdzavohnedé, žltohnedé, okrové. Sú jemno- až stredozrnité, nevápnité, sludnaté. Sú šikmo a horizontálne zvrstvené. Miestami obsahujú drobné valúniky kremeňa a kremenca. Vzácné sa nájdu lavice pevného pieskovca a 10 až 12 cm hrubé polohy tmelené železitým tmelom. Hydroxidy Fe tvoria aj povlaky na vrstevných plochách a na týchto spevnených vrstevných plochách možno pozorovať bioglyfy. V pieskoch sú úlomky zuhoľnatených rastlín, výplne dutín po pňoch stromov a v podloží uhoľných slojov výplne dutín koreňov. Priemerné zastúpenie piesčitej frakcie je 77,78 %, z prímiesi prevláda prachová nad ílom, drobné valúny sú prítomné ojedinele. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 3,36 čo zodpovedá jemnozrnnému piesku. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 1,32 % a $MgCO$ 1,87 %, t. j. piesky sú nekarbonatické.

Prevládajúcou klastickou zložkou pieskov sú zrnká kremeňa. Na základe pomeru voči ostatným hlavným zložkám J. DANILOVÁ (in D. VASS et al., 1983) zaradila lavice pieskovcov medzi litické droby. V pieskoch - pieskovcoch bola zistená aj tufitická prímes. V asociácii ťažkých alotigénnych minerálov (tab. 21) prevláda granát, hojný je chlorit a epidot. Prítomné sú turmalín, apatit, biotit, zirkón, distén, staurolit, ilmenit. Z autigénnych minerálov je hojný siderit a pyrit (M. MARKOVÁ, 1980, H. JURKOVIČOVÁ in D. VASS et al., 1985, 1987). Pre asociáciu sú typickou zložkou minerály kyslých magmatických hornín, t. j. minerály dispergovaného ryodacitového materiálu.

Í l y a p r a c h y tvoria polohy hrubé niekoľko cm až 5 m. Sú zelenej, zelenosivej farby, nevápnité. Ílová zložka je tvorená illitom a prímiesou kaolinitu a montmorillonitu.

U h o ľ n é s l o j e sú typickým prvkom pôtorských vrstiev. V okolí Čakanoviec sú vyvinuté dva sloje, vrchný - hrubý 0,8 až 1 m so štyrmi preplástkami uhoľných bridlíc, hrubými 2 - 3 cm, spodný - hrubý 1,2 - 1,5 m, preplásky ho delia na tri lavice. Medzi slojmi je 12 - 15 m hrubá poloha piesku (G. HOLEC, 1968). V juhozápadnej časti Lučenskej kotliny, v okrajových kryhách strhársko-trenčskej prepadliny, sú vyvinuté dva sloje. Spodný, ktorý zodpovedá III. sloju v Ipelskej kotline (ložisko Pôtor - Dolina), je hrubý 1,6 až 4,3 m. Pri Malých Dálovciach sú v ňom 3 polohy uhoľných ílov. V nadloží tohto sloja je ojedinele vyvinutý vrchný sloj (ekvivalent I. sloja v Ipelskej kotline), ktorého hrúbka kolíše od 0,45 do 2,1 m (Š. ĎAĎO, 1955, J. KLUBERT, 1984, D. VASS - M. ELEČKO, 1988, L. ŠKVARKA et al., 1989). Miestami sa v pôtorských vrstvách vyskytujú aj ďalšie tenké slojky uhlia, zrejme šoškovkového tvaru. Uhlie je tmavohnedé až čierne, lesklé, s hneďm vrypom.

Vo vrte LKŠ-1 (hĺbka 340,3 - 340,9 m) v prachovcových, respektíve ílovitých pieskovcoch sa našla morská fauna mäkkýšov drobného

vzrastu, z ktorej sa dali určiť tieto druhy: Pelecycora polytropa (ANDERS.), Corbula gibba (OLIVI) a Hinia cf. schlotheimi (BEYRICH) (A. Ondrejčíková). Prvý a posledný z nich sa v paratetýdnej oblasti nevyskytuje vyššie ako v egenburgu.

Mikroflóru pôtorských vrsiev spracovala E. Planderová. Asociácie sporomorfov z uhoľnatých slajov a ílov, ktoré sloje sprevádzajú, sú podobné asociáciám z bukovinského súvrstvia.

Typická asociácia sporomorfov pozostáva z veľkých leiotrilétnych spór, ktoré môžeme zaradiť do rodu Lygodium. Sú typické pre teplé obdobie oligocénu a miocénu. V asociáciách prevládajú spóry a peľové zrná autochtónnych rastlín subtropických močiariarov s dominanciou taxodiovitých, Nyssaceae, Myricaceae, Sapotaceae, Cyrillaceae, Symplocaceae. Toto spoločenstvo je typické pre vlhkú subtropickú klímu s klimatickým optimom pre rozvoj subtropickej vegetácie. Mediteránna flóra bola zastúpená pelami z rodu Cinnamomum, ktorých výskyt bol zistený palynologicky.

Pôtorské vrstvy sú sedimenty, ktoré vznikli v riečnom a močiarnom prostredí. Nález morskej fauny poukazuje na epizodický prienik mora s normálnou salinitou do uvedeného prostredia.

Plachtinské vrstvy tvoria vrchnú časť šalgótarjánskeho súvrstvia. Ležia konkordantne (postupný prechod) na pôtorských vrstvách. Sú zakryté sedimentmi modrokamenského súvrstvia karpatského veku, prechod do nadložja je neostrý. V okolí Ľuboriečky, na plachtinských vrstvách, po erozívnom zreze ležia bádenské vulkanoklastiká. Keď vystupujú k povrchu, sú zakryté deluviálnymi hlinami.

Hrúbka plachtinských vrstiev je 150 - 200 m. Sú to íly až ílovce a prachovce sivomodrej farby, vo zvetranom stave sivozelené, sivohnedé, žltohnedé. Ide o sedimenty litologicky i farebne veľmi monotónne. Za mokra sú plastické, za sucha sa rozpadávajú na bridličky i drobné lavičky, respektíve majú črepinový rozpad. Na zvyčajne nevýrazných vrstevných plochách, zvlášť u prachovcov, sú rozoznateľné šupinky sludy. Ojedinele bolo zistené zvlnené zvrstvenie a laminácia, pričom sa striedali laminky ílu a prachu. Vo vrstvách sa vyskytujú tmavosivé polohy, zrejme obohatené o organickú hmotu. Sú hrubé okolo 5 cm.

Podľa zrnitostných analýz sú plachtinské vrstvy tvorené prevažne prachovcami s priemerným zastúpením prachovej frakcie 67,45 %. Z prímiesí prevláda íl nad pieskom. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 6,35. Polohy ílov i jemnozrnných pieskov, v ktorých podiel prevládajúcej frakcie len málo presahuje 50 % a obsahujú hojne prachovú prímies, majú priemerné hodnoty stredného momentu zrnitosti X_{fi} 6,76, respektíve 4,91, čo sú hodnoty zodpovedajúce prachovcom. Priemerný obsah $CaCO_3$ a $MgCO_3$ v prachovcoch je 3,81 %, respektíve 2,62 %, v ílovcoch je nižší - 1,64 % a 2,1 % a u pieskovcov 5,41, respektíve 3,09 %. V ílovej frakcii prevláda montmorillonit a sprevádza ho ílit.

V plachtinských vrstvách sa piesky spravidla nevyskytujú. Neplatí to však pre vývoj v Lučenskej kotline, kde napríklad v okolí Veľkej nad Ipľom boli vrtmi zistené polohy piesku s úlomkami zuhoľnatých rastlinných tiel.

V spoločenstve ťažkých minerálov terigénneho pôvodu prevládajú granát a chlorit, menej hojnú sú zirkón, epidot, biotit, apatit, distén. Vcelku sa spoločenstvo podobá ťažkým minerálom z pôtorských vrstiev (H. JURKOVIČOVÁ in D. VASS et al., 1987).

Vrchná časť plachtinských vrstiev 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 mimo iného boli identifikované druhy *Uvigerina bononiensis primiformis* (PAPP et TURNOVSKY), *U. parkeri breviformis* (PAPP et TURNOVSKY), *Globigerina praebuloides* (BLOW) s prechodnými formami k druhu *G. primordius*, *G. woodi woodi* (JENKINS), *Cibicides borislavensis* (AISENSTUT), *C. carpaticus* (MJATLIUK) a početné jedince druhu *Lenticulina cultrata* (MONTFORT). V pomerne bohatom spoločenstve nanoplanktónu sa našli druhy významné z biostratigrafického hľadiska: *Cricolithus ionesi* (COKON), *Discoaster aulacos* (GARTNER), *Helicosphaera ampliapertha* (BRAMLETTE et WILCOXON), *H. carteri* (WALLICH) KAMPTNER, *H. mediterranea* (MÜLLER), *Sphenolithus pacificus* (MARTINI), *racosphaera* sp. (V. KANTOROVÁ, R. LEHOTAYOVA in D. VASS et al., 1987). Zatiaľ čo spoločenstvo foraminifer poukazuje na spodnomiocénny vek s istou afinitou k vrchnej časti spodného miocénu, spoločenstvo vápnitej nanoflóry bližšie určuje vek vrchnej časti plachtinských vrstiev: nanoplanktonická zóna NN 3 až spodná časť NN 4, t. j. otnang.

Spoločenstvá mikroflóry, ktoré študovala E. Planderová, sú bohaté na druhy autochtých aj alochtých sporomorf. Veľké leiotrilétne spory sa vo vzorkách už neobjavili, ani ostatné tropické prvky flóry, ako pely z čeľade Sapotaceae a Symploceae. Prevažne mali intermediárne peľové zrná, ako *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Pinus* s rôznymi druhmi. Hojne sa vyskytli aj peľové zrná rodu *Alnus*, *Ulmus* a ojedinele *Corylus*. V porovnaní s pôtorskými vrstvami a bukovinským súvrstvom možno pozorovať v plachtinských vrstvách výrazný úbytok tropicko-subtropických sporomorf, čo svedčí o výraznom ochladení klímy (E. PLANDEROVÁ, 1978).

Nálezy morskej fauny vo vrchnej časti plachtinských vrstiev ukazujú, že na sklunku sedimentácie týchto vrstiev prenikli do juhozápadnej časti Lučenskej kotliny krátkodobéorské ingresie. Ostatná prevažná časť plachtinských vrstiev vznikla buď v jazernom alebo brakickom prostredí.

Karpat

Modrokamenské súvrstvie

Sedimenty karpatského veku – modrokamenské súvrstvie, sú rozšírené iba v juhozápadnej časti Lučenskej kotliny. Na okraji a na vysokej kryhe strhársko-trenčskej prepadliny vystupujú na povrch. V prepadline sú zväčša diskordantne zakryté bádenskými vulkanitmi.

Modrokamenské súvrstvie pozostáva z troch vrstevných celkov: – medokýšne vrstvy

Tabuľka 20 Ťažké minerály bukovianského súvrstvia
(M. Marková, 1980, tab. 11)

Lokalita	Ťažké minerály %	Granát	Zirkón	Apetit	Tumalín	Rutil	Anatas	Antibol	Staurolit	Epidot	Disén	Biolit	Chlorit	Hypersten	Tremolit	Andaluzit	Karbonát	Leukoxén	Ilmenit	Rosrát	Limont	Magnetit	
Čakanovec 1	0,5	10,0	4,0		4,0		+	9,0					56,0					2,0	10,0			5,0	1,0
Čakanovec 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	
Čakanovec 3b	1,2	3,0	2,0		8,0			9,0			4,0		23,0	2,0		1,0			11,0			37,0	
Čakanovec 4a	6,55	2,0			0,5					1,0	0,5		1,0						2,5			95,0	
Čakanovec 4b	0,6	2,0	1,0	1,0	4,0			1,0	1,0		2,0		5,0									81,5	
Čl-2 27,9 m	50,93	2,0						1,0					2,0				1,0					95,0	
29,8 m	3,8	1,0						2,0					1,0									95,0	
31,7 m	2,0	8,0	2,0	3,0	12,0	4,0			3,0	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	5,0	2,9		4,3						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					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			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						20,0			10,0	
104,0 m	0,25	21,0	3,0	4,0	15,0	1,0	4,0	4,0	3,0		4,0		11,0		1,0				20,0			10,0	
108,0 m	2,35	7,0						4,0			1,0		82,0						20,0			10,0	

- krtíšske vrstvy
- sečianske vrstvy.

Maximálna hrúbka celého karpátu je cca 400 m.

Medokýšne vrstvy sú najspodnejšou čiastkovou litostratigrafickou jednotkou modrokamenského súvrstvia. Ležia na plachtinských vrstvách, s ktorými sú späté postupnými prechodmi a sú zakryté krtíšskymi vrstvami, prípadne, kde vyššia časť súvrstvia chýba, bádenskými vulkanoklastikami. Na povrch nikde nevystupujú a boli zistené iba v niekoľkých vrtoch v priestore strhársko-trenčskej prepadliny. Majú veľmi nesúvislú priestorovú distribúciu a ich hrúbka kolíše od niekoľkých metrov do cca 40 m. Je to následok predbádenkej erózie, ktorá na vysokých kryhách dačovlomskej prepadliny (predbádenká štruktúrna jednotka) odstránila časť, miestami i celé modrokamenské súvrstvie a krátila, alebo mimo študovaného územia úplne eliminovala aj plachtinské vrstvy otnangu.

Medokýšne vrstvy sú tvorené pieskami až slabostmelenými pieskovicami a prachovicami sivozelenej farby. Sú jemnozrnné a v nich možno pozorovať horizontálnu lamináciu - striedanie jemnozrnejších a hrubozrnejších lamín. Na plochách vrstevnatosti sú hojné šupinky sludy. Ich typickým znakom, ktorým sa odlišujú od nadložných krtíšskych vrstiev je, že sú vápnité.

Zastúpenie piesčitej frakcie u pieskov je 51 - 71 %, z prímiesi prevláda prachová. Stredný moment zrnitosti X_{fi} je 4,10 a 4,89 (čo zodpovedá hrubému prachu). Obsah $CaCO_3$ dosahuje cca 11 % a $MgCO_3$ okolo 5 %.

Tabuľka 21 Ťažké minerály pôtorských vrstiev (otnang) jz. od Čakanoviec (M. Marková, 1980, tab. 11)

% ťažkých minerálov	0,21	0,28
granát	11,0	9,0
zirkón	12,0	2,0
apatit		3,0
turmalín	3,0	3,0
staurolit	3,0	
distén	3,0	
biotit	9,0	14,0
chlorit		17,0
ilmenit	14,0	20,0
fosfát		9,0
pyrit		23,0
karbonát	34,0	
leukoxén	11,0	

Tabuľka 22 Vyhodnotenie ťažkých minerálov krtíšskych vrstiev vo vrte BE-2

Hĺbka vrtnu (m)	Číslo analýzy	Ťažké minerály %	Granát	Zirkon	Apatit	Turmalín	Titanit	Staurolit	Epidot	Zoisit	Distén	Biotit	Sagenit	Chlorit	Opakové minerály	Leukoxén	Pyritizované foraminiféry
342,5-342,6	348/85	0,32	10,9	0,7	1,0	0,7	0,7				12,4	0,7	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	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	4,7	1,0	0,7	6,4		3,7	21,6	2,0	

Tabuľka 23 Vyhodnotenie ťažkých minerálov sečianskych vrstiev vo vrte BE-2

Hĺbka vrtnu (m)	Číslo analýzy	Ťažké minerály %	Granát	Zirkon	Apatit	Turmalín	Titanit	Staurolit	Epidot	Zoisit	Distén	Biotit	Chlorit	Opakové minerály	Pyritizované foraminiféry
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	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

Medokýšne vrstvy obsahujú zmiešané morско-brakické spoločenstvo fauny. Vo vrte LKŠ-1 (hĺbka 221,0 - 225,5 m) boli nájdené mäkkýše: Rzehakia socialis socialis (RZEHAK) a odtlačky po schránkach rodu Limnopagetaia alebo Cerastoderma, ktoré indikujú prostredie so zníženou salinitou v okrajových, sčasti odizolovaných zálivoch morského bazénu (A. Ondrejčíková).

Spoločenstvá foraminifer sú chudobné, jedince majú drobný vzrast, ale sú okrem iných prítomné významné druhy z hľadiska biostratigrafie, ako Uvigerina graciliformis (PAPP et TURN.), U. bononiensis primiformis (PAPP et TURN) a planktonický druh G. praebuloides praebuloides (BLOW), (K. Šutovská, A. Zlinská), ostrakód Citherides verrucosa (KOLLMANN), (Ľ. Tuba). V spoločenstve vápnitej nanoflóry je okrem iných prítomný druh Helicopontosphaera ampliaptera (BRAMLETTE et WILCOXON) - indexový druh nanoplanktonickej zóny NN 4 (J. Raková, K. Šutovská).

62 K r t í š s k e v r s t v y ležia na medokýšnych vrstvách a sú zakryté, pokiaľ ich erózia neobnažila, sečianskymi vrstvami. Na povrch vystupujú na okraji strhársko-trenčskej prepadliny sz. od obce Trenč. Ich hrúbka je cca 50 m.

Krtíšske vrstvy tvoria piesky a rozpadavé pieskovce sivej, sivozelenej farby, vo zvetranom stave sivožltohnedej farby. Sú jemné a stredne zrnité. Polohy rozpadavého pieskovca majú bridličnatú odlučnosť. Nachádzajú sa v nich vrstvičky piesčitých ílov a prachov a náteky hydroxidov mangánu a železa. Priemerné zastúpenie piesčitej frakcie v pieskoch je 55,02 %. Hlavnou prímесou je prach. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 4,93 (čo zodpovedá hrubozrnnému prachu). Priemerný obsah $CaCO_3$ je 7,62 % a $MgCO_3$ 3,97 %.

V asociácii ťažkých minerálov (tab. 22) prevláda biotit, chlorit, granát, sprievodné minerály sú zirkón, apatit, turmalín, titanit, distén. Hojne sa vyskytuje leukoxén a opakové minerály (H. JURKOVIČOVÁ in D. VASS et al., 1985).

U ílovcov je priemerné zastúpenie ílovej frakcie 47,97 %, priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 7,27, čo zodpovedá veľmi drobnému prachu (zblíženie % zastúpenia prachovej a ílovej zložky).

Obsah karbonátov je vyšší ako u piesku - $CaCO_3$ 14,1 %, $MgCO_3$ 5,0 %.

Krtíšske vrstvy obsahujú morské foraminifery. Spoločenstvo pozostáva výlučne z bentózných foriem, medzi ktorými prevládajú Cibicides ungerianus (d'ORBIGNY), C. pseudoungerianus (CUSHMAN), Heterolepa dutemplei (d'ORBIGNY), (K. KUČEROVÁ in D. VASS et al., 1985).

Krtíšske vrstvy sú sedimenty, ktoré vznikli v plytkomorskom príbrežnom prostredí.

61 S e č i a n s k e v r s t v y (litostratigrafická jednotka totožná s garabským šlírom v Maďarskom stredohorí) ležia na krtíšskych vrstvách a sú diskordantne zakryté bádanskými vulkanitmi. Medzi nimi je hiát a pokarpatsko-predbádanská erózia odstránila časť, respektíve celé sečianske vrstvy. Denudačný zrez sečianskych vrstiev narastá smerom na SZ, takže v okolí Ľuboriečky sečianske vrstvy,

ba i celý karpát, chýbajú. Na povrch vystupujú sečianske vrstvy po oboch stranách strhársko-trenčskej prepadliny – v severnom okolí obce Bušince a z. od obce Trenč, ale aj na vysokej kryhe vnútri prepadliny v okolí samoty Hámor. Maximálna hrúbka sečianskych vrstiev v študovanom území je 317 m (vrt BE-2 pri Muli).

Hlavným litotypom sečianskych vrstiev sú rozpadavé prachovce. Sú sivej, nazelenalej farby. Majú nepravidelný, bridličnatý a črepinatý rozpad (šlír). Na plochách vrstevnatosti sú šupinky muskovitu. V sečianskych vrstvách sa celkom vzácné vyskytujú polohy ílovcov aj pieskovcov, i keď prachovce spodnej časti sečianskych vrstiev bývajú silne piesčité (prechod do krtíšskych vrstiev).

U prachovcov je priemerné zastúpenie prachovej frakcie 54,68 % z prímiesí. prevláda ílová nad piesčitou. Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 6,67, prevláda ílová prímies. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 15,44 % a $MgCO_3$ 5,44 %. Prachovce sú teda strednokarbonatické.

U ílovcov je priemerné zastúpenie ílovej frakcie 47,97 % a prevládajúca prachová prímies dosahuje v priemere až 41,27 %. Obsah $CaCO_3$ je v priemere 14,14 % a $MgCO_3$ 5,05 %.

V asociácii ťažkých minerálov sú hojne zastúpené biotit, granát, sprevádzané staurolitom, epidotom, chloritom, zirkónom, turmalínom a titanitom (tab. 23).

Sečianske vrstvy obsahujú pomerne hojnú morskú makrofaunu a bohaté spoločenstvá morských mikroorganizmov. Makrofauna bola nájdená vo vrte BE-2 Mula v južnej časti Lučenskej kotliny. V hĺbke 231,0 – 327,0 m v svetlohnedých, veľmi pevných prachovcoch s kolísavou prímiesou piesčitej substancie, sa našli nasledujúce druhy: *Nuculana fragilis* (CHEMNITZ), *Nuculana subfragilis* (R. HOERNES), *Yoldia longa* BELLARDI (REUSS), *Lentipecten corneum denudatum* (REUSS), *Myrtea spinifera* (MONTAGU), *Loripites dujardini* (DESHAYES), *Laternula fuchsi* (R. HOERNES), *Linga columbella* (LMK.), *Macoma ottnangensis* (R. HOERNES). Vo vyšších polohách vrtu (hĺbka 71,0 – 190,0 m), v litofácii pelitov obohatených o tufitickú prímies, okrem kozmopolitných druhov, je asociácia nápadne obohatená o gastropódy. Z nich druhy *Amyclina hoernesii* (MAYER), *Ringicula auriculata exilis* (EICHW.) sú v Paratetyde známe v karpate a bádene. Len z bádenu Paratetydy sú doteraz známe druhy *Hinia illivense* (HOERN.-ANING.), *H. notterbeckii* (HOERN.-ANING.) a *Codokia cf. leonina*.

Asociácie mäkkýšov sa vyskytujú spolu so soliternými hexakoralmi, ježovkami, otolitmi a rybiami šupinami a charakterizujú normálne slané morské prostredie v kludnom pásme cirkalitorálu.

V spoločenstve foraminifer sú, mimo iných, prítomné druhy charakteristické pre karpát: *Sigmoilopsis celata* (COSTA), *Lenticulina gibba* (d'ORBIGNY), *Stilostomella aff. elegans* (d'ORBIGNY), *Uvigerina bononiensis primiformis* (PAPP et TURN.), *U. graciliiformis* (PAPP et TURN.). Planktón reprezentujú druhy: *Globigerina tarchanensis* (ŠUBB. et CHUTA), *G. ex gr. bulloides* (d'ORBIGNY), *G. ex gr. concinna* (REUSS) a intermediárne formy *G. af. angulisuturalis* (BOLLI). V niektorých polohách prevláda planktón nad bentosom, čo umožňuje odhadovať hĺbku morského prostredia na 200 m aj viac (V. KANTOROVÁ – K. KUČEROVÁ in D. VASS et al., 1985).

Vápnitú nanoflóru reprezentujú druhy zóny NN 4, vrátane indexovej formy *Helicopontosphaera ampliaperta* (R. LEHOTAYOVÁ in D. VASS et al., 1985, K. ŠUTOVSKÁ).

Stredný miocén

V oblasti Lučenskej kotliny je stredný miocén reprezentovaný horninami alkalicko-vápenatého andezitového vulkanizmu.

Na západnom okraji územia sú rozšírené produkty vinickej a lyseckej formácie, ktoré budujú východný okraj Krupinskej planiny. Na severovýchodný okraj územia zasahujú z oblasti Rimavskej kotliny uloženiny pokoradzského súvrstvia. Na južných okrajoch Lučenskej kotliny, v bezprostrednej blízkosti štátnych hraníc s Maďarskou republikou sú eróziou obnažené sily a lakoľity pyroxenického amfibolického andezitu s granátom (oblasť Karanč - Šiator). Pri Starej Haliči je východ extruzívneho telesa amfibolického andezitového porfýru (pod Haličským zámkom).

Vulkanity Pokoradzskej tabule

Pokoradzské súvrstvie

Stredný miocén (báden - sarmat) v severozápadnej časti Rimavskej kotliny je zastúpený vulkanoklastickými horninami pokoradzského súvrstvia. Uvedené súvrstvie je v súvislejšom vývoji rozšírené v severnej časti Rimavskej kotliny (pomenovanie pochádza podľa obcí Nižná a Vyšná Pokoradza) a do oblasti regiónu zasahuje len svojím severozápadným okrajom. Pokoradzské súvrstvie vystupuje na ploche cca 10 km², na východnom svahu doliny Rimavy (v obce Hrachovo). V spodnej časti súvrstvia prevládajú epiklastické vulkanické pieskovce s vločkami až súvislejšími polohami epiklastických vulkanických konglomerátov, vo vyšších úrovniach dominujú epiklastické brekcie a konglomeráty a v najvyšších úrovniach súvrstvia sú rozšírené brekcie pyroklastických prúdov.

V južnej časti je pokoradzské súvrstvie uložené na sedimentoch egeru, smerom na S postupne na horninách mezozoika a spodného paleozoika.

V nadloží pokoradzského súvrstvia sú uložené len sedimenty kvartéru. Petrograficky je vo vulkanoklastických horninách identifikovaný materiál pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov.

V rámci pokoradzského súvrstvia sú vyčlenené nasledujúce litologické jednotky:

Bazálne vrstvy sú v južnej časti súvrstvia zastúpené jemnozrnnými epiklastickými pieskovcami s vločkami prachovcov s variabilným obsahom zlepcov, drobných brekcií i redeponovaných tufov. Epiklastické pieskovce, prevažne jemnozrnné, sú dobre triedené, často

krížovo zvrstvené, s textúrami sklzového charakteru. Polohy štrkov, drobných konglomerátov a brekcií sú málo hrubé a nesúvislé. Materiál bazálnych vrstiev je prevažne vulkanický, podradne je zastúpený materiál nevulkanických hornín (granitoidy, ruly, kvarcitické ruly, metakvarcity a amfibolity). V nadloží nasledujú bez ostrého litologického rozhrania - h r u b o z r n n é n e t r i e d e n é e p i k l a s t i c k é v u l k a n i c k é p i e s k o v - c e . 58

Epiklastické pieskovce sú nevýrazne zvrstvené, slabo triedené, s ojedinelými fragmentmi andezitov a pemz do 1 - 2 cm. Podradne je zastúpený (cca 5 - 10 %) materiál hornín mezozoika a kryštalinika. V rámci epiklastických pieskovcov sú prítomné nesúvislé vložky až polohy drobnoušľakovitých brekcií, tvorených subangulárnymi až suboválnymi fragmentmi andezitu priemernej veľkosti 5 - 10 cm. Brekcie sú triedené a slabo zvrstvené.

Polohy netriedených epiklastických pieskovcov a brekcií sú zastúpené tiež v stredných a vyšších úrovniach pokoradzského súvrstvia.

V strednej časti pokoradzského súvrstvia sú prítomné súvislé polohy epiklastických vulkanických konglomerátov s vložkami hrubých triedených pieskovcov. Z granulometrického hľadiska sú rozlíšené na drobné a hrubé epiklastické vulkanické konglomeráty.

D r o b n é e p i k l a s t i c k é k o n g l o m e r á t y a pieskovce (priemerná veľkosť balvanov 5 - 30 cm) tvoria polohy malých hrúbok, často s nepravidelným priebehom, prípadne šošovky v rámci epiklastických pieskovcov. Matrix je hrubopiesčitá, predstavuje cca 10 - 20 %. Konglomeráty sa striedajú s polohami triedených pieskovcov, prípadne do nich laterálne prechádzajú. 57

C h a o t i c k é b r e k c i e l a h á r o v sú identifikované v rámci mapovaného územia len ojedinele. Na svahu Močiar je v nadloží mezozoických hornín poloha chaotickej netriedenej brekcie, tvorenej angulárnymi až subangulárnymi fragmentmi andezitov do veľkosti 0,5 m. Matrix je tufová, zrnitá. Podradne sú zastúpené úlomky podložných mezozoických a paleozoických hornín. 56

D r o b n é e p i k l a s t i c k é v u l k a n i c k é b r e k c i e , často s vložkami konglomerátov, vystupujú sporadicky pri južnom okraji pokoradzského súvrstvia (svah pod Magin hradom). Prevláda drobnoušľakovitý subangulárny až suboválny materiál do 10 - 20 cm. Matrix tvorí hrubozrnný epiklastický pieskovec. V rámci hrubozvrstvených epiklastických brekcií sú podradne zastúpené polohy zlepcov a hrubozrnných, slabo triedených epiklastických pieskovcov. 55

H r u b é e p i k l a s t i c k é v u l k a n i c k é k o n g l o m e r á t y sa od predchádzajúcich líšia menším zastúpením polôh triedených hrubozrnných pieskovcov a rozmermi andezitových balvanov, ktoré sa pohybujú v rozmedzí 20 - 100 cm. Podradnejšie je zastúpený materiál drobných zlepcov s rozmermi do 20 cm. Matrix je hrubozrnná, piesčitá, často je pozorovaná zvýšená koncentrácia pemz hyperstenicko-amfibolického a amfibolického andezitu, prípadne vložky redeponovaných tufov. 54

53 H r u b é e p i k l a s t i c k é v u l k a n i c k é b r e k c i e, často s polohami konglomerátov, sú rozšírené vo vrchných častiach pokoradzského súvrstvia, kde tvoria takmer súvislý horizont s hrúbkou do 30 - 40 m. Prevládajú subangulárne až suboválne fragmenty až bloky andezitu (priemerná veľkosť 20 - 40 cm, respektíve až bloky do 1,5 - 2 m). Matrix je prevažne hrubozrnná, piesčitá, slabo triedená. V rámci hrubých, slabo triedených brekcií sú prítomné nesúvislé vločky až polohy drobných až hrubých epiklastických konglomerátov a pieskocvov.

52 C h a o t i c k é b r e k c i e p y r o k l a s t i c k ý c h p r ú d o v predstavujú v rámci územia len západné okraje rozsiahlejších a súvislejších telies, rozšírených v severnej časti Rimavskej kotliny. Brekcie pyroklastických prúdov sú uložené v severnej časti pokoradzského súvrstvia v nadloží hrubých epiklastických brekcií (z. od Kraskova) a v južnej časti v nadloží hrubých epiklastických konglomerátov (Magin hrad). Chaotické brekcie sú tvorené angulárnymi až subangulárnymi fragmentmi celistvého andezitu (cca 10 %), silne poréznymi až struskovitými fragmentmi so sférickým obmedzením (cca 30 - 40 %) a tufovou matrix (40 - 50 %) so znakmi spekania. Veľkosť fragmentov varíruje, prevláda frakcia 5 - 25 cm, menej sú prítomné bloky do 0,5 - 1,5 m.

Pokoradzské súvrstvie v rámci mapovaného územia predstavuje západné okraje periférnej zóny vulkanickej štruktúry, ktorá bola vyvinutá v severnej časti Rimavskej kotliny. Litologický a petrografický charakter uloženín pyroklastických prúdov indikuje priamu genetickú spätosť s explozívnymi nekmí, ktoré vystupujú sv. od Pokoradze.

Vek pokoradzského súvrstvia zostáva nejasný. Rádiometrické datovanie "fission track" poukazuje na bádenský vek (I. REPČOK, 1981), zatiaľ čo zvyšky flóry v bazálnych súvrstviach pri Nižnom a Vyšnom Skálniku zodpovedajú sarmatu (F. NĚMEJC, 1960, V. SITÁR - I. DIANIŠKA, 1979).

Uloženie vulkanoklastického materiálu pokoradzského súvrstvia sa uskutočnilo vo fluviálno-limnickom až suchozemskom prostredí.

Vulkanity východného okraja Krupinskej planiny

Vulkanické horniny pri západnom okraji Lučenskej kotliny budujú morfológicky výrazný reliéf, ktorý sa smerom k S dvíha do nadmorskej výšky 600 m. Vulkanické horniny sú členené hlbokými dolinami s potokmi Tisovník, Stará rieka, Riečka a v severnej časti Podbielsky a Polichniansky potok.

Na báze vulkanického komplexu je v nesúvislom vývoji rozšírená poloha t u f i t i c k ý c h p i e s k o v (bazálne súvrstvie, respektíve príbelské vrstvy) s hrúbkou 5 - 15 m. Poloha vystupuje na povrch pri východnom okraji neovulkanitov. Smerom na Z v rámci strhársko-trenčskej prepadliny je jej prítomnosť potvrdená vrtnými prácami. Piesky sú vytriedené, málo spevnené až nespevnené, jemnozrnné až strednozrnné, zvrstvené. Charakteristický je vysoký obsah neovulkanických minerálov (najmä muskovitu), ktoré zodpovedajú asociácii

kryštálických bridlíc. Vulkanická zložka je zastúpená v ťažkej frakcii hypersténom a amfibolom. Vo valúnoch sú prítomné horniny mezozoika (kremence, vápence) a kryštalínika (kryštálické bridlice, granitoidy). Zrnitostná analýza potvrdzuje prevládanie piesčitej frakcie (87 %), hodnota stredného zrna X_{fi} je 2,60.

Poloha tufitických pieskov, uložená diskordantne na sedimentoch spodného miocénu, svojou pozíciou zodpovedá príbelským vrstvám južných okrajov Krupinskej planiny. Smerom na sever vrstvy vykliňujú.

Vinická a lysecká formácia vcelku - len v reze

51

Vinická formácia

50

Zahrnuje produkty amfibol-pyroxenického až pyroxén-amfibolického andezitového vulkanizmu (\pm granát) so znakmi uloženia v morskom prostredí. Eruptívne centrá tohto vulkanizmu boli identifikované západnejšie, v oblasti Vinica - Príbelce - Modrý Kameň (V. KONEČNÝ, 1979), v podobe extruzívnych telies prevažne dómatického typu. Extruzívne telesá v priebehu výstupu v morskom prostredí podliehali syngenetickej brekciácii a deštrukcii s rozsiahlou redepozíciou úlomkovitého materiálu.

V južnej časti územia sú produkty vinickej formácie zastúpené v podobe tufiticko-ílovcových súvrství a epiklastických brekcií až konglomerátov pri okrajoch strhársko-trenčskej prepadliny a sú potvrdené vrtnými prácami v rámci samotnej prepadliny. Pôvodné hrúbky sú výrazne redukované intrabádenskou denudáciou pred uložením lyseckej formácie.

T u f i t i c k o - í l o v c o v é v r s t v y sú rozšírené 49 v nadloží bazálnych tufitických pieskov na východných svahoch Strážnej hory (kóta 332,6) a overené vrtnými prácami v strhársko-trenčskej prepadline (napríklad vrt N-53, interval 97,0 - 122,0 m). Ílovce sú svetlozelenej, olivovozelenej až okrovej farby.

Hrubší klastický materiál je prítomný len sporadicky v podobe drobných opracovaných fragmentov a nesúvislých polôh drobných konglomerátov s andezitovým a nevulkanickým materiálom. Na vrstevných plochách sú šupinky muskovitu, zvyšky morskej fauny, odtlačky rastlinných častí a zvyšky driev. Lokálne sú prítomné vložky až polohy zíllovaných pemz.

Rozhranie voči podložným tufitickým pieskovcom príbelských vrstiev je neostré. Smerom nahor piesčitá zložka ubúda.

E p i k l a s t i c k é b r e k c i e - k o n g l o m e r á t y - predstavujú nesúvislé telesá uložené vo vrchnej časti tufiticko-ílovcového súvrstvia a v jeho nadloží (zárezy štátnej cesty pri samote Rároš, v. od obce Muľa). Andezitový materiál, prevažne vo frakcii 5 - 10 cm (ojedinele bloky do 30 cm až 80 cm), je subangulárny až suboválny. Podradne sú prítomné valúny nevulkanických hornín (2 - 5 %) s prevahou kvarcitov. Matrix je tufopiesčitá, zrnitá. Uloženie je chaotické, triedenosť je nízka. Polohy brekcií uvedeného typu zodpovedajú pravdepodobne lahárom. 48

Okrem chaotických brekcií sú identifikované polohy s vyšším podielom opracovaného materiálu a s vyšším stupňom triedenia, ktoré predstavujú produkty redepozície. Petrografickým štúdiom je potvrdený materiál pyroxenicko-amfibolických a amfibolických andezitov. Predpokladáme, že transport hruboúlomkovitého materiálu sa uskutočnil z juhu, t. j. z predpokladaných vulkanických štruktúr severného Maďarska.

Bazálne súvrstvie a uloženiny vinickej formácie začleňujeme do spodného sedimentačného cyklu.

47 Lokálne sú v súvrství prítomné polohy r i a s o v ý c h t u f i t i c k ý c h v á p e n c o v s hojnými schránkami morských organizmov (východné svahy Strážnej hory). Vo vápnito-tufitickej matrix sú prítomné subangulárne úlomky pyroxenicko-amfibolického a amfibolického andezitu do veľkosti 3 - 5 cm.

Malé trsy vápencov boli overené vrtmi BE-2 (Muľa) v rámci tmavozelených tufitických ílovcov. Vápence zodpovedajú podľa H. Jurkovičovej biomikritu až biomikrosparity v zmysle klasifikácie R. L. FOLKA (1959) s piesčitou a tufitickou prímесou. Tufitické súvrstvie v podloží vápencov obsahuje faunu mäkkýšov, ostrakódov a foraminifer. Medzi foraminiferami sú druhy, charakteristické pre spodný bádén: *Quinquenloculina bogdanoviczii* (SEROVA), *Lenticulina melvilli* (CUSH. et REUZ). Bádenský vek potvrdzuje aj spoločenstvo ostrakódov, v ktorom sú prítomné *Aurila convexa* (BAIRD), *A. haueri* (REUSS), *A. punctata* (MUNSTER), *Cytheridea acuminata* (BOSQUET), *Xestoleberia tumida* (REUSS), (K. KUČEROVÁ, 1985).

Vo vrte N-34, v tufiticko-ílovcových súvrstviach, sú identifikované foraminifery, okrem iných planktonické druhy *Globigerinoides sicanus* STEF., *G. diminutus*, *G. altiapertura* BOLLI, *Praebulina glomerosa* BLOW, *Globigerina obesa* (BOLLI), *G. praebulloides* BLOW. Táto forma poukazuje na spodnobádenský vek, presnejšie na vrchnú časť zóny N-8, respektíve najspodnejšiu časť zóny N-9 (V. KANTOROVÁ in D. VASS et al., 1985).

46 Haličský andezit

V oblasti vršku s kótou 307,5, Haličský zámok, je sčasti odkryté teleso andezitu, pravdepodobne intruzívneho typu. V oblasti vrcholu sú triasové kremence. Táto skutočnosť pripomína geologickú situáciu pri Brusníku, kde je blok triasových kremencov vysunutý andezitovou intrúziou do vyšších úrovní (D. VASS - V. KONEČNÝ - J. ŠEFARA et al., 1979). Na podobnú situáciu poukazujú aj vykonané geofyzikálne merania.

Petrograficky ide o amfibolický andezit až andezitový porfýr s holokryštalickou mikrohypidiomorfne zrnitou základnou hmotou. Vyrastlice tvorí plagioklas a amfibol.

Pozícia andezitu nie je doriešená, na základe analógie môže ísť o intrúziu blízku intrúzii pri Brusníku (lysecká formácia).

V južnej časti územia, pri štátnej hranici s Maďarskou republikou je niekoľko intruzívnych telies ložného typu (sily a lakolity):

a) V širšej oblasti vrcholu Karanč (kóta 725,0) a severovýchodného svahu vystupuje okraj rozsiahlejšieho lakolitového telesa, ktorého hlavná časť je situovaná za štátnou hranicou na území Maďarskej republiky. Na našom území sú denudáciou obnažené vrchné časti telesa v podobe izolovaných výchozov uprostred neogénnych, kontaktné metamorfovaných sedimentov (úklony intruzívneho komplexu so sedimentmi sú 25 - 30° k SV, lokálne do 60°). Výchozy andezitov s. od Karanča (v doline od Lazy, kóta 564,4) predstavujú pravdepodobne apofýzy hlavného telesa Karanč, podobne ako výchozy na západnom svahu vrchu Šiator.

Andezit je stredno- až hruboporfýrický, hyperstenicko-amfibolický, s akcesorickým biotitom a granátom. Základná hmota pri okraji telesa je felziticko-mikrolitická, v smere do vnútornejších častí prechádza do mikroalotriomorfné zrnitej základnej hmoty. Automorfné premeny sú charakterizované hematitizáciou tmavých minerálov, prítomnosťou hematitu, chloritu, epidotu, karbonátov a kremeňa.

Sedimenty na kontakte sú silne spevnené, zbridlíčené, sfarbené do tmavozelena, s čiernozelenými zhlukmi (mikroskopicky je pozorovaná subparalelná orientácia sericitu, kremeňa, muskovitu a ojedinele biotitu a chloritu). Na styku s intrúziou sú sedimenty rozlamané a prenikané apofýzami andezitu. Andezit v zóne styku je zbrekciovateľný, chloritizovaný, lokálne prekremený a prenikaný sieťou karbonátových žiliek.

b) Severne od hlavného telesa (na svahu pod kótou Tri Chotáre pri Šiatorskej samote) je v dĺžke cca 600 m a v šírke cca 60 - 80 m otvorené teleso porfýrického pyroxenicko-amfibolického andezitu s granátom. V nadloží telesa sú sedimenty egenburgu v pásme cca 1,5 - 2 m rozlamané a premiestnené, uzatvárané v andezite, ktorý je pri styku mierne vezikulárny, sčasti dezintegrovaný a limonit-hematitizovaný. Vo vrchnej časti telesa je stĺpcovitá odlučnosť s vertikálnym priebehom, ktorá zodpovedá forme ložného typu (sil, respektíve lakolit).

Petrografický charakter je blízky intrúzii v oblasti Karanč. Základná hmota má mikroalotriomorfný až mikrodioritický charakter, výrastlice tvorí plagioklas (An_{50}), amfibol, hyperstén, ojedinele biotit. Zrná granátu sú korodované.

c) V oblasti vrcholu Šiator (kóta 659,6) je eróziou odkryté teleso lakolitového typu s mierne eliptickým prierezom (1,2 x 1,4 km) s maximálnou hrúbkou v oblasti vrcholu okolo 250 m. Na západnej strane je takmer vertikálny styk s okolitými sedimentmi egenburgu. Pri južnom okraji je styk miernejší, sedimenty sú sčasti v nadloží intrúzie. Odlučnosť je bloková až doskovitá paralelne s povrchom a kolmá na povrch telesa. Petrografické zloženie je analogické s predchádzajúcimi telesami (hyperstenicko-amfibolický andezit s granátom a biotitom), s felziticko-mikrolitickou základnou hmotou

pri okraji a s mikroalotriomorfne zrnitou základnou hmotou v centrálnejšej časti telesa. Andezit je autometamorfovaný a obsahuje početné uzavreniny.

- 44 Na báze vrchného sedimentačného cyklu je v nesúvislom vývoji uložená poloha tufitických pieskov s valúnami andezitov a nevulkanických hornín s hrúbkou 5 - 10 m.

V južnej časti je poloha uložená na sčasti denudovanom povrchu vinickej formácie, smerom k S postupne prechádza do nadložia spodnomiocénnych sedimentov a hornín predterciálneho podložia. Valúnový materiál je reprezentovaný horninami mezozoika, granitoidmi, kryštalickými bridlicami a podradne andezitmi. Matrix je tufiticko-piesčitá, nesúdržná. V smere k S dochádza k hrubnutiu valúnového materiálu (až do 20 - 30 cm) a k celkovému znižovaniu hrúbky až k lokálnemu vymiznutiu polohy.

V severnej časti územia (Brezový vršok nad dolinou Tuhárskeho potoka) je poloha tufitických pieskov laterálne zastúpená súvrstvím jemnozrnných pieskocov a prachocov striedaných vložkami hrubozrnných epiklastických pieskocov s drobnými subangulárnymi úlomkami andezitov. V prachovcoch sú odtlačky listov a zuhoľnatené časti driev. Nesúvislé polohy uvedeného typu na báze vulkanického komplexu dokumentujú uloženie vo fluvialno-limnickom prostredí lokálneho rozsahu.

- 43 R y o d a c i t o v é p e m z o v é t u f y - tvoria izolované polohy s hrúbkou 5 - 8 m (ojedinele do 12 m), uložené na polohu tufitických pieskocov.

Hlavný obsah tvoria drobné úlomky pemz priemernej veľkosti 0,5 - 0,8 cm (70 - 80 %), podradne do 3 - 4 cm, často zaoblené. Matrix je detritická, zrnitá, s drobnými úlomkami pemz a kryštaloklastami plagioklasu, pyroxénov, amfibolu, biotitu a ojedinele zrnami kremeňa. Ďalej sú prítomné úlomky s hyalopilitickou, mikrolitickou a felzitickou základnou hmotou. Matrix je chloritizovaná a sčasti nontronitizovaná. Pemzové tufy sa vyznačujú nezreteľným až nízkym zvrstvením a nízkym stupňom triedenia. Vo vrchnej časti sú náznaky redepozície.

V nadloží pemzových tufov je poloha drobných až stredných andezitových konglomerátov. Konglomerátový materiál v bazálnej časti tvorí výplne erozívnych zárezov.

Pemzové tufy predstavujú produkty explozívnej aktivity, ktoré po vzdušnom a sčasti splachovom transporte boli uložené v lokálnych depresiách paleoreliéfu v limnickom prostredí.

Lysecká formácia

Formácia je zastúpená pestrým faciálnym komplexom pri západnom okraji kotliny. Predstavuje uloženy periférnej vulkanickej zóny lyseckého vulkánu. V severojužnom rozšírení je výrazne laterálna diferenciácia faciálneho vývoja, ktorá zodpovedá narastajúcej vzdialenosti od erupčívneho centra, ako aj typu prostredia, v ktorom sa depozícia materiálu uskutočnila.

- 42 E p i k l a s t i c k é p i e s k o v c e s t r e d -

no - jemnozrnné - sú dominantne rozšírené v južnej časti, kde dosahujú maximálnu hrúbku. Smerom na S dochádza postupne ku znižovaniu hrúbky, s tendenciou vyklíňovania. V južnej časti územia sú epiklastické pieskovce uložené pri chýbaní polohy tufitických pieskov bezprostredne na vinickej formácii. Hrúbka súvrství epiklastických pieskovcov narastá smerom do vnútornejších častí prepadliny, čo je zrejmé z vrtných prác (vrt N-53).

Epiklastické pieskovce sú tvorené redeponovaným vulkanickým materiálom so zrnitosťou do 1 - 1,5 mm (v severnej časti územia). Smerom na J nastáva zjemňovanie zrnitostnej frakcie (pod 0,5 mm) a súčasné pribúdanie vložiek epiklastických prachovcov s úlomkami driev a odtlačkami listov. Časté sú vložky až polohy pemz. Výrazné zvrstvenie je v južnej časti, prevažne subhorizontálne, kým v severnej časti územia je časté šikmé zvrstvenie s úklonmi 5 - 10° (z. od obce Ľuboreč). Vulkanický materiál patrí všeobecne k amfibol-pyroxenickým až pyroxén-amfibolickým ardezitom.

Chaotické brekcie pyroklastické h o p r ú d u sú rozšírené v severnej časti územia, v bezprostrednom nadloží bazálnej polohy tufitických pieskov. Pri južnom okraji prechádzajú do nadložia súvrství epiklastických pieskovcov. 41

Chaotické brekcie s maximálnou hrúbkou 40 - 60 m sú tvorené prevažne vesikulovanými fragmentmi andezitu priemernej veľkosti 10 - 15 cm (cca 40 %), podradne bloky do 1 - 2 m s drsným poréznym povrchom. Matrix je tufová, tmavohnedá až čierna, oxidovaná. V bazálnej časti dochádza k výraznému spekaniu fragmentov a matrix. Uloženie je chaotické. Smerom na J sa hrúbka znižuje (do 25 m) a mierne sa znižuje stupeň kompaktie a spekania. Petrograficky je potvrdený materiál amfibol-pyroxenického andezitu.

Lahárové brekcie - sú identifikované v južných častiach územia s hrúbkou 10 - 15 m. Brekcie sú tvorené prevažne angulárnymi až subangulárnymi fragmentmi, s priemernou veľkosťou 5 - 25 cm (cca 40 %), podradne do 0,5 m. Matrix je tufopiesčitá, uloženie je chaotické. Vulkanický materiál petrograficky patrí pyroxenicko-amfibolickým andezitom. Vzhľadom na to, že smerom na S dochádza ku zníženiu hrúbky a k vyklineniu predpokladáme, že mobilizácia týchto lahárov nastala j. od mapovaného územia (oblasť vulkanických štruktúr severného Maďarska). 40

Epiklastické vulkanické brekcie - sú dominantne rozšírené v severnej časti územia (s. od obce Ľuboreč). V tejto oblasti sú uložené hrubé a ž b l o k o v é e p i k l a s t i c k é v u l k a n i c k é brekcie, tvorené prevažne materiálom vo veľkosti 20 - 40 cm (cca 40 %), podradne bloky do 0,7 m, všeobecne s nízkym stupňom opracovanosti. Drobné fragmenty (do 20 cm) sú prevažne subangulárne až angulárne. Matrix je hrubozrnná, tufopiesčitá. Brekcie sú slabotriedené až netriedené, oddeľované často polohami epiklastických pieskovcov, prípadne drobných triedených brekcií. 39

V južnej časti územia sú epiklastické brekcie v analogickej

pozícií v smere pokračovania pyroklastického prúdu a predstavujú pravdepodobne produkt jeho deštrukcie (s. od Ľuboriečky).

Drobné až stredné epiklastické vulkanické brekcie predstavujú polohy malej hrúbky (5 - 10 m) v južnej časti územia. Hlavný obsah (nad 50 %) tvorí úlomkovitý subangulárny až angulárny materiál s priemernou veľkosťou 5 - 15 cm so znakmi triedenia. Matrix je hrubozrnná, piesčitá, s drobnými úlomkami andezitu (0,5 - 1 cm) a úlomkami pemz.

38 Epiklastické konglomeráty - brekcie predstavujú zmiešaný faciálny litotyp, rozšírený v severnej časti územia. Stupeň opracovanosti varíuje od subangulárnych fragmentov do suboválnych, triedenosť a zvrstvenie je výraznejšie ako u epiklastických brekcií. Z hľadiska granulometrie sú rozčlenené na hrubé až blokové, prevláda materiál 15 - 40 cm (20 - 40 %, podradne bloky do 0,5 - 0,7 m) a na stredné až drobné, materiál je v priemere 20 cm hrubý. Matrix je tufovo-piesčitá.

37 Epiklastické vulkanické konglomeráty - z hľadiska granulometrie rozlišujeme:

- epiklastické vulkanické konglomeráty hrubé až blokové (balvany nad 25 cm až bloky do 0,8 m),
- epiklastické vulkanické konglomeráty drobné až stredné (valúny do 25 cm).

Epiklastické konglomeráty tvoria niekoľko horizontov a sú rozložené v rámci celého západného neovulkanického okraja kotliny. Náhly vzrast hrúbky a prítomnosť hrubých až blokových facií s. od obce Ľuboreč indikuje rozhranie dvoch paleosedimentačných prostredí. Južná časť predstavovala oblasť prevažne limnickej sedimentácie (j. od obce Ľuboreč) a severná časť mala charakter priestoru prevažne fluvialnej depozície materiálu s lokálnymi epizodami limnickej sedimentácie. Uvedené rozhranie predstavuje okraje periférnej vulkanickej zóny lyseckého vulkánu voči limnickému bazénu, rozšírenému južnejšie. V širšom pásme tohto rozhrania, ktoré predstavovalo prechod z oblasti primárneho vulkanického svahu do plochého dna sedimentačného bazénu, došlo k uloženiu hrubých až blokových epiklastických vulkanických konglomerátov. Polohy konglomerátov sú hrubé od 5 do 50 m. Prevládajúcou zložkou je hrubý až blokový materiál priemernej veľkosti 25 - 40 cm, podradne bloky 0,8 m, ojedinele do 2 m. Stupeň zaoblenia je vysoký (bloky sú suboválne až oválne), triedenosť stredná až nízka, zvrstvenie hrubé. Matrix je stredno- až hrubozrnná, tufopiesčitá.

Drobné až stredné epiklastické vulkanické konglomeráty, tvorené prevažne valúnmí priemernej veľkosti 5 - 15 cm (30 - 40 %), podradne do 25 cm, (10 %), s epiklastickou piesčitou matrix (40 - 50 %), sú rozšírené v južnej časti formácie. Epiklastické vulkanické konglomeráty sú hrubo triedené a zvrstvené, striedané s vložkami až polohami hrubozrnných epiklastických pieskovcov. Drobné konglomeráty tvoria tenké polohy (2 - 5 cm), prípadne len šošovkovité vložky v epiklas-

tických pieskovcoch. Okrem andezitového materiálu sú prítomné aj valúny hornín mezozoika a kryštalinika.

Pont

Poltárske súvrstvie

36

Horniny pontského veku sú rozšírené v severnej a v západnej časti Lučenskej kotliny. Pont pozostáva z dvoch súvrství - zo sedimentárneho - poltárske súvrstvie a vulkanogénneho - podrečianska bazaltová formácia. Ich vzájomný vzťah je rôzny. Podrečianska bazaltová formácia je buď zakrytá poltárskym súvrstvom, buď sa do neho vkladá, alebo bazalty formácie ležia na sedimentoch poltárskeho súvrstvia. Pontské sedimenty ležia buď na spodnomiocénnych alebo diskordantne na predterciálnych horninách. Zakrývajú ich kvartérne sedimenty. Maximálna hrúbka je okolo 100 m.

P o l t á r s k e s ú v r s t v i e je rozšírené v severnej časti Lučenskej kotliny a zasahuje aj do juhozápadnej časti kotliny až do okolia obce Jelšovec. Súvrstvie leží zväčša na lučenskom súvrství (eger), v západnej časti kotliny leží na filakovskom alebo bukovinskom súvrství a na severnom okraji kotliny leží diskordantne na predtreťohorných horninách. O vzťahu tohto súvrstvia voči podrečianskej bazaltovej formácii sme už hovorili, ako aj o tom, že súvrstvie zakrývajú iba kvartérne pokryvné sedimenty. Hrúbka súvrstvia kolíše od niekoľkých metrov (po erozívnom zreze) do 100 m.

V poltárskom súvrství boli odlišené dve fácie - riečna a jazerná.

R i e č n a f á c i a v poltárskom súvrství prevláda. Sú v nej vyvinuté sedimentačné cykly. Báza cyklov je ostrá, erózna, korytového tvaru. Hĺbka korýt kolíše od 0,2 do 1 m, šírka od 0,5 až niekoľko metrov. Na báze korýt bývajú limonitové záteky. Výplň korýt má gradačné zvrstvenie, počnúc štrkom cez piesky až do ílov (úplný cyklus), alebo štrky prechádzajú do pieskov a tie sú voči ílom ostro bez prechodu ukončené (nerozvinutý cyklus, porovnaj P. DUFF et al., 1971).

Štrky sú v spodnej, ale aj v strednej časti súvrstvia. Ako sme uviedli, spravidla zapíňajú spodnú časť korýt a tvoria najhrubší element sedimentačných cyklov. Spravidla majú polymiktné zloženie. Pozostávajú z valúnov kremeňa (zväčša ide o kremeň zo sekrečných kremenných žíl v predterciálnom podloží), kremenca, slabometamorfovaných hornín gemerika (fylity, grafitické bridlice, pieskovce, meta-kvarcity), granitov, rohovcov, čadiča a andezitu. Petrografické zloženie konkrétnej lokality - osada Jelene pri Sušanoch je v tab. 24.

Valúny sú dobre alebo poloopracované. Stupeň opracovania klesá smerom na S, t. j. k zdrojovým oblastiam. V stratotypovej lokalite poltárskeho súvrstvia okolo Poltára sú valúny horšie opracované. Veľkosť valúnov je premenlivá. Sú drobno- až hrubo-zrnné. Napríklad v okolí Sušan priemer desiatich najväčších valúnov je 8 cm. V štrkoch

sa vyskytujú aj lavice tmelené limonitovým tmelom. Sú hrubé 20 - 50 cm.

Zatiaľ čo íly a piesky netvoria prirodzené odkryvy, štrky sa trúsia po svahoch a po oráčine a sú často jediným indikátorom prítomnosti poltárskeho súvrstvia v teréne.

Íly a prachy tvoria významnú zložku poltárskeho súvrstvia, a to nielen z hľadiska surovínového, ale aj z celkového objemu súvrství. Tvoria polohy hrubé až niekoľko metrov, ba i viac než 20 metrov. Íly a prachy sú pestrofarebné, svetlosivé až biele, sivé, modrosivé, žlté, ružové, červené, fialové, hnedé škvrnité a čiernosivé až čierne. Sú nevápnité. Íly sú plastické, za sucha majú kockovitý a bridličkový rozpad. Ako vyplýva zo zrnitosti analýz, u ílov vysoko prevláda ílová zložka (61,63 %) nad prachovou a piesčitou (38,37 %). Polohy tmavých ílov môžu predstavovať fosílnu pôdy (M. MIŠÍK, 1956). V okolí Poltára obsahujú rozptýlený alebo do vrstvičiek koncentrovaný detrit kremeňa, úlomky kremeňa sú ostrohranné. Pravdepodobne ide o kôry zvetrávania, transportované na krátku vzdialenosť a kremenný detrit predstavuje rezíduum materských hornín odolné zvetrávaniu.

V íloch sa miestami nachádzajú zuhoľnatené úlomky rastlín, konáre, ba i kmene. M. MIŠÍK (1956) opísal výskyty takýchto konárov a kmeňov vo vertikálnej polohe (aj valúny v podobnej pozícii) a domnieva sa, že boli vztýčené plastickým pohybom ílovej masy, uprostred ktorej sa nachádzali.

Íly pozostávajú z kaolinitu, ilitu, haloizitu, metahaloizitu, prítomný je gipsit, diaspor a vzácné aj montmorillonit (I. KRAUS et al., 1966, I. KRAUS, 1968, I. KRAUS - J. HORVÁTH, 1972, D. VASS et al., 1982).

Piesky tvoria polohy hrubé 1 m až niekoľko metrov. Sú sivé až biele, vo zvetranom stave hnedé, žltohnedé. Už ich sfarbenie za čerstva naznačuje, že sú to piesky kremeité s prímесou zŕn živca, sludy a iné. Niektoré polohy sú ílovité, miestami obsahujú valúny kremeňa. Zriedkavo sa v nich vyskytujú lavice hrubé do 0,5 m, tmelené limonitovým tmelom. Ak sa tenké vrstvičky piesku vyskytujú uprostred ílov, sú nesúvislé, synsedimentárne dezintegrované s textúrami "pull-apart".

Zriedkavým litologickým členom poltárskeho súvrstvia sú polohy, respektíve šošovky lignitu. Vyskytujú sa okolo Poltára. Severozápadne od Poltára vrty overili šošovku lignitu hrubú až 18 m, širokú niekoľko stoviek metrov. Lignit je prerastený ílom a sprevádzajú ho sivočierne bituminózne íly (V. HANO - J. HORVÁTH, 1972, J. KLUBERT et al., 1986).

J a z e r n á f á c i a v poltárskom súvrství bola zistená iba na jednom mieste, a to pri obci Pinciná, kde leží nad vulkanoklastikami podrečianskej bazaltovej formácie. Tvoria ju íly s polohami piesku hrubými do 10 cm. Íly sú svetlosivej farby, polohy pieskov sú hnedé. Íly majú tenkolavicovitú odlučnosť a rovné vrstevné plochy. Sú veľmi jemne laminované a za sucha sa pozdĺž lamín odlupujú vrstvičky ílu. Na vrstevných plochách sa často nájdu dobre zachované odtlačky listov. V íloch sa hojne vyskytujú aj rozsievky. Asociácie ťažkých

Tabuľka 24 Petrografické zloženie štrkov poltárskeho súvrstvia pri osade Jelene s. od Sušian

	ks	%
kremeň	53	50,96
kremenec	40	38,5
granitoid	1	0,96
hnedý rohovec	1	0,96
sericitická bridlica - arkóza	7	6,72
grafit.-sericit. bridlica	2	1,90

minerálov (tab. 25, 25a majú zvýšený obsah granátu a zirkónu. V ľahkej frakcii sa našli aj hojné vulkanické žilce.

Najbežnejšími organickými zvyškami, ktoré možno v poltárskom súvrství nájsť, sú rôzne zvyšky rastlín (úlomky dreva, konárov, kmene, listy, pely a spóry). Časti pňov identifikoval E. KRIPPEL (in M. MIŠÍK, 1956) ako *Taxus baccata*. Z hojných listov z jazernej fácie pri Pincinej V. SITÁR (in J. PRISTAŠ et al., 1983) určil *Quercus cf. cerris* (L.), *Castanea cf. atavia* (UNG.), *Zelkova zelkovae-folia* (UNG.). Z nich zvlášť nálezy listu *Quercus* poukazujú na mladý posarmatský vek sedimentov.

V poltárskom súvrství na lokalitách Gregorova Vieska a Točnica boli zistené mikrofloristické spoločenstvá dvojakého typu. Vo svetlých íloch, ktoré sú dominantnou zložkou, bolo zistené chudobné spoločenstvo palytomorf *Chenopodiaceae*, *Artemisia* sp., rôzne druhy tráv *Graminae* a sladkovodný planktón *Ovoidites ligneolus*. Toto spoločenstvo má stepný charakter a poukazuje na suchú klímu.

V tmavosivých až čiernych íloch na vyššie uvedených lokalitách a z lignitu z vrhu LV-33 sz. od Poltára bolo opísané spoločenstvo, charakterizované výtrusnými čeladami *Polypodiaceae*, *Lycopodium*, *Osmunda*. Z nahosemenných ide hlavne o druhy z čelade *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Pinus* typ *silvestr.*, *Abies*, *Cedrus*, *Tsuga*. Z krytosemenných sú zastúpené hlavne *Quercus* rôznymi druhmi, *Carpinus* sp., *Pterocarya* sp., *Ulmus* sp., *Alnus* sp., *Ilex* sp., *Betula* sp., *Slowakipollis* sp. Celé spoločenstvo poukazuje na pontský vek sedimentov a na teplú až miernu klímu (E. PLANDEROVÁ, 1986). Z uvedeného vyplýva, že v období sedimentácie poltárskeho súvrstvia dochádzalo k zmenám klímy. Prevládala suchá klíma, ktorú striedali obdobia s podmienkami vhodnými pre rozvoj močarísk, t. j. humidná mierna až teplá klíma.

Rozsievky sa sporadicky vyskytujú v riečnej fácii (M. MARKOVÁ, 1980) a hojne sa vyskytujú v jazernej fácii. Opísala ich E. ČIERNA (in J. PRISTAŠ et al., 1983). V asociáciách prevládajú penátne rozsievky nad centrickými formami a epifytické nad bentickými a

Tabuľka 25 Ťažké minerály poltárskeho súvrstvia (pont), riečna fácia (podľa M. Markovej, 1980)

Lokalita	Granát	Zirkón	Apatit	Tumalín	Rutil	Titanit	Anatas	Amfibol	Staurolit	Distén	Biotit	Chlorit	Hypsterén	Andaluzit	Karbonát	Leukoxén	Magnetit	Ilmenit	Posádt	Limonit
Prievaraná 1				0,4		0,2	+	+	0,1				0,2			96,0	4,5			
Prievaraná 5	0,2	2,1	2,9	10,0			3,5	2,7	1,8							51,0	26,5			1,8
Prievaraná 5				11,4	0,5		4,0	1,3	1,3							23,0	89,3			
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	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	0,8					1,0	36,2	32,4			3,1
Kalirivo 1		2,6		51,3			10,2	1,4	0,2			0,5				33,6				0,2
Kalirivo 2	10,8	1,8		5,1	0,7		6,2	1,6	1,1	0,5		1,6	0,2		1,1	52,3	15,0			0,5
Kalirivo 3		4,9		53,5			10,4	12,2			0,3	5,2			0,7	11,4	1,4			
Kalirivo 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
jazerná fácia																				
Pinciná 3	10,9	5,0	1,7	2,5	0,7	0,4	2,8	1,5	22,1			5,8			0,2	7,2	37,4			1,7

Tabuľka 25a Ťažké minerály poltárskeho súvrstvia (pont), fácia reziduálnych fílov (podľa M. Markovej, 1980)

Lokalita	Granát	Zirkón	Tumalín	Amfibol	Anatas	Staurolit	Epidot	Distén	Biotit	Chlorit	Sillimnit	Karbonát	Leukoxén	Magnetit	Ilmenit	Limonit
Prievaraná 4	0,3	6,4	5,2	3,1	4,4		2,7		0,3			0,9	16,3	60,1		0,3
Breznička 4	0,2	1,5	0,8	0,4	2,3		0,4		0,2			0,9	17,4	10,8		66,0
Kalirivo 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

planktónovými formami. Významne sú zastúpené chladnomilnejšie druhy, hlavne rodu *Tetracyclus*. Asociácia poukazuje na vrchniocénný až spodnopliocénný vek, pre ktoré sú charakteristické druhy *Navicula arrata*, *N. haueri*, *N. radiosa*. Z ekologického hľadiska asociácia poukazuje na sedimentáciu v plytkej sladkovodnej panve.

Podrečianska bazaltová formácia (obr. 6)

Podrečianska bazaltová formácia zahrnuje reliktu lávových prúdov v severozápadnej časti kotliny (Podrečany, Mašková, s. od Starého Haliča v blízkosti kóty 450), maar pri Pincinej a zvyšky dvoch maarov pri juhozápadnom okraji kotliny (z. od Jelšovca).

Vzťah bazaltovej formácie k poltárskemu súvrstviu bol opísaný vyššie. Podrečianska formácia, ak neleží vnútri alebo na poltárskom súvrstvi, tak leží buď na lučenskom súvrstvi (pri Pincinej, čiastočne aj pri Maškovej), alebo na plachtinských či pôtorských vrstvách (pri Jelšovci, čiastočne pri Maškovej) alebo na predterciálnych horninách (pri Točnici).

Pontský vek formácie je doložený jednak vzťahom k poltárskemu súvrstviu, ktorého biostratigrafický vek je doložený spoločnosťou sporomorf, jednak rádiometrickým datovaním bazaltov: $6,44 \pm 0,27$ a $7,17 \pm 0,47$ miliónov rokov (K. BALOGH et al., 1981, J. KANTOR - V. WIEGEROVÁ, 1981). Začlenenie maarov pri Jelšovci k podrečianskej formácii sa opiera len o štruktúrnu zblíženosť s ostatnými reliktnými bazaltového vulkanizmu pri západnom okraji kotliny.

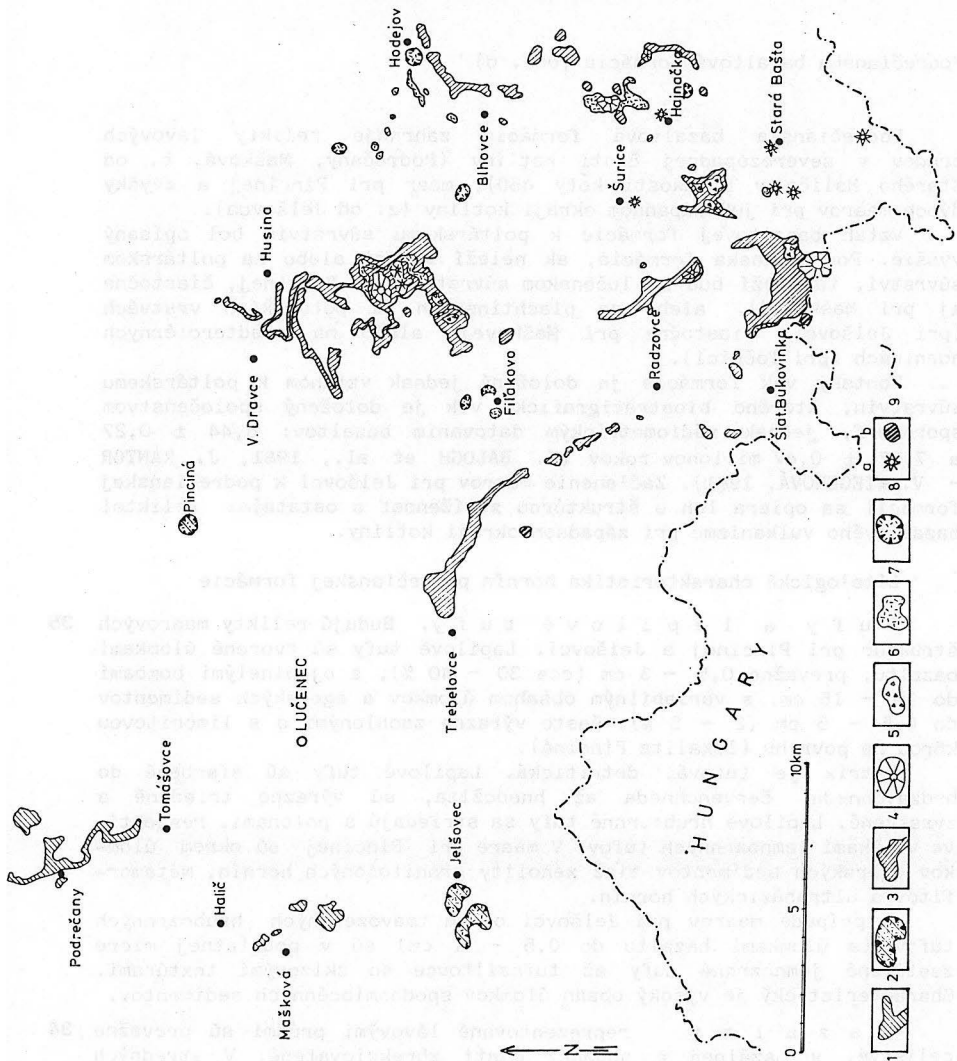
Litologická charakteristika hornín podrečianskej formácie

T u f y a l a p i l o v é t u f y. Budujú reliktu maarových štruktúr pri Pincinej a Jelšovci. Lapilové tufy sú tvorené úlomkami bazaltu, prevažne 0,5 - 3 cm (cca 30 - 40 %), s ojedinelými bombami do 10 - 15 cm, s variabilným obsahom úlomkov a egerských sedimentov do 0,5 - 5 cm (2 - 5 %), často výrazne zaoblenými a s limonitovou kôrou na povrchu (lokality Pinciná).

Matrix je tufová, detritická. Lapilové tufy sú sfarbené do hrdzavohneda, červenohneda až hnedožltá, sú výrazne triedené a zvrstvené. Lapilové hrubozrnné tufy sa striedajú s polohami, respektíve vložkami jemnozrnných tufov. V maare pri Pincinej sú okrem úlomkov egerských sedimentov tiež xenolity granitoidných hornín, metamorfítov a ultrabázických hornín.

V prípade maarov pri Jelšovci okrem tmavozelených hrubozrnných tufov (s úlomkami bazaltu do 0,5 - 1 cm) sú v podstatnej miere zastúpené jemnozrnné tufy až tufosiltovce so sklzovými textúrami. Charakteristický je vysoký obsah úlomkov spodnocénných sedimentov.

B a z a l t y reprezentované lávovými prúdmi sú prevažne celistvé, v bazálnej a spodnej časti zbrekovicované. V stredných častiach prúdov je blokavá až stĺpcovitá odlučnosť, v bazálnej časti doskovitá subparalelná, s bázou prúdov.



Podrečany

• Tomášovce

• Halič

• Mašková

OLUČENEC

• Jelšovec

• Trebeľovce

• Pinciná

• V. Dravce

• Husina

• Blhovec

• Hodojov

• Filakovo

• Šurice

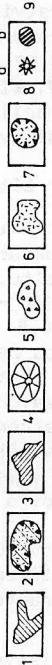
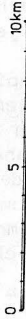
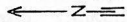
• Radzovce

• Hajoča

• Stará Bašta

• SiatBukovinka

HUNGARY



Bazalt v Podrečanoch podľa A. MIHÁLIKOVEJ (1981) patrí bázalickému olivínickému bazaltu (predtým opisovaný ako plagioklasový bazanitoid - A. MIHÁLIKOVÁ, 1961) s holokryštalicko-porfýrickou textúrou s výrastlicami olivínu a lištami plagioklasu. Doleritická základná hmota je tvorená olivínom, augitom, magnetitom, plagioklasom, nefelínom a akcesorickým apatitom. Pri okraji vezikúl je palagonitizácia. Bazalt obsahuje xenokryštály kremeňa a xenolity egerských sedimentov.

Bazalt na lokalite Mašková podľa A. MIHÁLIKOVEJ (1981) je alkalický, má holokryštalicko-porfýrickú štruktúru s výrastlicami olivínu, augitu, plagioklasu a amfibolu. Základná hmota je trachytoidná, tvorená olivínom, pyroxénom, plagioklasom, nefelínom a vitrokryštalickou mezostázou. Akcesórie tvorí magnetit, Ti-magnetit a ilmenit. V bazalte sú xenokryštály amfibolu (do 5 cm), olivínu, spinelu, xenolity spinelových peridotitov a lherzolitov (P. HOVORKA - P. FEJDI, 1979).

Vulkanické formy podrečianskej formácie

V rámci reliktovej rozlišujeme lávové prúdy a maary.

Lávové prúdy. Reprezentujú orientované jazykovité telesá v mocnosti 25 - 35 m s maximálnou dĺžkou 5 km. V bazálnej časti je lokálne doskovitá odlučnosť v smere laminačných plôch, vyššie je blokovaná až stĺpcovitá. Zvetrávaním dochádza vo vrchnej časti ku sférickej až guľovitej odlučnosti.

V bazálnej a vrchnej časti (pokiaľ je odkrytá) je zóna intenzívneho napnenia a brekciácie v šírke 20 - 80 cm.

Lávové prúdy (napríklad pri Podrečanoch) vyplňujú paleodoliny. Smer tečenia lávy bol spravidla na JV.

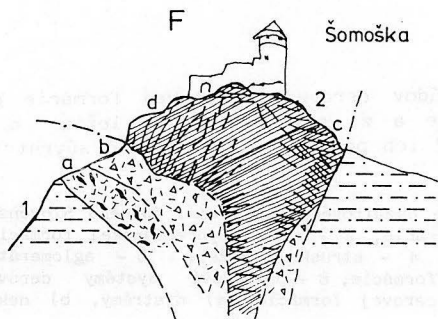
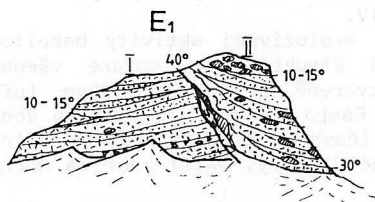
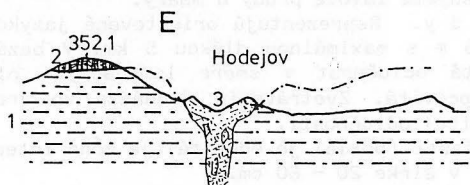
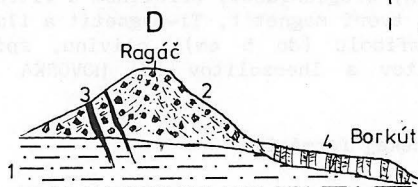
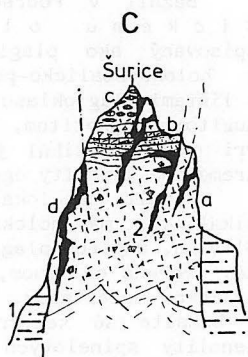
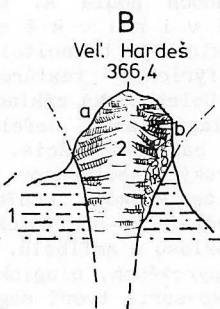
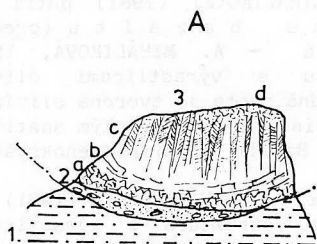
Maary - sú výsledkom explozívnej aktivity bazaltového vulkanizmu. Predstavujú vulkanické štruktúry, situované všeobecne pod úrovňou paleoreliéfu a sú tvorené spravidla nízkym tufovým valom. V centrálnej časti dochádza často v rámci izolovaného vodného prostredia k uloženiu sedimentov (často bituminózneho charakteru). V okolí Jelšovca boli identifikované 3 maary, ďalší maar sa nachádza pri Pincinej.

Ruman (?)

Belinské vrstvy

V podloží bazaltových prúdov cerovej bazaltovej formácie pri obci Belina, respektíve Čamovce a z. od Novej Bašty ležia belinské vrstvy. V ich podloží je filakovské súvrstvie,

Obr. 6 Schéma reliktovej alkalického bazaltového vulkanizmu južného Slovenska
1 - lávové prúdy podrečianskej formácie, 2 - maary podrečianskej formácie,
3 - lávové prúdy cerovej formácie, 4 - struskový kužel, 5 - aglomeráty,
6 - lapilové tufy, 7 - maary cerovej formácie, 8 - prírodové systémy cerovej formácie, 8 - prírodové systémy cerovej formácie: a) diatrémy, b) neky,
9 - štátna hranica



na ktorom sa belinské vrstvy uložili po dlhodobej denudácii. Pozostávajú zo štrkov a pestrých ílov.

Štrky v čamovskom kameňolome tvoria polohu hrubú 0,5 m. Sú hrubozrnné, priemerná veľkosť z desiatich najväčších valúnov je až 17,65 cm. Prevládajú valúny kremeňa, kremenca, arkózovité pieskovce a metakvarcity. Valúny sú dobre opracované.

Vrt EHZ-1 z. od Novej Bašty prevrťal v podloží bazaltového prúdu pravdepodobne ekvivalent belinských vrstiev. Je to 1 m hrubá poloha pestrých (sivé, nazelenalé, hnedo- a sivoškvrité) plastických ílov.

Štrky a íly predstavujú riečnu fáciu, ktorá vznikla v dolinách, do ktorých sa neskôr vyliali bazaltové prúdy cerovej bazaltovej formácie. Dnes, zásluhou týchto bazaltov, sú niekdajšie doliny v inverznej pozícii a bazalty budujú vrcholy a ploché chrbty Cerovej vrchoviny.

Pliocén - pleistocén

Cerová bazaltová formácia

Do cerovej bazaltovej formácie sú zahrnuté produkty bazaltového vulkanizmu vrchnopliocénneho až pleistocénneho veku, rozšírené v oblasti Cerovej vrchoviny. Vekové zaradenie sa opiera o bohaté

Obr. 7 Formy bazaltového vulkanizmu južného Slovenska

A - Lávový prúd z. od Filakova

1 - sedimenty spodného miocénu, 2 - flúviálne štrky pliocén - pleistocénu, 3 - lávový prúd: a) zóna brekciácie na báze prúdu, b) doskovitá odlučnosť paralelne s bázou prúdu, c) stĺpcová odlučnosť kolmo na bázu prúdu, d) zóna napnenia a brekciácie vrchnej časti prúdu

B - Lávový nek na lokalite Veľký Hardeš (j. od Lučenca)

1 - sedimenty spodného miocénu, 2 - bazaltový nek: a) stĺpcová odlučnosť, b) komínová brekcia

C - Diatréma pri obci Šurice

1 - sedimenty spodného miocénu, 2 - diatréma: a) palagonitové tufy a brekcie, b) zvrstvené tufy s polhami brekcií, c) aglutinované bomby, d) dajky

D - Struskový kužeľ Ragáč jv. od Filakova

1 - sedimenty spodného miocénu, 2 - struskový kužeľ, 3 - dajky, 4 - lávový prúd

E - Maar pri Hodejove

1 - sedimenty spodného miocénu, 2 - lávový prúd, 3 - maar

E₁ - Detail steny maaru pri Hodejove

I. staršia časť maaru - stredno- až hrubozrnné palagonitované tufy s úlomkami vypálených podložných sedimentov, II. mladšia časť maaru - palagonitované tufy s bombami, vo vrchnej časti poloha aglutinovaných bômb

F - Lávový prienik s prechodom do prúdu

1 - sedimenty spodného miocénu, 2 - lávové teleso a komínové brekcie: a) tufy s deformovanými fragmentami bazaltu, b) komínová brekcia, c) bazalt so subhorizontálnou orientáciou stĺpcov, d) bazalt s vejárovitou až subvertikálnou orientáciou stĺpcov

nálezky fauny cicavcov z maarovej depresie j. od Hajnačky (O. FEJFAR, 1964) a o väčší počet rádiometrických datovaní K/Ar metódou s vekmi v intervale 2,7 - 1,5 mil. r. (K. BALOGH - A. MIHÁLIKOVÁ - D. VASS, 1981, J. KANTOR - V. WIEGEROVÁ, 1981).

Cerová bazaltová formácia predstavuje priestorovo nesúvislé reliktý bazaltového vulkanizmu, prevažne lávové prúdy a príkrovy, v menšej miere struskové kužele, neky, dajky, maary, tufové kužele a diatrémy.

Vulkanické formy cerovej bazaltovej formácie (obr. 7)

32a

L á v o v é n e k y a p r i e n i k y - predstavujú telesa s eliptickým až izometrickým prierezom, s priemernou veľkosťou až 250 m. Sú tvorené masívnym bazaltom s blokovou a stĺpcovitou odlučnosťou, orientovanou kolmo na kontakt s okolitými horninami spodného miocénu (lokalita Veľké Hradište - obr. 7B). Pri okraji telesa je zóna brekcií, tvorených fragmentmi silne až extrémne napenenej lávy, s priemernou veľkosťou 3 - 5 cm, ojedinele malé bloky do 25 cm.

Príkladom preniku s prechodom do prúdu je lokalita Šomoška pri hranici s Maďarskom (obr. 7F). Na základe stĺpcovej odlučnosti pri severovýchodnom okraji telesa je možné rekonštruovať pravdepodobný prechod z preniku do prúdu (resp. do lávovej výplne krátera). Lávové neky vystupujú ako izolované, sčasti vypreparované telesa uprostred spodnomiocénnych sedimentov (Veľké Hradište, Tilič, Šomoška, teleso na východnom svahu pod kótou Rakvica), prípadne v centre struskových kuželov (Ostrá Skala) a pyroklastík (Ostrá).

S t r u s k o v é k u Ź e l e - sú budované prevažne netriedenými aglomerátmi s bombami a vložkami hrubozrnných lapilových tufov. U niektorých kuželov pozorujeme v neskoršom vývojom štádiu vznik aglutinátov a sekundárnych struskových prúdov. Pyroklastický materiál je hrubo triedený a zvrstvený, s periklinálnym uložením okolo centra, s úklonmi 25 - 35°. U niektorých kuželov s dobre zachovanou pôvodnou formou je vo vrcholovej oblasti plytká misovitá depresia, zodpovedajúca pôvodnému kráteru (Veľký Bučoš a Medvedia výšina). V súčasnej morfológii tvoria struskové kužele najvyššie vrcholy vyčnievajúce 50 - 100 m nad úroveň bazaltového platá.

M a a r y a d i a t r é m y - sú sústredené vo východnej a juhovýchodnej časti územia (Hodejov, Tachty), izolovane vystupuje maar vo Filakove.

H o d e j o v s k ý m a a r (obr. 7E) s eliptickým prierezom cca 600 x 800 m je v spodnej časti (obr. 7E₁) tvorený hrdzavohnedými a hnedozelenými palagonitizovanými tufmí s dostredivým úklonom 10 - 15°, kopírujúcimi reliéf misovitej depresie. Okrem zriedkavých bazaltových bômb sú v tufoch prítomné zaoblené úlomky egerských šlírov s limonitovými kôrami (často spečené - sčernané a spevnené). Podobného charakteru sú reliktý tufového pokrovu z. od maaru.

V mladšej etape došlo v dôsledku mohutnej explózie ku vzniku lieviko- vitej depresie a k uloženiu palagonitizovaných tufov, tufobrekcií

a aglutinátov s úklonom 30 - 40° do oblastí dnešných hodejovských kúpeľov (obr. 7E₁, II).

Maar južne od Hajnačky (na severnom svahu kóty 410, Matrač) predstavuje eliptickú morfológickú depresiu s rozmermi cca 80 x 50 m. Vo vrchnej časti maaru sú reliktby bitumínových sedimentov s malou mocnosťou (0,5 - 2 m) a v ich podloží sú autochtónne a redeponované palagonitované tuffy a brekcie. Pri severnej strane maaru je východ megabrekcií egenburských pieskovecov, spätých pravdepodobne s diatrému pod maarom. V sedimentárnej výplni maaru bola zistená fauna cicavcov neskorého pliocénu (O. FEJFAR, 1964). Výplň maaru bola overená vrtom.

Maary vo Filákově - sú indikované zvyškami tufových valov (Červený vrch, kóta 248,2, Filakovský hradný kopec a Vyhliadka, kóta 243,6). Vývoj prvého maaru dokumentujú odkryvy na južnom svahu Červeného vrchu. Na sedimentoch egenburgu je poloha nezreteľne zvrstvených lapilovo-jemnozrnných tufov a v nadloží je poloha limonitizovaných tufov, ktoré sú segmentované a v podobe izolovaných blokov skĺznuté spolu s masou pemzových tufov. Na deštruovaných povrchoch staršej stavby sú uložené jemnozrnné tuffy a lapilové tuffy s rozptýlenými pemzami s postupným vyrovnávaním úklonu. Vo vrchnej časti sú uložené bazaltové bomby.

Filakovský hradný kopec, ktorý predstavuje zvyšok ďalšieho maaru, je budovaný zvrstvenými hrubozrnnými lapilovými hnedočiernymi tufmi, striedanými polohami jemnozrnných tufov s úklonmi 15 - 20° k JZ. Vo vrchnej časti sú pozorované deformačné sklzové textúry v dôsledku nestability uloženého materiálu a vyplňovanie erozívnych zárezov. Na základe úlomkov lapilových tufov a vypálených egenburských sedimentov na kóte 243,6 - Vyhliadka predpokladáme pokračovanie tufového valu.

Diatrémy. V dôsledku pokročilejšej denudácie s odstránením povrchovej maarovej stavby dochádza k obnaženiu a erózii výplne prírodových systémov - diatrému (Šurice, Hajnačka). Vo výplni diatrému sú kompaktné nazelenalé tuffy a tufobrekcie s variabilným zastúpením úlomkov spodnomiocénnych sedimentov. V spodnej úrovni u diatrémy Šurice (obr. 7C) sú tuffy a tufobrekcie nezvrstvené, vo vrchnej úrovni sú textúry subhorizontálneho zvrstvenia. Výplň diatrému je prerážaná početnými dajkami s nepravidelným priebehom a krátkymi apofýzami ložného typu. Pri okraji diatrému sú okrem vrstevnatosti so strmými úklonmi pozorované strmo uklonené šmykové plochy v dôsledku subsidencie materiálu v diatréme. Zvláštnym prípadom výplne diatrému sú hrubé brekcie tvorené spodnomiocénnymi sedimentmi (egenburg) s minimálnym zastúpením vulkanického materiálu. Príklady brekcií tohto typu predstavujú lokality Tachty, Stará Bašta a v podloží maaru, j. od Hajnačky.

Dajky - vystupujú ojedinele v prostredí spodnomiocénnych sedimentov (Ragáč, Monica) v rámci struskových kužeľov, niekedy s prechodmi do lávových prúdov (Ragáč, Dunivá hora, Burda, Ostrá, Medvedia výšina) a v rámci výplne diatrému (Šurice, Hajnačka). Dajky sú tvorené prevažne masívnym bazaltom s blokovou až doskovitou odlučnosťou, paralelne s kontaktmi. Dajky vo výplni diatrému sa

32b

vyznačujú nepravidelným priebehom s prechodmi do krátkych apofýz ložného charakteru. Na okraji je často sklovitejší lem.

T u f y, t u f o b r e k c i e v o v ý p l n i d i a t r é m sú tvorené úlomkami tmavých sklovitejších bazaltov a vezikulovaných bazaltov (prevažne 0,5 - 3 cm, podradne do 4 - 6 cm) a úlomkami spodnomiocénnych sedimentov (často výrazne zaoblených) do 3 cm, ojedinele do 5 cm. Ojedinele sú vo výplni diatram prítomné úlomky kryštalických bridlíc a granitoidov. Matrix pozostáva z úlomkov bazaltových skiel, plagioklasu, pyroxénov, olivínu a jemnozrnejšej substancie z rozrušených spodnomiocénnych sedimentov. Sklovitý bazaltový materiál je chloritizovaný a palagonitizovaný, čo spôsobuje charakteristické tmavé sfarbenie horniny. Výplň dutín je tvorená zeolitmi a karbonátmi.

Vo vrchných úrovniach diatramovej výplne je pozorované zvrstvenie s miernymi úklonmi do centra. Brekcie spodnomiocénnych sedimentov sú vo výplni diatram (lokality Tachty, Stará Bašta) a v podloží maaru, j. od Hajnačky.

Brekcie sú tvorené úlomkami až blokmi (do veľkosti 2 - 3 m) egenburských pieskoviec a piesčitou matrix, tvorenou z rozrušených spodnomiocénnych sedimentov. Okrem egenburských sedimentov sú prítomné úlomky sedimentov otnangu, ktoré pôvodne vystupovali 100 - 150 m nad dnešnou úrovňou. Variabilne je zastúpený vulkanický materiál v podobe úlomkov tmavých a vezikulovaných bazaltov. Brekcie sú výsledkom deštruktívnych procesov v priebehu výstupu plynov k povrchu v procese fluidizácie.

Petrografickou a petrochemickou charakteristikou bazaltov juhovýchodného Slovenska sa podrobne zaoberala A. MIHÁLIKOVÁ (1966). Niektoré nové názory na klasifikáciu A. Miháliková zverejnila v spoločnej práci K. BALOGH - A. MIHÁLIKOVÁ - D. VASS, 1981.

Bazalty južného Slovenska, vzhľadom na svoju pozíciu v diagrame SiO_2 - Na_2O - K_2O podľa H. KUNA (1968), patria do alkalickéj série. V zmysle klasifikácie G. A. McDONALDA - T. KATSURU (1964) sú zastúpené alkalické olivínické bazalty a nefelinické bazanity. Ako výrastlice vystupujú olivín, augit, čadičový amfibol, nefelín, plagioklas a magnetit. Základná hmota pilotaxiticko-trachytickej, mikrodoleriticke-fonolitickej alebo doleritickej štruktúry je tvorená variabilným množstvom olivínu, pyroxénu, pargasitu, rhönitu, plagioklasu, nefelínu, palagonitizovaného skla a sekundárneho karbonátu.

Všetky uvedené horniny sú nefelinické bazanity okrem lokalít Ra-gáč a Šurice, ktoré sú alkalické olivínické bazalty.

Niektoré bazalty obsahujú ojedinelé megakrysty kersutitov a uzavreniny spinelových lherzolitov, ktoré pochádzajú pravdepodobne z vrchného plášťa (D. HOVORKA - P. FEJDI, 1980). Geochémiou bazaltov sa zaoberal J. FORGÁČ (1970). Uvedené zloženie makro- a mikroprvkov zodpovedá alkalickým bazaltom a bazanitom z iných oblastí a možno pre ne vo všeobecnosti aplikovať názory o genéze s malým stupňom parciálneho tavenia nediferencovaného materiálu plášťa za vyššieho tlaku.

Prehľad zloženia bazaltov

Lokalita	Hajnačka	Ragáč	Bulhary	Veľké Dravce	Šurice	Radzovce
výrastlice						
olivín	13,20	2,90	17,50	16,30	6,53	6,70
augit	12,50	8,90	21,90	21,10	4,31	6,91
amfibol	0,70	-	-	-	-	-
rhonit	6,10	2,20	0,60	-	1,47	-
plagioklas	-	1,20	1,50	1,20	-	11,48
nefelín	-	0,40	-	-	-	4,86
magnetit	-	-	3,40	0,90	0,05	-
základná hmota						
olivín	5,40	2,30	9,40	11,00	6,72	4,38
pyroxén	15,10	24,90	13,80	10,50	5,43	5,41
pargasit	2,90	0,50	1,10	-	0,17	-
nefelín	-	21,20	16,60	12,30	-	7,65
plagioklas	10,60	22,90	9,10	19,10	19,86	24,48
magnetit	10,70	12,60	5,10	8,80	16,65	10,81
sklo (palag.)	22,20	-	-	-	25,66	16,08
normatívne zloženie (CIPW)						
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	1,54

Tufy a lapilové tufy vytvárajú polohy okolo struskových kužeľov a maarov, prípadne sa podieľajú na ich stavbe. Vystupujú v malých hrúbkach na báze niektorých lávových prúdov. Tufy a lapilové tufy späté so stavbou struskových kužeľov sú spravidla červenej, červenohnedej a žltohnedej farby, dobre triedené a zvrstvené, tvorené úlomkami tmavých bazaltov, hnedých napených až struskových bazaltov (priemerná veľkosť 0,5 - 30 cm, podradne do 5 cm) a zrnitou matrix. Obmedzenie úlomkov je silne nepravidelné až bizarné, väčšie úlomky majú bombičkový charakter.

Tufy a lapilové tufy, ktoré priestorovo asociujú s maarom a prípadne sa podieľajú na ich stavbe, sú farebne pestrejšie, okrem hnedých, červenohnedých fragmentov bazaltu sú prítomné fragmenty nazelenalej farby, úlomky sedimentov do 5 - 10 cm (eger, egenburg), často termicky postihnuté a obalené limonitovými kôrami. Vo variabilnom zastúpení sú prítomné tiež xenolity kôry (granitoidy a meta-

morfity) a mafických ultrabázických hornín. Matrix je detritická, zrnitá, pestrejšie sfarbená, 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 jemnozrnných tufoch impaktne štruktúry.

- 29 Aglomeráty a lapilové tufy tvoria okrajové časti niektorých struskových kuželov, prípadne vystupujú v pozícii bez zjavného vzťahu k nim (j. od Bulharov a na Pohanskom vrchu). Aglomeráty sa nepravidelne striedajú s polohami lapilových tufov, obsahujúcich drobné fragmenty veľkosti 1 - 5 cm.

Aglomeráty a lapilové tufy, ktoré sú vo vzťahu k diatermám a maarom, sú tvorené drobnými napenenými úlomkami bazaltu až pemzového charakteru, svetlej až nazelenalej farby s väčším zastúpením angulárnych úlomkov a fragmentov bazaltových bômb, často aj nevulkanických hornín (valúny a úlomky pieskvcov). V niektorých prípadoch sú tufy palagonitizované.

- 28 Aglomeráty sú dominantným prvkom v stavbe struskových kuželov. Aglomeráty sú tvorené úlomkami vezikulovaných struskovitých aj celistvých bazaltov s bombami rôznej veľkosti (5 - 20 cm) s lapilovo-tufovou až struskovitou matrix. Aglomeráty sú prevažne netriedené, často len s naznačeným zvrstvením v dôsledku zosúvania materiálu po svahu kužeľa. U triedených aglomerátov spravidla chýba matrix. Aglomeráty sú všeobecne silne oxidované (červené). Tmavé až čierne aglomeráty Dunivej hory sa vyznačujú zvýšeným obsahom sklovitých bazaltov a obsahujú aj úlomky podložných ryolitových tufov.

- 27 Bazalty - ako najrozšírenejší litologický typ tvoria lávové prúdy a pokrovy, menej dajky a lávové neky. Bazalty prevažne celistvé, masívne, tmavosivej až sivočiernej farby predstavujú stredné časti lávových prúdov, dajok a nekov. V povrchových častiach lávových prúdov, v menšej miere v bazálnych úrovniach, sú vyvinuté lávové brekcie struskovitého až blokového charakteru. Odlučnosť je bloková, v bazálnych úrovniach často doskovitá a vyššie stĺpcovitá. V dôsledku vetrania je pozorovaný rozpad typu "sonnenbrand" v podobe drobných sférických úlomkov.

Aglutináty sa podieľajú v rôznej miere na stavbe struskovitých kuželov a niektorých maarov (maar v Hodejove). Aglutináty sú tvorené plasticky deformovanými fragmentmi lávy spravidla pretiahnutého tvaru, eliptickými a nepravidelne sférickými bombami do veľkosti 20 - 30 cm, tvorenými silne až extrémne vezikulovaným bazaltom. Bomby a lávové fragmenty sú spečené, v dôsledku čoho dochádza ku stieraniu ich rozhraní, ktoré je často neostré. Lokálne pozorujeme textúry sekundárneho tečenia. Aglutináty sú výrazne oxidované, sfarbené do červena až červenohneda. Aglutináty tvoria nepravidelné polohy v stavbe struskových kuželov, striedané polohami nespečených bômb a lapilových tufov. V oblasti hodejovského maaru sú aglutináty so sekundárnymi znakmi tečenia uložené na vnútornom svahu tufového valu.

Produkty mladšej aktivity bazaltového vulkanizmu, koncentrované na Cerovú vrchovinu a pokračujúce na území Maďarskej republiky, sa vyznačujú pestrosťou vulkanických foriem.

Lávové prúdy a pokrovy predstavujú najrozšírenejší typ. Priemerná mocnosť prúdov je 10 - 50 m (u prúdov vo výplni paleodolín ojedinele viac). Maximálna dĺžka je 9 km (prúd Radovce - Trebeľovce), šírka 200 - 1 500 m. Plošný rozsah pokrovy dosahuje maximálne 2 - 3 km.

Vnútorňá časť bazaltových prúdov je tvorená masívnym bazaltom s blokovou až doskovitou odlučnosťou, paralelnou s bázou a zriedkavejšie zvislou stĺpcovou odlučnosťou (obr. 7A). Vo vrchnej časti prúdov vzniká v dôsledku zvetrávania guľovitá až nepravidelne sférická odlučnosť na drobné sférické fragmenty "sonnenbrand". V okrajových a povrchových častiach prúdov dochádza ku vzniku struskových brekcií typu aa-láv a block-láv malých mocností (do 1 - 5 m). Na svahoch niektorých kuželov (Plešivec, Ragáč, Medvedia výšina, Dunivá hora a na lokalite Mačacia) sú pozorované tenké, silne zbrekčiovatené a vesikulované lávové prúdy.

Kvartér

Kvartérne sedimenty Lučenskej kotliny, Cerovej vrchoviny a prilahlých častí Rimavskej a Ipelskej kotliny, Slovenského rudohoria a Krupinskej planiny tvoria nerovnomerný pokryv. Súvisle vystupujú predovšetkým v dolinách Ipľa, Rimavy a ich prítokov a na kotlinových pahorkatinách.

Prevládajúcim genetickým typom sú fluvialne sedimenty najvyšších, vysokých, stredných a nízkych terás a nív riek a potokov. Litologicky výrazné sú odlišné sprašovité sedimenty Cerovej vrchoviny, tvorené piesčitými hlinami a sprašovitými sedimenty kotlinových pahorkatín, tvorené ílovitými, ílovito-piesčitými a štrkovitými polygenetickými sedimentmi.

V predhorí Slovenského rudohoria a Krupinskej planiny sú rozšírené pokrovy a plášte deluviálnych (eluviálno-deluviálnych) hlinito-kamenitých sedimentov. Krátke potoky na styku pohorí a kotliny vytvárajú rozsiahle náplavové kužele.

Okrem uvedených 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 minerálnych vôd sa sporadicky sformovali travertínové kopy.

V dôsledku klimatických oscilácií v kvartéri, ktoré sa odohrávali pri celkovom nerovnomernom zdvihu územia (sumárny efekt cca 140 m), je pre územie regiónu charakteristický polycyklický vývoj sedimentov.

Na základe morfolologickej pozície fluvialných sedimentov terás, typológie fosílnych pôd nadložných pokryvov spraší, sprašovitých

sedimentov, a najmä nálezov malakofauny, rádiometrických vekov bazaltov, paleomagnetických údajov a širších korelačných vzťahov v rámci kotlín južného Slovenska, kvartérne sedimenty regiónu v zmysle návrhu členenia čl. kvartéru (J. TYRÁČEK, 1987) začleňujeme do starého (spodného), stredného, mladého pleistocénu a holocénu.

Pleistocén

26 Biber?

Najstaršie sedimenty kvartéru v študovanom území sa zachovali v podloží bazaltov cerovej bazaltovej formácie, sporadicky v doline Ipľa v Ipelskej kotline a sú zastúpené fluviálnymi piesčitými štrkami najstarších terás a úrovní - t r e b e ľ o v s k é v r s t v y , ktoré pozične vystupujú pod úrovňou belinských vrstiev.

Súvislejšie sú zachované pod lávovým prúdom na severnom okraji Cerovej vrchoviny, medzi kótou Monosa a Trebelovcami. Lineárny tvar štrkových akumulácií a výškový spád pozdĺžneho profilu výstupu štrkov a bazaltového prúdu indikujú priebeh paleodoliny. Jej usmerenie zodpovedá súčasnému stavu. Báza akumulácie v kameňolome pod kótou Chrást sa nachádza v relatívnej výške 100 m, s postupným spádom k Trebelovciam na 90 m.

Na báze súvrstvia sa nachádzajú hrubšie, priemerne vytriedené sivé piesčité štrky. Podľa J. HORNIŠA (1984) majú nasledovné zrnitosťné parametre a zloženie:

$Q_1 - 0,33$; $Md - 1,9$; $Q_3 - 11$; $So - 5,8$; $Sk - 1,0$. Štrky sú tvorené zaoblenými, v menšej miere polozaoblenými valúnmí. Často sa vyskytujú guľaté, dokonale zaoblené valúny. Valúnový materiál je zložený prevažne z kremenca a kremenného pieskovca. Hojne sú zastúpené arkózy, arkózové pieskovce a droby, ktoré sa vyznačujú veľmi dobrou sféricitou. Ojedinele sú prítomné kremenné metakvarcity, svory, fylity, bazalt, andezit a vulkanoklastiká.

V ľahkej minerálnej frakcii prevládajú zrná kremeňa, hojne sú zastúpené limonitizované zrná, čiastočne úlomky hornín a živce, väčšinou s bielym kaolinizovaným povrchom. Podradne sú prítomné sludy a glaukonit. V ťažkej minerálnej frakcii prevládajú opakové, ktoré sú zastúpené najmä magnetitom a limonitom, podradne leukoxénom a pyritom. Hojne sú zastúpené granáty a významnejšie aj amfiboly, turmalín a apatit (J. HORNIŠ, 1984).

Piesčité štrky korytovej fácie smerom k nadložíu prechádzajú do šikmозvrstvených pieskov, pieskoštrkov s podobným mineralogickým a petrografickým zložením. V celom súvrství sú prítomné šošovky a vrstvičky stredno- až jemnozrnných, dobre vytriedených sivých pieskov, miestami závalky svetlosivého piesčitého ílu.

V nadloží korytovej fácie (štrkov) ležia červenohnedé až karmínovočervené, hrubo- až strednozrnné piesky a drobnejšie piesčité štrky s klinovitými zátekmi do podložia a na nich červenosivoškvornité

piesky (0,70 m), hlinité piesky a tehlovočervené až karmínovočervené silne piesčité hliny (hlinité piesky), ktoré reprezentujú resedimentovanú, termicky poznamenanú rubifikovanú pôdu. V pieskoch majú prevahu zrná kremeňa a kremenca, v hlinitých pieskoch a hlinách (pôdach) sú v značnej miere prítomné zrná vulkanoklastík. Ich prítomnosť sa zväčšuje v nadložnom tmavosivom humóznom horizonte s pseudomyceliami, ktorý zakončuje vývojový cyklus najstaršej pleistocénnej fosilnej pôdy, ktorá stavbou pôdneho profilu pripomína fosílnu pôdu typu andosol. Túto skutočnosť potvrdzuje E. VAŠKOVSKÁ (1988), ktorá zistila v tejto pôde alofan. V bezprostrednom nadloží fluviálnych vrstiev sú vyvinuté 60 - 90 cm hrubé vrstvy piesčitých tufitických sedimentov a tufov, na ktorých ležia bazalty cerovej bazaltovej formácie (J. PRISTAŠ, 1981). Celé súvrstvie, vrátane bazaltov, sa vyznačuje obrátenou magnetizáciou a indikuje pravdepodobne epochu Matujama (E. VAŠKOVSKÁ, 1988). Rádiometrický vek bazaltov je 1,8 mil. rokov (± 260 tis. r., K. BALOGH (ústne oznámenie)).

V podobnej výškovej pozícii sa nachádzajú zvyšky akumulácie štrkov na vrchu Bukovec pri osade Hámor. Súvrstvie je zložené z dvoch akumulácií štrkov, ktoré sú rozdelené povodňovými hlinami a silne rubifikovanými fosílnymi pôdami (J. PRISTAŠ, 1981), ktoré korelujeme s termicky pozmenenými andosolovými fosílnymi pôdami pri Ratke pod kótou Chrást.

Na základe morfolologickej pozície, typológie rubifikovaných fosilných pôd, ktoré sa nachádzajú okrem spomínaných prípadov na najstarších prvkoch reliéfu (poriečnej rovni) na poltárskom súvrství, môžeme uvedené akumulácie štrkov začleniť do najstaršieho obdobia pleistocénu - pliocénu (biberu?), pričom spodné, silne zvetrané ílovité štrky na vrchu Bukovec predstavujú staršie a vrchné piesčité štrky mladšie obdobia (J. PRISTAŠ, 1981).

Donau

25

V nižšej morfolologickej pozícii, v podloží lávového prúdu cerovej bazaltovej formácie medzi Husinou a Šavoľom, sa nachádzajú piesčité štrky - h u s i n s k é v r s t v y strednej najvyššej terasy, ktorá sa sporadicky zachovala v doline Rimavy a Suhej.

Povrch terasy sa nachádza v absolútnej výške pod 300 m (cca 100 m), báza vo výške 70 - 90 m nad riečnymi nivami tokov.

Lineárny priebeh výskytov fluviálnych štrkov v podloží bazaltového prúdu na jednej strane a terasový vývoj v doline Rimavy, gradačné zvrstvenie, litologické a petrografické zloženie, hrúbka súvrstvia na druhej strane svedčia o fluviálnom pôvode materiálu, ktorý sa výrazne líši od poltárskeho súvrstvia. Prevahu majú fluviálne sedimenty korytovej a nivnej fácie starého koryta (doliny) Suhej, Iplá a Rimavy, ktoré sa nachádzajú na medziriečí Suhej a Rimavy 20 - 25 m pod úrovňou bazálnych vrstiev poltárskeho súvrstvia. Bazálna korytová fácia je zastúpená hrubými reziduálnymi štrkami a piesčitými štrkami s dobre opracovanými valúnni kremeňa a kremenca. Materiál

je silne zvetraný a limonitizovaný, obsahuje polohy a preplástky svetlosivých ílov. Pod bazaltovým prúdom pri Husinej, najmä v jeho dolnej časti, prevládajú drobné 1 - 2 cm hrubé štrky, svetlosivé piesky zložené z valúnov a zrn kremeňa a kremenca. Ojedinele sú prítomné pieskovce, bridlice a lydity. V nadloží korytovej fácie vystupujú pestrofarebné, sivohnedočerveno sfarbené piesčité íly nivnej fácie. Na íloch nivnej fácie boli sformované tehlovočervené (silne rubifikované) pôdy (J. PRISTAŠ, 1983, 1984), ktoré sú výrazne vyvinuté na poltárskom súvrství, kde miestami tvoria horizont hrubý 2 - 3 m.

Fosilny pôdny horizont reprezentuje pravdepodobne interglaciálne pôdy donau-günzského interglaciálu, čo umožňuje začleniť piesčité štrky do dunajského glaciálu. Stratigrafickú príslušnosť štrkov potvrdzujú rádiometrické veku nadložných bazaltov (1,4 - 1,6 ± 0,32 mil. rokov) husinského prúdu a obrátená magnetizácia (V. ORLICKÝ et al., 1982), ktorá najpravdepodobnejšie indikuje epochu Matuyama. Nadložné pokryvy sprašových, hlín a najmä rubifikované fosilne pôdy v nadloží bazaltov, majú normálnu magnetizáciu (epocha Brunhes).

24 - 23 Günz

V nižšej úrovni, v pozícii 30 - 40 m nad riečnou nivou Ipl'a a Suchej, vystupujú fluviaálne štrky spodnej najvyššej terasy (Günz). Terasa je najviac zachovaná na pravom brehu Ipl'a, respektíve na staropleistocénnom sútoku Ipl'a a potoka Slatinka, j. od osady Horná Slatinka. V doline Suchej bola terasa identifikovaná v okolí kóty 235 (Bakoš), v starom sútoku Ipl'a a Suchej, a najmä na severnom okraji Cerovej vrchoviny.

Povrch terasy v okolí Hornej Slatinky sa nachádza v relatívnej výške 40 - 60 m, v doline Rimavy 50 - 90 m nad riečnou nivou tokov. Na báze terasy Ipl'a, v hĺbke cca 14 m (vrt PIV-12, J. PRISTAŠ, 1971), boli navrtené hnedé až sivohnedé štrky až piesky. Valúnový materiál je zvetraný, v nadloží značne zahlienený, drobný (maximálny ϕ valúnov 2 cm). Hrúbka fluviaálnych štrkov je 1,0 - 1,5 m. Zrnitostné parametre podľa J. HORNÍŠA (1976) sú nasledovné: $Q_1 = 0,9$; $Md = 0,44$; $Q_3 = 1,0$; $So = 3,3$; $Sk = 0,46$. V zložení materiálu úplne prevládajú pôlopracované žilné kremenca a kremenca, podradne sú zastúpené pieskovce, ojedinele lydity, v terase Suchej a Beliny sú hojne zastúpené zvetrané andezity a bazalty. V ťažkej frakcii (J. HORNÍŠ, 1976) je prevaha opakových minerálov. V ľahkej frakcii sú prítomné najmä kremenca, sludy a limonitizované zrná.

Mineralogické a petrografické zloženie materiálu je podobné ako u mladších pleistocénnych terás, pričom pozorujeme úplnú absenciu hypersténu, ktorý vďaka pokročilému veku akumulácie podľahol zvetrávacím procesom.

V nadloží piesčitých štrkov a pieskov sú vyvinuté ílovité až sivé povodňové hlíny a íly (hrúbka cca 1,5 m), na ktorých bol sformovaný komplex (2 m) silne rubifikovaných pôd günz-mindelského

interglaciálu (cromer). Typologicky podobné pôdy sú vyvinuté aj v bezprostrednom nadloží svetlosivých hĺn, a najmä bazaltov cerovej bazaltovej formácie. Nadložie terasy budujú mladšie pleistocénne spraše a sprašové hliny.

Günzská terasa Rimavy je zachovaná na pravom brehu a tvorí výrazný zarovnaný pás územia. Jej šírka miestami dosahuje 2 km. Má výrazne vyvinutú eróznú hranu. Povrch terasy vystupuje v relatívnej výške 70 - 95 m nad riečnou nivou Rimavy. Proti toku konverguje.

Fluviálna séria terasy leží v severnej časti na paleozoiku, mezozoiku, v dolnej časti na egerských prachovcoch a egenburských pieskoch. Bezprostredne na povrch vystupuje pozdĺž eróznej hrany a v dolinách bočných prítokov Rimavy.

Na báze terasy (v relatívnej výške 25 - 80 m) sú vyvinuté sivé, žltosivé až hnedé, miestami silne zahlinené piesčité štrky korytovej fácie, zložené prevažne z rezistentných valúnov kremeňa a kremenca. Podradne sú zastúpené valúny kryštalickej bridlice, lydity a zvetraného andezitu. Valúnový materiál je hrubý. Maximálny priemer valúnov je do 20 cm, ojedinele sú prítomné i väčšie.

Valúnový materiál je opracovaný. Súvrstvie hrubých štrkov prechádza do vytriedenejších piesčitých štrkov, pieskoštrkov, prípadne do pieskov. Maximálna hrúbka fluviálnej série 6 m bola zistená vo vrte VTP-5. Spravidla sa však pohybuje od 3 - 5 m.

V nadloží pieskov vystupuje nivná fácia, tvorená sivými povodňovými hlinami, prípadne svetlosivými, sivomramorovanými ílmi. Hrúbka nivnej fácie sa pohybuje od 1,5 - 2 m. V pozdĺžnom i priečnom profile miestami prechádza do ílovitých pieskov.

V nadloží nivnej fácie vystupujú nevápnité hliny výraznej tehločervenej až karmínovej farby, rubifikované fosílné pôdy günz-mindelského interglaciálu v podloží so svetlými sivými ílovitými zátekmi, šmuhami a podobne. V granulometrickom zložení hĺn dominujú frakcie prachu (60 %) s rovnakým, prípadne i väčším podielom frakcie piesku a ílu. Vzhľadom na značnú zmenu substrátu prechádzajú do piesčitých hĺn, prípadne prachovitého piesku. Nadložie terasy Rimavy je budované 7 - 8 m hrubou sériou mladších sprašovitých hĺn a spraší.

Na severnom okraji Cerovej vrchoviny, v. od obce Šavoľ, sa zachovali križovo zvrstvené piesky a drobné štrky s polohami hrubších, prevažne bazaltových štrkov korytovej fácie s hrúbkou 4 m. Na štrkoch ležia sivé jemnozrné ílovité a prachovité piesky. Z fauny je hojne zastúpená najmä *Lymnaea peregra ovata* (DRAP.).

Mindel

22 - 19

Vrstvy starého pleistocénu (mindel) zaberajú široký terasovitý pás územia Lučenskej kotliny na pravom brehu Iplá, Sucheja a na ľavom brehu Beliny. Sú zastúpené fluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi, vystupujúcimi v dvoch úrovniach. V dôsledku diferenciacie neotektonických pohybov v Lučenskej a Rimavskej kotlině a klenby Cerovej

vrchoviny pozorujeme aj výškovú diferenciáciu mindelských terás. V Lučenskej kotline je táto diferenciácia nevýrazná, alebo chýba. Len v okolí Bolkoviec sú slabé náznaky dvojstupňovej stavby. Výraznejšia diferenciácia terás starého pleistocénu bola podmienená najmä intenzívnejším zdvihom klenby Cerovej vrchoviny a krých rozvodia Suchej a Rimavy.

Mindelská terasa je súvisle vyvinutá v doline Ipl'a a Suchej, kde tvorí 2 - 3 km široký pás územia. Užšie pásy terasy sú zachované na ľavom brehu Beliny. Povrch terasy, ktorý vystupuje v relatívnej výške 35 - 40 m, je skoro vodorovný, len mierne uklonený k hlavným tokom (J. PRISTAŠ, 1970).

Na báze terasy Ipl'a a Suchej, v relatívnej výške 20 - 25 m, vystupujú piesčité až zahlinené zvetrané štrky. Terasa Suchej a staršia mindelská terasa Beliny a potoka Baby je budovaná žltohnedými, silne zvetranými štrkami.

Štrky sú zložené z polo- až opracovaných valúnov kremeňa, kremenca a kremitého pieskovca. Ojedinele sa vyskytujú kryštalické bridlice, žuly, svory, lydity, andezity. Vo valúnovom materiáli terasy Beliny a potoka Baby sú výrazne zastúpené hrubé, relatívne slabo opracované valúny bazaltov a andezitu.

Ľahkú frakciu podľa J. HORNIŠA (1976) tvoria kremeň, slúda a limonitizované zrná. Z ťažkých minerálov výrazne prevládajú opakové minerály. Chýba hyperstén. Hrúbka korytovej fácie je 2,5 - 3,0 m.

V nadloží štrkov korytovej fácie sú miestami vyvinuté sivé, stredno- až hrubozrnné zahlinené a limonitizované piesky. Ich hrúbka vo vrchoch v okolí Bolkoviec a Filakova dosahuje 3 - 6 m. Spravidla sú v nadloží korytovej fácie zachované sivé až žltosivé íly, povodňové hliny a piesčité hliny. V ich nadloží vystupujú tmavohnedé až slabočervenkasté ílovité hliny, ktoré reprezentujú pôdy mindel-risského interglaciálu. Na fosílnom pôdnom horizonte (staršej) mindelskej terasy ležia sprašové (sprašovité) hliny a spraše (6 - 7 m).

V oblasti Cerovej vrchoviny, v doline Rimavy, najmä v doline Beliny a v ústí potoka Baby, vystupuje spodná vysoká terasa (mladší mindel). Je budovaná 2 - 3 m hrubým súvrstvím piesčitých štrkov a pieskov s výrazným podielom bazaltových valúnov.

18 - 16 Ris

Pod mindelskými terasovými stupňami Ipl'a, Suchej a Beliny vystupujú dve stredné terasy. Prvá, staršia úroveň, sa nachádza v relatívnej výške 20 - 25 m. Širší priestor medzi staršou risskou terasou a nivou, prípadne nízkou terasou, zaberá hlavne risská terasa s povrchom 10 - 12 m nad riečnou nivou tokov.

Vyšší terasový stupeň - starší ris (preris ?) tvorí na Ipl'i 1 - 1,5 km široký pás. Užší pás terasy je zachovaný v doline Suchej a Beliny. Terasa má dobre vyvinutú hranu, pozdĺž ktorej vystupujú štrky korytovej fácie.

Na báze terasy, v relatívnej výške cca 17 m, vystupujú zahlinené, silne zvetrané žltohnedé piesčité štrky. Valúnový materiál je poloaž dobre opracovaný, zložený z kremeňa, kremenca, podradne sú zastúpené žuly, lydity, kryštalicke bridlice a pieskovce. Valúny majú rozmery 3 - 5 cm, maximálne 8 cm.

V ľahkej frakcii na Iplí, podľa J. HORNIŠA (1976), sú väčšinou prítomné kremene a sludy. V ťažkej frakcii prevládajú opakové minerály, najmä leukoxén, zriedkavejšie magnetit a ilmenit. Hojne je zastúpený epidot a amfibol. Vo fluviaálnom materiáli terasy Suchej je prevaha magnetitu, ilmenitu a leukoxénu a objavuje sa hyperstén, ktorý v starších pleistocénnych akumuláciách chýba.

V nadloží korytovej fácie terasy je vyvinutá 4,5 m séria sprašových hĺn a spraší.

Spodný terasový stupeň - mladší ris tvorí 1,0 - 1,5 km široký pás územia na pravom brehu Iplá, Suchej a Krivánskeho potoka, sporadicky je zachovaný v doline Rimavy.

Povrch terasy, vystupujúci v relatívnej výške 10 - 12 m je skoro vodorovný, len s nepatrným úklonom k riečnej nive. Terasa je budovaná 2,5 - 3 m hrubým súvrstvím piesčitých štrkov korytovej fácie (J. PRISTAŠ, 1971). Na báze terasy sú vyvinuté miestami zvodnené, prevažne hrubé štrky. Smerom k nadložiu sa zjemňujú a prechádzajú do drobnejších, šikmo zvrstvených piesčitých štrkov, obsahujúcich polohy a šošovky vytriedeného stredno- až hrubozrnného piesku. Fluviaálne štrky sú v porovnaní so staršími terasami menej zvetrané a viac vytriedené.

Priemerná veľkosť zrna (podľa J. HORNIŠA, 1976) $M_d = 0,2 - 2,2$. Koeficient vytriedenia $S_o = 5,2 - 7,2$. Valúnový materiál je zložený z opracovaných valúnov kremeňa a kremenca. Podradne sú zastúpené pieskovce, žuly, ojediniele andezity, silicity, kryštalicke bridlice. V ľahkej frakcii je prítomný kremeň, sludy a podradne živce (J. HORNIŠ, 1976). V ťažkej frakcii prevládajú opakové minerály. Hojne je prítomný hyperstén, granát, amfibol a epidot. Z opakových minerálov sú prítomné magnetit a ilmenit. Hyperstén je väčšinou slabo korodovaný.

V nadloží štrkov korytovej fácie vystupujú stredno- až hrubozrnné limonitizované hnedé a sivohnedé piesky a ílovité štrky. Nad nimi ležia žltosivé a sivohnedé laminované povodňové hliny a íly. Hrubka nivnej fácie dosahuje 1,5 - 2 m. Fluviaálna séria mladšej risker terasy je zakrytá 2 - 4 m hrubým pokryvom spraší a sprašových hĺn. V podloží sprašovej série sú zachované hnedozemné ilimerizované pôdy ris-würmského interglaciálu.

Würm

15 - 9

Sedimenty mladého pleistocénu Lučenskej kotliny sú zastúpené fluviaálnymi sedimentmi nízkej terasy Iplá a Suchej, fluviaálnymi sedimentmi dnovej výplne riečnych nív, proluviaálnymi sedimentmi bočných potokov, pokryvom spraší, sprašových hĺn, deluviaálnych

(polygenetických) hĺín sprašového charakteru a hĺínito-kamenitých sedimentov (svahovín).

Fluviálne sedimenty nízkej terasy (starší wűrm) sa zachovali na pravom brehu Krivánskeho potoka, Iplá, Suchej a Beliny. Súvislejšie sú vyvinuté na ľavom brehu, čiastočne na pravom brehu Suchej, medzi Pršou a Holišou. Výraznejšie sú na ľavom brehu od obce Filakovské Kováče po samotú Lazy.

Povrch terasy vystupuje 4 - 8 m nad riečnou nivou Iplá, báza terasy na úroveň alebo slabo pod úroveň povrchu riečnej nivy.

Na báze terasy vystupujú sivožltohnedé, hrubé piesčité až slabo zahĺínené štrky. Valúnový materiál je zložený z kremeňa, kremenca, pieskovca, žuly, lyditu, ojedinele andezitu; je poloopracovaný.

V ľahkej frakcii materiálu terasy Suchej prevláda kremeň, sludy a limonitizované zrná. V ťažkej frakcii prevládajú opakové minerály - magnetit a ilmenit, ďalej amfibol, granáty, epidot a hyperstén. Hyperstén je väčšinou slabo korodovaný (J. HORNÍŠ, 1976).

V nadloží súvrstvia vystupujú viac piesčité štrky až hrubozrnné piesky, zakryté 0,7 - 2,0 m skrývkou sprašových hĺín so slabo vyvinutou černozeťou alebo hnedozeťou.

Najnižšiu pozíciu v dĺínách riek zaberá zvodnené súvrstvie fluviálnych sedimentov dnovej akumulácie (výplne), vystupujúce v podloží holocénnych hĺínito-piesčitých a ílovitých náplavov nív tokov.

Dnová akumulácia je vyvinutá v celom rozsahu nív tokov. Riečna niva Iplá je tvorená 2 - 3,5 m hrubým súvrstvím zvodnených piesčitých štrkov. Menšie hrúbky (1,5 - 2,5 m) pozorujeme v doline Suchej a nepatrne v podloží holocénnych náplavov prítokov Iplá, Suchej a Beliny. Na báze dnovej akumulácie sú sivé hrubé štrky, charakteristické zvlášť pre hornú časť toku Iplá. V pozdĺžnom profile Iplá a Suchej sa materiál postupne zjemňuje a prechádza do jemnejších piesčitých štrkov.

V nadloží súvrstvia prevládajú jemnejšie, šikmo zvrstvené piesčité štrky a hrubozrnné piesky.

V petrografickom zložení (v porovnaní so staršími pleistocénnymi akumuláciami) sa zvyšuje podiel valúnov andezitov, bazaltu, avšak prevládajú valúny kremeňa a kremenca. Ojedinele sú prítomné valúny pieskovca, kryštalických bridĺíc a žuly.

V ľahkej frakcii (J. HORNÍŠ, 1976) prevládajú kremeň, sludy, podradne sú prítomné glaukonit a živce.

V ťažkej frakcii prevládajú opakové minerály - magnetit, ilmenit, menej limonit a leukoxén. Výrazne sa zvyšuje podiel hypersténu, ktorý je slabo korodovaný až nekorodovaný.

V nadloží dnovej akumulácie (korytovej fácie) sú sporadicky zachované hrubozrnné piesky, fácie prikorytových plytčín, ktoré smerom k nadložiu prechádzajú, respektíve sú zakryté holocénnymi hĺínito-piesčitými a ílovitými povodňovými sedimentmi.

V ojedinelých prípadoch (pri Rapovciach, Lazoch a Prši) sa zachovali zvyšky zahĺínených, stredno- až hrubozrnných pieskov s krátkym eolitickým transportom. Sú zväčša vyťažené. Predtým tvorili

2 - 4 m vysoké, podlhovasté presypy premodelované laterálnou eroziou a čiastočne, podobne ako sedimenty dnovej akumulácie, zakryté holocénym povodňovým krytom.

S p r a š e a s p r a š o v é (sprašovité) h l i n y - eoliticko-deluviálne sedimenty tvoria viac-menej súvislý pokryv na fluviaálnych sedimentoch nízkej, stredných, vysokých, najvyšších terasách Iplá, Suhej, Beliny, Rimavy a zvyškoch kvartérnych bazaltových prúdov. Sprašový pokryv je porušený len na veľmi exponovaných svahoch dolín a erózných hranách terás. Hrúbka sprašových pokryvov sa zväčšuje od najmladších k najstarším terasám. Na nízkych terasách je hrúbka sprašového pokryvu 1 - 2 m, na stredných 4 - 6 m a na vysokej a najvyššej terase 8 - 10 m.

Sprašový pokryv terás sa vyznačuje značnou rôznorodosťou, a najmä obsahom fosílnych pôdnych horizontov.

Najúplnejší profil so sprašovým pokryvom v študovanej oblasti je zachovaný na najstarších pleistocénnych terasách Iplá, Suhej, Rimavy a zvyškoch bazaltových prúdov.

Bezprostredné nadložie terás budujú (würmské) 2 - 4,5 m hrubé pokryvy spraší a sprašových hĺn, zastúpené okrovými až sivožltými prachovitými, piesčitými, ílovitými alebo vápnitými hlinami s ojedinelými polohami typických žltých (okrových) vápnitých spraší s chladnomilnou malakofaunou sprašovej stepi.

Vo vrte VFP-2, v. od obce Buzitka, vo vápnitých sprašiach, v hĺbke 2,2 - 3,0 m Z. Schmidt určil nasledovné spoločenstvo: *Pepilla muscorum* (L.), *Vallonia costata* (MÜLL.), *Pupilla muscorum densegirata* (LŽK.), *Succinea ablona* (DRAP.), *Vertigo pygmaea* (L.), *Trichia hispida* (L.), *Columella columella* (MART.) a podobne.

Územie Cerovej vrchoviny pokrývajú polygenetické (hliny) sedimenty sprašového charakteru. V dôsledku sústavného prehlbovania a obnovovania expozície svahov sa zachovali prevažne mladé - würmské až staroholocénne svahoviny na rozvodniach riek a potokov a na úpätiach svahov a dolín. Sú to diageneticky málo pozmenené, odvápnené zvetraliny egerských prachovcov, najmä piesčitých sedimentov egenburgu, zastúpené žltosivými piesčitými a prachovito-piesčitými hlinami. Hrúbka pokryvu sa pohybuje od 2 - 4 m. Na úpätiach svahov obsahuje séria 1 - 2 m hrubé horizonty tmavej, čiernej až hnedastej pôdy. Tieto okolnosti svedčia o tom, že deluviálne plášte boli sformované v období würmu - najmladšieho würmu až v holocéne.

Bezprostredne na fosílnych pôdach rissko-würmského interglaciálu hliniska Hajnačskej tehelne vystupujú žlté až žltohnedé, v podloží sivé, silne piesčité hliny s charakteristickou faunou sprašovej stepi, v ktorej podľa Z. Schmidta dominujú *Vallonia tenuilabris* (A. BR.), *Chondrula tridens* (MÜLL.), *Clausilia dubia* (DRAP.), *Vallonia pulchra* (MÜLL.), indikujúce začiatok würmského glaciálu.

V ich nadloží vystupujú typickejšie žlté, okrové, vápnité muskovitické spraše a viac prachovité, s charakteristickou malakofaunou sprašovej tundry. Podľa Z. Schmidta výrazne prevláda *Pupilla loeisia* (LŽK.) a *Vallonia tenuilabris* (A. BR.). Menej sú prítomné *Pupilla triplicata* (SKR.), cf. *Chondrula tridena* (MÜLL.), indikujúce prostredie štadiálu stredného würmu.

V nadloží (pokryvov) sú rozšírené okrové sprašovité, silne piesčité, muskovitické hliny až piesky, rozdelené slabo výraznou hnedozemou, ktorá v Hajnačskej tehelni prechádza do zaglejenej až slabo humóznej pôdy a reprezentuje pôdny komplex PK I ?. V nadloží sú vyvinuté hnedozeme, slabo humózne recentné pôdy.

Deluviálne hlinito-kamenité sedimenty zväčša lemujú svahy čadičových prúdov. Vulkanoklastiká Krupinskej planiny a paleozoikum úpätia Slovenského rudohoria sú zastúpené gravitačnými (osypy, kamenné moria), a najmä zosunutými kryhami a blokmi bazaltov, ktoré sa nachádzajú v rôznych štádiách deštrukcie.

Hrúbka hlinito-kamenitých delúvií je nepatrná (od 1 - 5 m). Materiál je zastúpený chaoticky uloženými ostrohrannými úlomkami a blokmi bazaltov, andezitov a hlinitej drviny. Na styku s pahorkatinou a jej pokryvom prechádzajú do hlinito-piesčitých svahovín.

Deluviálne hlinito-kamenité svahoviny, rozšírené na západných svahoch Pokoradzskej tabule a na južných výbežkoch Slovenského rudohoria, sú zastúpené soliflukčnými, ronovými, gravitačnými deluviálnymi sedimentmi. Výrazne sa (v stavbe delúvií) uplatňujú zvyšky kryhových zosuvov vulkanoklastík bádenu, ktoré výrazne vystupujú v reliéfe a sú v rozličných štádiách deštrukcie a zvetrania. Delúviá sú zastúpené chaoticky uloženými ostrohrannými úlomkami a blokmi andezitov a tufov s polohami splavených červenohnedých hĺn a drobnejšej horninovej drviny.

Na svahoch Slovenského rudohoria v horninovej drvine výrazne dominujú ostrohranné úlomky žilného kremeňa a kremenca. Na svahoch budovaných granitoidmi a metamorfity prevládajú piesčité zvetraliny, hrúbka ktorých miestami dosahuje 3 m.

Deluviálne hlinito-kamenité sedimenty na styku s pokryvmi terás a polygenetickými sedimentmi pahorkatín vzájomne prechádzajú do hlinito-piesčitých sprašovitých hĺn.

V nadloží fluviálnych hĺn günzskej terasy (J. PRISTAŠ, 1971) a hydromorfných hĺn (pôd) nadložia bazaltovej formácie sú vyvinuté 2,0 - 3,0 m hrubé horizonty červenohnedých hĺn. Podľa granulometrického zloženia sú to ílovité hliny, nevápnité až slabo vápnité, tehlovočervenej až slabo karmínovej farby so svetlosivými ílovitými zátkmi. Ide o rubifikované fosílné pôdy kromerského interglaciálu.

V ich nadloží sú vyvinuté svetložltohnedé ílovité, viac prachovité hliny, miestami slabo vápnité, v ich nadloží sú sformované slabo výrazné fosílné horizonty hnedozeme, rozdelené 1,5 - 2 m hrubou vrstvou spraši. Uvedené horizonty sú najviac rozšírené v sprašovom pokryve mladšej risskej terasy.

8 - 1 Holocén

Do najmladšieho obdobia kvartéru - holocénu v Lučenskej a Rimavskej kotline začleňujeme fluviálne (povodňové) sedimenty holocénneho krytu riečnych nív Ipl'a, Sucheja, Rimavy, Beliny a ich prítokov,

proluviálne sedimenty náplavových a ronových kuželov a antropogénne sedimenty.

Nivný povodňový kryt Ipl'a je budovaný 2 - 3 m a Suchej 2 - 4 m hrubým súvrstvím hlinitých, hlinito-piesčitých, piesčitých a ílovitých sedimentov.

Na báze povodňového krytu (na fluviálnych sedimentoch dnovej akumulácie) vystupujú sivé až tmavosivé íly s polohami a šošovkami ílovitého piesku, prípadne žltosivé hrdzavoškvrnité hliny s rastlinnými zvyškami. Pre íly je charakteristický hranolkovitý alebo lastúrnatý rozpad. V nadloží ílov vystupuje čiernosivá hlina, humózna - slabozaglejená až oglejená lúčna černožem (atlantik). Hrúbka horizontu sa pohybuje od 0,30 - 0,40 cm.

Litologicky pestrejšie je nadložie povodňového krytu nív, budované laterálne sa zamieňajúcimi vrstvami piesčitých hlín, pieskov a ílov, na ktorých je sformovaná recentná lúčna pôda - lužná černožem. Hrúbka súvrstvia sa pohybuje od 1 - 1,5 m až 5,0 m.

Nivy prítokov Ipl'a, Suchej a Beliny sú budované ílovitými piesčitými (zaglejenými) povodňovými hlinami so značným podielom sedimentov plošného zmyvu, v dôsledku čoho sa hrúbka povodňového krytu na prítokoch značne zväčšuje.

Na povodňové sedimenty Ipl'a, Suchej, Beliny a povrch nízkej terasy vyúsťujú náplavové a ronové kužele potokov a výmoľov. Sú zastúpené hlinitými, hlinito-štrkovitými a hlinito-kamenistými sedimentmi, ktoré sa zväčša prekrývajú, alebo sa prstovite vклиňujú do povodňových hlín.

Rozsiahle náplavové kužele vytvorili potoky vyúsťujúce z Cerovej vrchoviny a vysokých terás. Sú spravidla ploché, budované 2-3 m hrubým súvrstvím hlinito-piesčitých a štrkovitých sedimentov.

V doline Suchej, s. od obce Hrnčiarске Zalužany, bola sformovaná plocha - travertínová kopa.

Kopu tvoria sivé, okrové, doskovité pevné travertíny, striedajúce sa s penovcami. Väčšia časť travertínovej kopy bola vytvorená v holocéne.

Na báze kopy v opustenom kameňolome, v hĺbke 3,5 m, vystupujú žltosivé sypké travertíny, bohaté na malakofaunu (podľa Z. Schmidta - ústne oznámenie - s *Arianta arbustorum* (L.)). Vo vyššej polohe fauna obsahuje prvky žijúce v otvorenej krajine - *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia costata* (MÜLL.), *Vallonia faurinilabris* (A. BR.), *Succinea oblonga* (DRAP.).

Zloženie fauny jednoznačne poukazuje na teplejšiu a vlhkejšiu fázu chladného podnebia, najpravdepodobnejšie holocénu (preboreál), avšak vo vnútornej časti kopy nie je vylúčená existencia starších travertínov. Nadložné časti kopy sú tvorené polohami zlatistožltého pevného doskovitého travertínu, striedajúcimi sa so sivými penovcami a bohatou faunou moluskov.

V študovanom území, najmä v oblasti ťažby keramických ílov, sú rozšírené haldy, navážky (skrývky). Značné plochy zaberaajú znehodnotenú zvyšky keramickej výroby, sústredené na jednotlivých haldách.

GEOFYZIKÁLNA CHARAKTERISTIKA

Z podrobnej analýzy faktického materiálu, získaného geofyzikálnymi výskumno-prieskumnými prácami vyplýva, že horniny, ktoré sa podieľajú na geologickej stavbe Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny predstavujú z hľadiska ich fyzikálnych vlastností značne heterogénny súbor. Pestrosť geologickej stavby treťohorného komplexu a jeho podložia sa odráža aj v geofyzikálnych poliach.

Objemová hustota hornín treťohornej výplne kotliny (bez neovulkanitov) kolíše v rozpätí 1,80 - 2,40 kg/dm³. Pre hustotné parametre hornín predterciálneho podložia je charakteristická relatívne väčšia vyrovnanosť priemerných objemových hustôt. Objemové hustoty týchto hornín kolíšu v rozpätí 2,51 - 2,98 kg/dm³. Najvýraznejšia zmena hustotných parametrov vo vertikálnom smere je v miestach styku terciálnych hornín s podložnými útvarmi. Skokom sa tu mení veľkosť objemovej hustoty z 2,28 na 2,76 kg/dm³ (vrt FV-1).

Z výsledkov štúdia magnetických vlastností hornín získaných zo vzoriek z prirodzených odkryvov, respektíve z vrtov vyplýva, že terciálne horniny bez vulkanitov možno považovať prakticky za slabo magnetické. Aj prevažná časť hornín, budujúcich predterciálne podložie (okrem serpentinitov), sa vyznačuje nízkymi priemernými hodnotami magnetickej susceptibility a prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie. Z terciálnych hornín sa najvyššími hodnotami magnetických parametrov vyznačujú vulkanity.

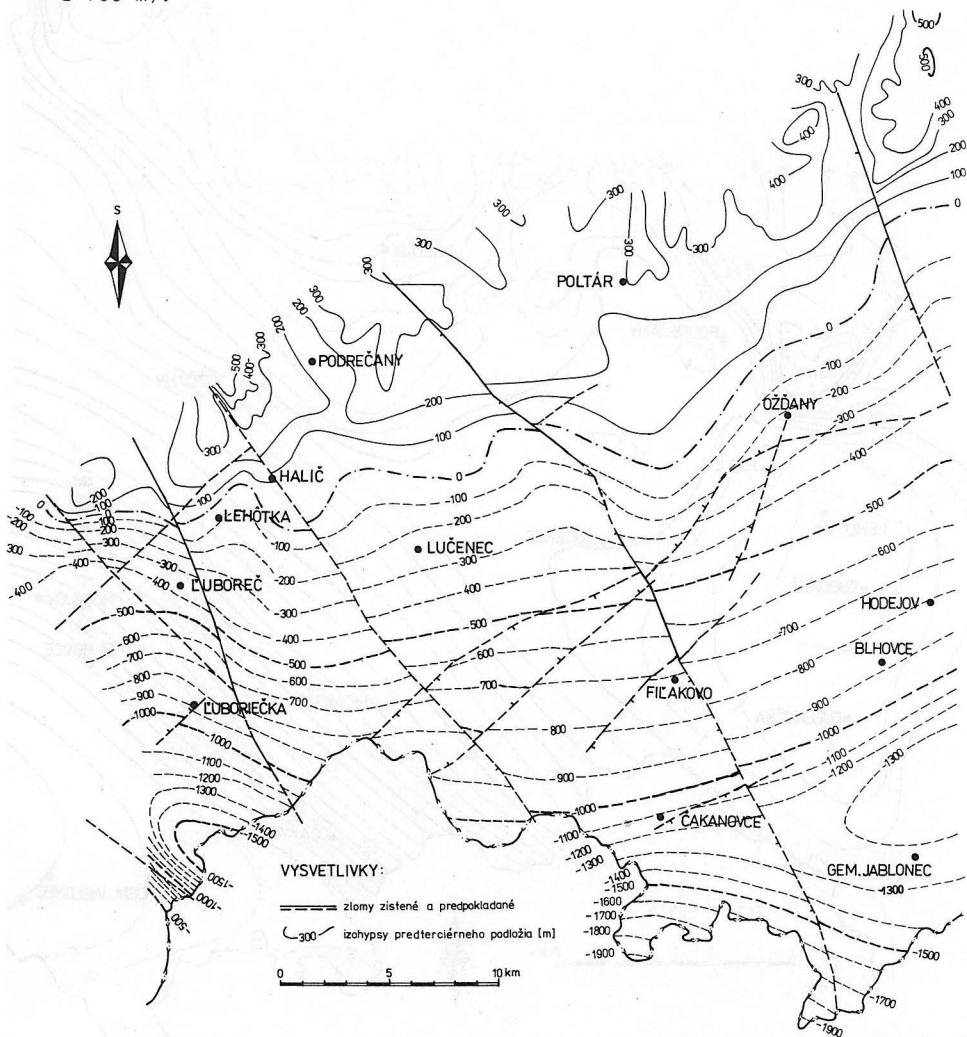
Uvedený prehľad hlavných výsledkov štúdia fyzikálnych vlastností hornín, budujúcich záujmovú oblasť, nám umožňuje konštatovať, že geofyzikálne merania prispeli k riešeniu týchto úloh geofyzikálneho výskumu:

- konštruovanie reliéfu predterciálneho podložia,
- zmapovanie hustotných nehomogenít v predterciálnom podloží,
- zmapovanie výskytov magnetických hornín.

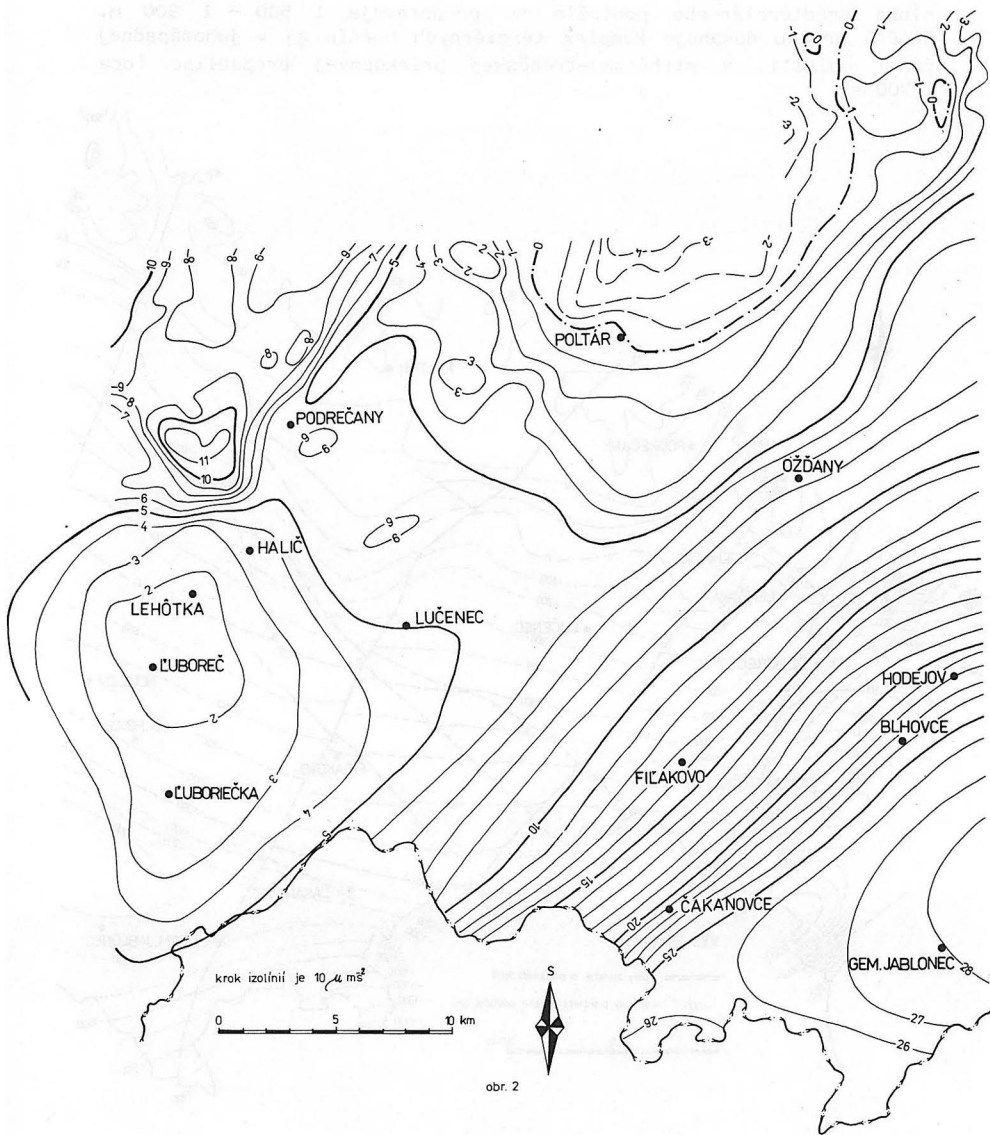
Reliéf predterciálneho podložia

Pri vyhotovení reliéfu predterciálneho podložia boli okrem najnovších geologických poznatkov využívané najmä výsledky interpretácií seizmických a gravimetrických meraní. Zobrazený priebeh reliéfu predterciálneho podložia (obr. 8) sa vyznačuje postupným znižovaním od S k J. Reliéf predterciálneho podložia je deformovaný morfológickými eleváciami a depresiami. Najväčšiu hrúbku terciálnych hornín možno očakávať v juhovýchodnej časti oblasti, v blízkosti čs.-maďarskej štátnej hranice (oblasť Cerovej vrchoviny). Interpretovaná

hĺbka predterciérneho podložja tu predstavuje 1 500 - 1 900 m. Značnú hrúbku dosahuje komplex terciérnych hornín aj v juhozápadnej časti oblasti, v strhársko-trenčskej priekopovej prepadline (cca 1 700 m).



Obr. 8 Reliéf predterciérneho podložja podľa vrtov, seizmiky a gravimetrie (J. Bodnár, 1983)



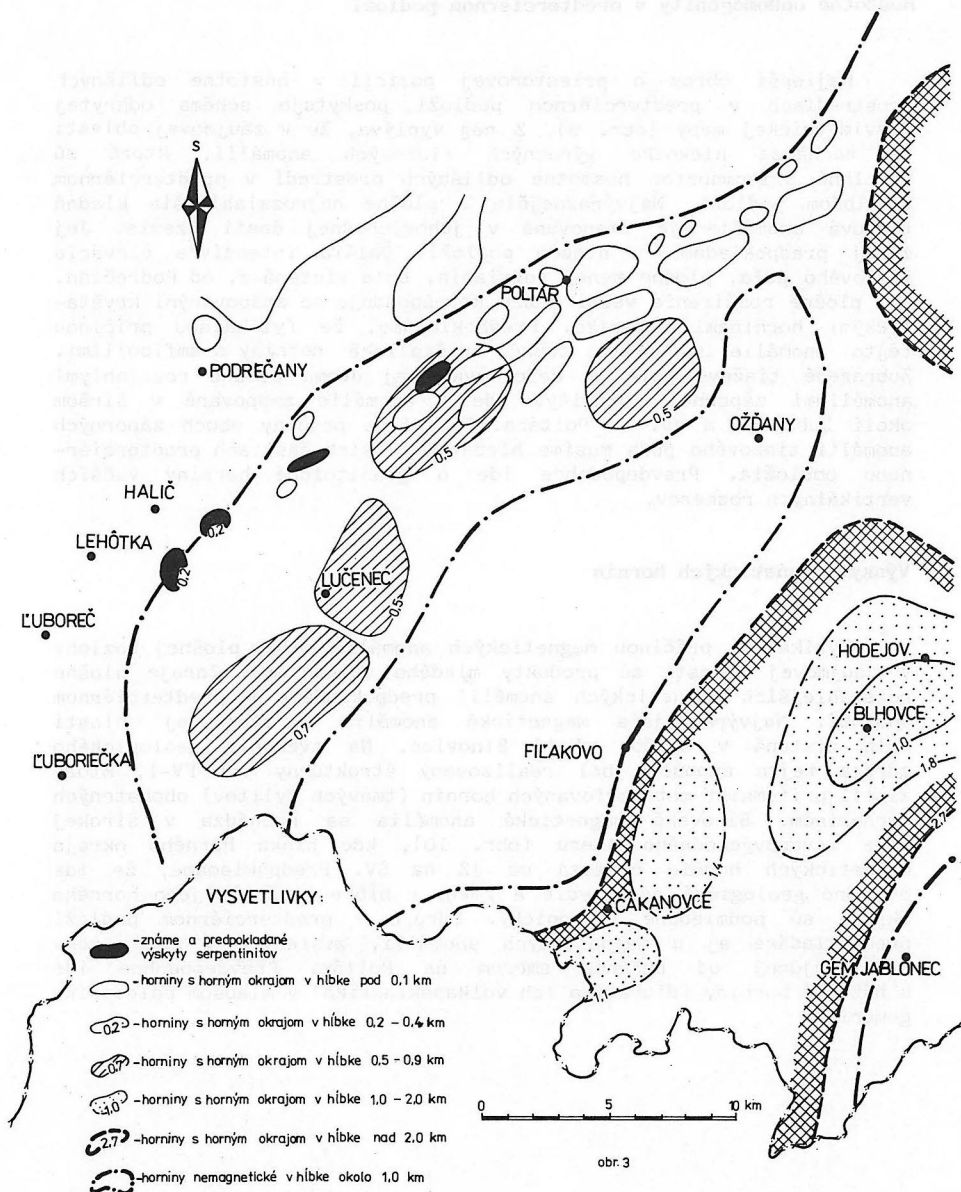
Obr. 9 Schéma odkrytej gravimetrickej mapy (J. Bodnár, 1983)

Hustotné nehomogenity v predterciérnom podloží

Najlepší obraz o priestorovej pozícii v hustotne odlišných prostrediach v predterciérnom podloží poskytuje schéma odkrytej gravimetrickej mapy (obr. 9). Z nej vyplýva, že v záujmovej oblasti sa nachádza niekoľko výrazných tiažových anomálií, ktoré sú vyvolané prítomnosťou hustotne odlišných prostredí v predterciérnom a hlbšom podloží. Najvýraznejšia a plošne najrozsiahlejšia kladná tiažová anomália je zmapovaná v juhovýchodnej časti územia. Jej zdroj predpokladáme v hlbšom podloží. Ďalšia intenzívna elevácia tiažového poľa, plošne menej rozsiahla, bola zistená z. od Podrečian. Jej plošné rozšírenie veľmi dobre korešponduje so zmapovanými kryštalickými horninami veporika. Predpokladáme, že fyzikálnou príčinou tejto anomálie sú práve ťažké kryštalické horniny s amfibolitmi. Zobrazené tiažové pole je deformované aj dvoma plošne rozsiahlymi anomáliami zápornej polarítity. Ide o anomálie zmapované v širšom okolí Ľuboreče a sv. od Poltára. Fyzikálne príčiny oboch záporných anomálií tiažového poľa musíme hľadať v hlbších častiach predterciérneho podložia. Pravdepodobne ide o granitoidné horniny väčších vertikálnych rozmerov.

Výskyt magnetických hornín

Fyzikálnou príčinou magnetických anomálií malej plošnej rozlohy v záujmovej oblasti sú produkty mladého vulkanizmu. Zdroje plošne rozsiahlejších magnetických anomálií predpokladáme v predterciérnom podloží. Najvýraznejšia magnetická anomália v záujmovej oblasti bola zistená v širšom okolí Blhoviec. Na overenie geologického zdroja tejto anomálie bol realizovaný štruktúrny vrt FV-1, ktorý zistil prítomnosť metamorfovaných hornín (tmavých fylitov) obohatených pyrrhotínom. Blhovská magnetická anomália sa nachádza v širokej zóne severovýchodného smeru (obr. 10), kde hĺbka horného okraja magnetických hornín narastá od JZ na SV. Predpokladáme, že ide o jedno geologické prostredie a zmeny v hĺbke uloženia jeho horného okraja sú podmienené tektonicky. Zdroje v predterciérnom podloží predpokladáme aj u magnetických anomálií, zistených v úzkej zóne prebiehajúcej od Lučenca smerom na Poltár. Pravdepodobne ide o bázické horniny (diabázy a ich vulkanoklastiká) v mladšom paleozoiku gemerika.



Obr. 10 Magnetické horniny v predterciálnom podloží (M. Filo, 1979)

TEKTONIKA

Charakteristickými znakmi tektonickej stavby územia zostavenej geologickej mapy Lučenskej kotliny, Cerovej vrchoviny a južného okraja Slovenského rudohoria sú:

1. dominantné alpínske príkrovové usporiadanie predterciérnych tektonických jednotiek – veporikum, gemerikum, silicikum,
2. výrazný prenik alpínskych granitoidov do zložitej štruktúrnej zóny na styku veporika a gemerika,
3. zlomová tektonika, ktorá postihla predterciérne útvary a molasovú výplň Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny,
4. genéza a subsidencia alpínskych molasových panví, z ktorých tri zväčša okrajovo zasahujú na študované územie – budínska panva (oligocén – eger), novohradská panva (spodný miocén) a poltárska reziduálna panva,
5. vulkanizmus, ktorý sprevádzal zaplňovanie panví, ale hlavne fungoval ako fenomén voči panvám – postgenetický (bádenský andezitový vrchnomiocénny a pliocénno-kvartérny bazaltový vulkanizmus).

Tektonika predterciérnych útvarov

Alpínska príkrovovo-prešmyková stavba je evidentná predovšetkým v južnej časti Slovenského rudohoria, avšak na základe celkového priebehu jednotlivých jednotiek a štruktúr ju predpokladáme aj v podloží molasovej výplne Lučenskej kotliny.

Najvyššou tektonickou jednotkou tejto oblasti je tornaikum, ktoré spočíva v príkrovovej pozícii na gemeriku. Vzťah oboch jednotiek bol v minulosti charakterizovaný viacerými autormi z východnej časti Slovenského rudohoria a Slovenského krasu, teda z územia, ktoré bezprostredne susedí s regiónom Lučenskej kotliny.

K tornaiku zaraďujeme výskyty mladšieho paleozoika a mezozoika, ktoré vystupujú v doline rieky Rimava v okolí obce Hrachovo. Z fragmentov tejto jednotky možno usudzovať, že ide o prešmykový štýl stavby v blízkosti tektonického styku s podlozím. Gemerikum tu vystupuje z podložia tornaika v blízkosti obce Kociha. Aj keď priamy styk oboch jednotiek nie je dobre obnažený, možno tak usudzovať na základe pozície triasových sekvencií tornaika na gelnickej skupine, v záreze železnice Rimavská Sobota – Hnúšťa a na východných svahoch doliny Rimavy. Na západ od doliny Rimavy sú obnažené v dvoch odkryvoch aj sekvencie spodnejšej časti tornaika – brusnícke súvrstvie, ktoré je značne zbridičnatené systémom smeru SV – JZ so 40 – 60° sklonom k JV a porušené priečnymi puklinami sz.-jv. smeru s takmer kolným priebehom. Na základe poznatkov z profilov vrtv i celkovej stavby z tejto oblasti predpokladáme pokračovanie oboch

jednotiek, tornaika i gemerika, do podložia molasovej výplne panvy. Obmedzenie oboch jednotiek v tejto oblasti je ovplyvnené priečnou zlomovou tektonikou smeru SZ - JV a S - J s tendenciou vertikálnych, no hlavne horizontálnych posunov jednotlivých blokov voči sebe.

Gemerikum predstavuje strednú štruktúrnú jednotku, ktorej pozícia voči veporiku je príkrovová, avšak vlastný styk oboch jednotiek je z hľadiska súčasného poznania veľmi zložitý. Usporiadanie veporika a gemerika je výsledkom alpínskych pochodov s charakteristickou príkrovovou stavbou. Gemerikum ako príkrovová jednotka je nasunuté na veporikum pozdĺž lubenícko-margecianskej línie (sensu D. ANDRUSOV, 1958), ktorej priebeh v tomto území má smer SV - JZ s úklonom na JV so sklonom 15 - 55°. Vlastná línia má z väčšej časti charakter prešmyku a v takom prípade sa úklon zväčšuje až do 75-85°.

Styk gemerika a veporika má charakter zložitej prešmykovej zóny, na ktorej došlo k viacnásobnému presúvaniu horninových más.

Priebeh lubenícko-margecianskej línie (sensu D. ANDRUSOV, 1958) možno sledovať od obce Kociha v doline Rimavy smerom na JZ k obci Selce a do oblasti Poltára. V priamom styku je gemerikum (dobšinská skupina) s mladopaleozoicko-triasovým obalom južného veporika. Tento styk sa prejavuje ako prešmyk smeru SV - JZ s príkrým sklonom na JV v rozmedzí 55 - 80°. V území medzi Selcami a dolinou Rimavy je dobre dokumentovaný strižný charakter línie, a tak sa dobšinská skupina stýka s rôznymi sekvenciami zvrásneného obalu južného veporika.

Úklon línie je smerom do podložia podľa všetkých dostupných údajov podstatne menší (30-50° na JV).

V oblasti Poltára a smerom na JZ je styk oboch jednotiek relatívne plytší, podľa povrchových štruktúr i údajov z technických prác (A. ABONYI et al., 1972) možno usudzovať, že ide o sklon 20-50°, len ojedinele do 60° na JV. V tejto oblasti medzi Poltárom a Lovinobaňou - Podrečanmi boli zistené menšie príkrovové trosky dobšinskej skupiny, plocho uložené na veporiku. Sú zachované väčšinou v jadrách plytkých synklinálnych štruktúr prevažne smeru SV - JZ. Osobitný ráz styku gemerika a veporika v tejto oblasti dáva výraznejší prejav konformného zvrásnenia jednotlivých častí oboch jednotiek. Priečna zlomová tektonika ovplyvnila celkovú stavbu tejto oblasti, najmä smerové pokračovanie jednotlivých výskytov a štruktúr. Sú evidentné výrazné horizontálne i vertikálne posuny.

V oblasti styku gemerika a veporika v okolí Poltára a Podrečian sú intrúzie alpínskych granitoidov v priamom styku s dobšinskou skupinou (A. ABONYI et al., 1972, A. VOZÁROVÁ, 1988). Intrúzia teda vnikla aj do gemerika. Vysvetľujeme to relatívne plytším priebehom lubenícko-margecianskej línie, a tým aj plytším jazykovitým prenikom intrúzie väčšieho plošného dosahu.

Ďalšou významnou poruchou ovplyvňujúcou stavbu gemerika je hrádocká línia (sensu A. ABONYI, 1971) zistená len v oblasti Kocihy s pokračovaním na SV do južnej časti Slovenského rudohoria. Pozdĺž hrádockej línie prebieha tektonický styk severnej časti gemerika (dobšinská skupina) s južnou časťou gemerika (gelnická skupina). Na tejto línii sa predpokladá výrazná redukcia severogemerických

jednotiek – rakoveckej i dobšinskej skupiny. Vlastný styk má charakter prešmyku smeru SV – JZ s úklonom $60 - 85^{\circ}$ na JV.

Veporikom predstavuje najspodnejšiu tektonickú jednotku tejto oblasti. Geologická mapa zobrazuje z tejto jednotky predovšetkým oblasť lubenícko–margecianskej línie, obal južného veporika a časť alpínskej granitoidnej intrúzie. Ku charakteru tektonickej stavby južného veporika je potrebné uviesť, že značná časť obalu je prekrytá príkrovom gemerika. Zároveň vlastný styk oboch jednotiek má charakter zložitej prešmykovej štruktúry, čo ovplyvnilo i vnútornú tektonickú stavbu obalu južnej časti veporika. Väčšinou pozorovať monoklinálne upadanie mladopaleozoických súvrství (rimavské a slatvinské) s úklonom $15 - 45^{\circ}$ na JV s pokračovaním do podložja gemerika. Je možné sledovať lokálne prešmyky vo vnútri oboch súvrství, prípadne porušené zóny s prenikom žíl aplitov i menších intrúzií granitoidov. Len lokálne medzi Selcami až dolinou Rimavy a v oblasti Poltára až Lovinobane možno pozorovať zvrásnenie obalu so zachovanými synklinálnymi štruktúrami menších rozmerov. Sú to väčšinou len fragmenty štruktúr s priebehom osí smerom SV – JZ. Zväčša sú obmedzené priečnymi zlomami s výraznými posunmi jednotlivých segmentov voči sebe.

Oblasť Siedmich chotárov a okolie Tuhára patrí k najzaujímavejším tektonickým fenoménom. Štruktúra smeru SSV – JJZ je charakterizovaná synformou Siedmich chotárov a synformou Tuhára, ktoré sú postihnuté intenzívnou vrásovo–prešmykovou tektonikou a systémom priečných zlomov so vznikom kryhovej stavby. Rozloženie a štruktúrne usporiadanie paleozoických a mezozoických sekvencií na východných svahoch Siedmich chotárov však indikuje zložitú antiformu, ktorej osová rovina smeru S – J je príkro uklonená ($80 - 90^{\circ}$), s premenlivým sklonom na V, respektíve na Z. Jadro buduje slatvinské súvrstvie a ramená sú tvorené mladšími sekvenciami. Tie smerom na západ štruktúrne, kontinuálne prechádzajú do synformy Siedmich chotárov. Východné rameno, tvorené taktiež rimavským súvrstvím a sekvenciami spodného triasu, je prekryté príkrovom gemerika, avšak styk je značne komplikovaný zlomami smeru S – J až SSS – JJV, pozdĺž ktorých sú predterciérne útvary poklesnuté do podložja molasovej výplne panvy. Osobitným rysom tejto štruktúry je prešmykový štýl stavby v jej osovej časti s evidentným vyťahnutím? staropaleozoických metamorfítov z podložja pozdĺž systému prešmykov smeru SSV – JJZ s vertikálnym až príkrym ($80 - 90^{\circ}$) sklonom na Z, respektíve na V. Tento prešmykový charakter stavby s tektonicky vyťahnutým podložím bol pozorovaný lokálne i medzi Poltárom a dolinou Rimavy, avšak priebeh prešmykov tu má orientáciu na SV – JZ so $60 - 70^{\circ}$ sklonom na JV. Systém prešmykov bol využitý aj prenikmi menších telies alpínskych granitoidov. Aj keď v tejto oblasti je priebeh lubenícko–margecianskej línie väčšinou zakrytý terciérnymi sedimentmi, predpokladáme, že prešmykový štýl stavby v oblasti Siedmich chotárov i medzi Poltárom a dolinou Rimavy je konformný so stykom gemerika a veporika.

Štruktúra Siedmich chotárov smerom na Z je obmedzená prešmykmi, pozdĺž ktorých je vyťahnuté slatvinské súvrstvie vo forme silne tektonicky redukovaných šošoviek. Systém prešmykov smeru SSV – JJZ so $70 - 80^{\circ}$ sklonom na V spôsobil výraznú redukciu jednotlivých

časť oboch štruktúr a strižný styk štruktúry Siedmich chotárov so synformou Tuhára.

Synforma Tuhára má zložitý prešmykový štýl stavby. Lokálne na nej spočíva príkrovová troska gemerika, reprezentovaná ochtinským súvrstvím s telesami magnezitov. Synforma Tuhára má asymetrický priebeh, ovplyvnený aj blízkosťou divínskej, respektíve divínsko-muránskej poruchy, ktorá tektonicky obmedzuje synklinálnu štruktúru zo SZ. Priebeh osovej roviny synklinálnej štruktúry je smeru SSV - JJZ, úklon roviny príkro 60 - 80° na SZ. Z toho vyplýva, že v juhovýchodnom ramene a v jadre štruktúry je zachovaný úplnejší vrstevný sled mezozoických sekvencií, zatiaľ čo severozápadné rameno je výrazne redukované na divínskej poruche. Vlastná synformná štruktúra je segmentovaná viacnásobnými prešmykmi smeru SSV - JJZ s pomerne príkrymi úklonmi 70 - 90° na SZ, respektíve na JV a priečnymi mladšími poruchami v smere SZ - JV. V prospech prešmykového štýlu stavby čiastočne vyznela aj štúdia D. PLAŠIENKU (1981). Pri celkovej analýze však nemožno zanedbať pôvodne synklinálny charakter stavby mezozoika pri Tuhári a funkciu ako divínskej poruchy, tak i lubenícko-margecianskej línie pri vzniku zložitej prešmykovej stavby.

Zlomová tektonika predterciérnych útvarov

Predterciérne horniny porušuje zložitý systém zlomov rôznej generácie. Viaceré z nich porušujú aj terciérnu výplň Lučenskej kotliny. Tieto zlomy možno klasifikovať nasledovne:

1. Smerové zlomy konformné s hlavnými líniami (lubenícko-margecianskou a hrádockou) smeru SV - JZ s úklonom na JV sa javia ako prešmyky, väčšinou lokálneho významu.

2. Zlomy smeru SZ - JV sú v celom území, prejavujú sa jednak vo veporiku, v gemeriku, jednak postihujú aj intrúziu kriedových granitoidov. Sú teda zjavne mladšie ako vrchná krieda a podľa priebehu do podložia a do vlastnej výplne kotlín boli aktivizované aj počas terciéru.

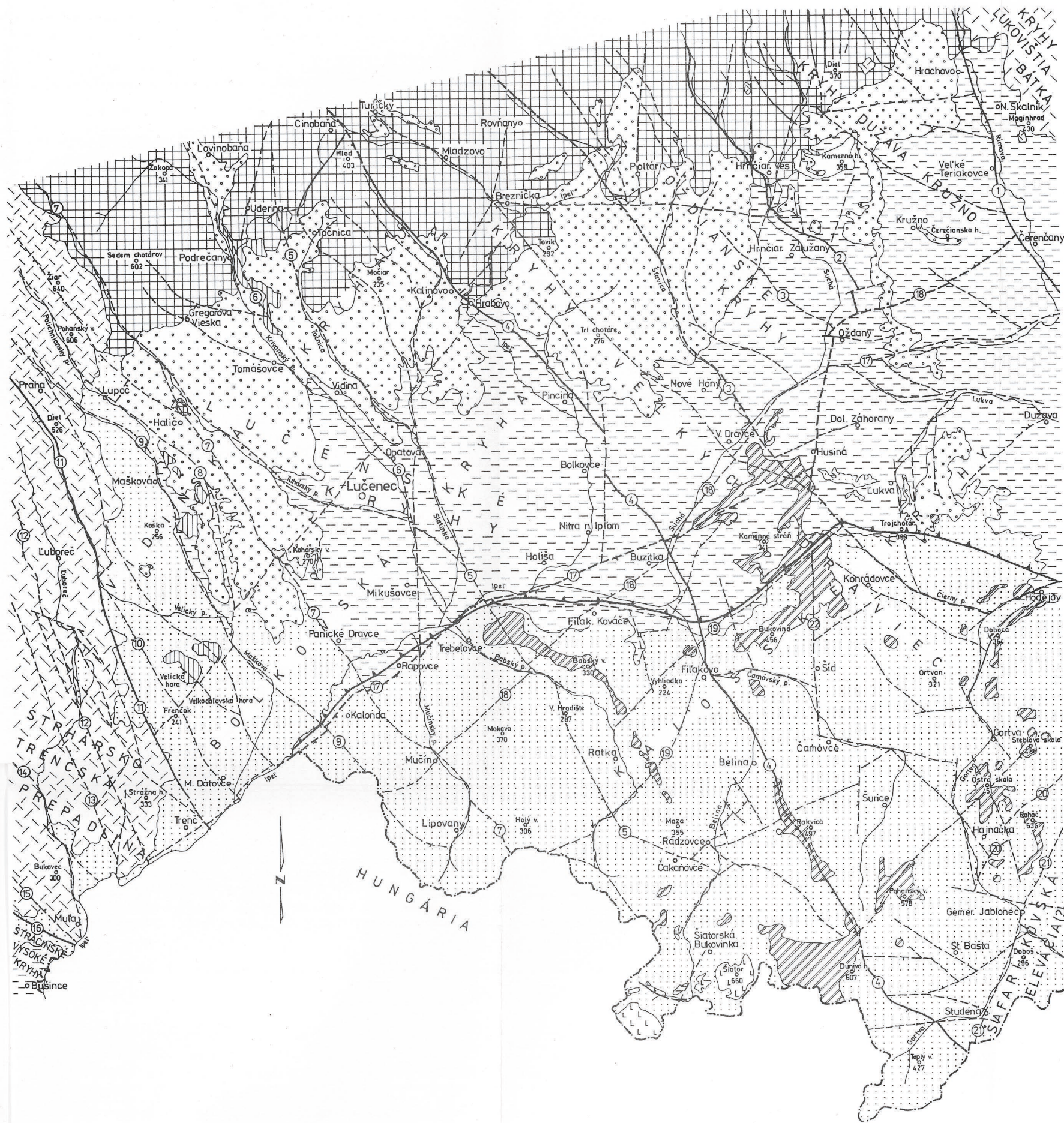
3. Zlomy smeru S - J (generálne) prebiehajú výraznejšími dolinami ako sú Poltarica, Rimava, sú hlbšieho založenia a patria pravdepodobne k staršej generácii zlomov, avšak aktivizovaných ešte i v kvartéri. Pozdĺž týchto zlomov možno pozorovať najvýraznejší horizontálny posun väčších segmentov v smere S - J. Zároveň hlavne v kvartéri pozorovať aj výrazný vertikálny posun. Priebeh týchto zlomov sa pri prechode do terciérnej výplne kotlín mení na smer SSZ - JJV až SZ - JV.

Tektonika molasovej výplne Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny












Molasovú výplň Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny porušujú dva hlavné zlomové systémy, z ktorých výraznejšie sa prejavuje

ŠTRUKTÚRNA SCHÉMA LUČENSKEJ KOTLINY A CEROVEJ VRCHOVINY

Zostavil : D. Vass , M. Elečko 1988



Vysvetlivky

-  a cerová bazaltová formácia (pliocén - pleistocén)
 -  b poltárske súvrstvie (pont)
 -  c podrečianska bazaltová formácia (pont)
 -  d vinická a lysecká formácia, pokoradzské súvrstvie (strednomiocénne andezitové vulkanoklastiká)
 -  e šiatorský intruzívny komplex (báden)
 -  f súvrstvia modrokamenské, šalgótarjánske, bukovinské, filakovské vcelku (spodný miocén)
 -  g lučenské súvrstvie (eger)
 -  h predterciérne podložie vcelku
 -  zlomy vymedzujúce hlavné zlomové štruktúry
 -  ostatné zlomy
 -  obvod klenby Cerovej vrchoviny
- ① rimavský zlom
 - ② sušanský zlom
 - ③ zlom Čierneho potoka
 - ④ filakovský zlom
 - ⑤ čakánovský zlom
 - ⑥ zlom Kriváňského potoka
 - ⑦ mučinský zlom
 - ⑧ zlom potoka Jelšovík
 - ⑨ maškovský zlom
 - ⑩ zlom Dátovskeho potoka
 - ⑪ dobrodský zlom
 - ⑫ oľšovský zlom
 - ⑬ rárošský zlom
 - ⑭ zlom potoka Tisovník
 - ⑮ zlom Mlynskeho potoka
 - ⑯ pôtorské zlomové pásmo
 - ⑰ rapovský zlom
 - ⑱ zlom potoka Suchá
 - ⑲ zlom Kalajovej doliny
 - ⑳ hajnačský zlom
 - ㉑ zlom Dechtárskeho potoka
 - ㉒ šídský zlom

mladší zlomový systém smeru SZ - JV, zatiaľ čo starší, smer SV - JZ, je menej výrazný a porušený a maskovaný zlomami predchádzajúceho smeru. Okrem toho sa na stavbe územia podieľajú aj zlomy smeru S - J a V - Z (príloha 1).

Zlomový systém smeru SZ - JV

Hlavné štruktúrne členenie územia určujú zlomy smeru SZ - JV. Tieto zlomy sú voči hlavnej mase výplne kotliny a voči horninám budujúcim Cerovú vrchovinu epigenetické. Syngeneticky však porušujú bádenské vulkanoklastiká.

Zlomy smeru SZ - JV vymedzujú na študovanom území niekoľko veľkých štruktúr.

Do severovýchodnej časti regiónu zasahujú z Rimavskej kotliny:

- kryhy Lukovišťa - Bátka,

- kryhy Dužava - Kružno.

Strednú časť regiónu tvoria:

- oždianske kryhy,

- kryhy Veľkých Draviec,

- lučenské kryhy.

Do juhozápadnej časti regiónu zasahuje:

- strhársko-trenčská prepadlina,

- stracinské vysoké kryhy.

K r y h y L u k o v i š ť i a - B á t k a zasahujú do severovýchodného cípu územia regiónu. Na JZ sú vymedzené rimavským zlomom. Na kryhách vystupujú horniny predterciérneho podložía, sedimenty egeru a na nich a na predterciérnom podloží ležiace strednomiocénne andezitové vulkanoklastiká.

R i m a v s k ý z l o m (1) má smer SSZ a úklon na Z a prejavuje sa v morfológii územia - predurčuje dolinu rieky Rimavy.

K r y h y D u ť a v a - K r u ť n o sú vymedzené na V rimavským zlomom, na Z sušanským zlomom a zlomom smeru S - J prebiehajúcim od Oždian k Husinej. V ďalšom pokračovaní na J sa medzným zlomom kryhy stáva zlom Čierneho potoka smeru SZ.

S u š a n s k ý z l o m (2) prebieha po východnej strane doliny rovnomenného potoka zo s. okolia obce Oždany po južnom okraji obce Sušany, k severnému okraju Hrnčiarских Zalužian, ďalej pokračuje na SZ v doline potoka Suchá cez obec Vaľkovo a na SZ mimo územia regiónu.

Na istom úseku funkciu medzného zlomu kryhy Dužava - Kružno preberá zlom smeru S - J, ktorý prebieha od Oždian k Husinej a sčasti predurčuje tok nepomenovaného potoka.

V severnej časti kryh Dužava - Kružno vystupujú na povrch horniny predterciérneho podložía, južnejšie sedimenty egeru (lučenské súvrstvie), sčasti zakryté sedimentmi pontu (poltárske súvrstvie) a relikty strednomiocénnych vulkanoklastík (pokoradzská formácia). V južnej časti vystupujú sedimenty egenburgu (filakovské súvrstvie) a plio-pleistocénne bazalty (cerová bazaltová formácia).

Kryhy sú členené pozdĺžnymi alebo kosými zlomami na rad čiastkových krýh. Toto členenie sa zvlášť výrazne prejavuje v horninách predterciérneho podložia v severnej časti krýh. V terciérnych sedimentoch sa pozdĺžne zlomy nedajú spoľahlivo identifikovať. Jeden z takýchto zlomov prebieha medzi Kružnom a Teriakovcami v doline nepomenovaného potoka. Ďalší prebieha cez osady Mlynárka a Čierna Lúka v doline nepomenovaného potoka, z. od Rimavskej Soboty. Zlom, ktorý sa stáča až do smeru V - Z, prebieha dolinou potoka Ľukva a ďalší zlom prebieha v doline Ostrého potoka, sz. od Hodejova.

O ž d i a n s k e k r y h y sú vymedzené na V sušanským zlomom a nepomenovaným zlomom medzi Ožďanmi a Husinou a na Z zlomom Čierneho potoka.

Z l o m Č i e r n e h o p o t o k a (3) prebieha dolinou horného toku Ipla cez Poltár, ďalej na JV dolinou potoka Šťavica, križuje dolinu potoka Suchá a pokračuje v doline potoka Čirinec a v doline Čierneho potoka. Vo vnútornej časti Cerovej vrchoviny smerom na JV tento zlom nie je možné sledovať. Je uklonený na JZ.

V severnej časti ožďianskych krýh vystupuje na povrch predterciérne podložie a sedimenty pontu (poltárske súvrstvie), v južnej časti sú to sedimenty egeru (lučenské súvrstvie) a v priestore Cerovej vrchoviny sú na kryhách bazalty cerovej bazaltovej formácie plio-pleistocénneho veku.

Kryhy sú členené menšími pozdĺžnymi zlomami na rad čiastkových krýh. Jednou je kryha H r n ě i a r s k y c h Z a l u Ź i a n, vymedzená sušanským zlomom a maštinským zlomom (3a). Ďalší zlom prebieha v doline potoka tečúceho cez Nové Hony. Tento zlom porušuje terciér málo, ale korešponduje s líniou vertikálneho hustotného rozhrania v podloží terciéru. 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.

K r y h y V e ľ k ý c h D r a v i e c sú na V vymedzené zlomom Čierneho potoka a na Z filakovským zlomom.

F i ľ a k o v s k ý z l o m (4) prebieha na S v údolí potoka Slatinka (medzi Cinobaňou a Kalinovom), pokračuje v doline rieky Ipeľ (medzi Kalinovom a Boľkovcami), v doline potoka Beliny, prechádza cez Filakovo a prebieha v paleodolinách tokov, ktoré boli vyplnené bazaltovými prúdmi a pokračuje cez obec Tachty k štátnej hranici s Maďarskou republikou.

V severnej časti krýh Veľkých Draviec vystupujú na povrch horniny predterciérneho podložia, sčasti prekryté poltárskym súvrstvom (pont). V strednej časti vystupuje eger (lučenské súvrstvie), sčasti prekrytý poltárskym súvrstvom a bazaltami cerovej bazaltovej formácie (plio-pleistocén). V južnej časti vystupuje na povrch egenburg (filakovské súvrstvie), na vrcholoch kopcov bazalty a okrajovo aj bukovinské súvrstvie (egenburg). Kryhy sú členené jedným výraznejším pozdĺžnym zlomom skloneným na JZ, ktorý prebieha od S dolinou Banského potoka, dolinou potoka Bolín a j. od Veľkých Draviec nadväzuje na zlom Čierneho potoka. Zlom sa prejavuje hlavne v morfológii územia.

Kryhy členia aj zlomy zsz. smeru v doline Čamovského potoka. Ide možno o jeden zlom porušený mladým severojužným zlomom. Prejavujú sa v morfológii územia - kontrolujú isté úseky doliny Čamovského potoka. Zlom sv. od Filakova sa spolu s filakovským zlomom severozápadného zlomového systému štruktúrne kontroluje výstup lučenského súvrstvia (eger) spod filakovského súvrstvia (egenburg) v meste Filakovo.

L u č e n s k é k r y h y predstavujú najväčšiu štruktúru, ktorá zaberá celú severozápadnú, centrálnu a južnú časť regiónu. Na V sú vymedzené, už spomínaným filakovským zlomom a na Z dobrodským zlomom.

D o b r o d s k ý z l o m (11) je uklonený na JZ. Na študovanom území prebieha Kánovou dolinou (údolím Veličského potoka), popri východnom okraji obce Ľuboreč a po východnom okraji obce Trenč. Medzi obcami Ľuboreč a Trenč zlom nepredurčuje dolinu žiadneho potoka, ale aspoň 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 Maďarskej republiky, prebieha cez obec Litke a pokračuje v doline potoka Dobroda. V Maďarskej republike zlom výrazne kontroluje reliéf. Výška skoku v oblasti osady Osušie dosahuje 90 m. Na území Maďarskej republiky zrejme výška skoku narastá.

Na lučenských vysokých kryhách v ich severnej časti vystupuje na povrch predterciérne podložie, ktoré je sčasti zakryté poltárskym súvrstvom (pont). V strednej časti kryh vystupuje na povrch lučenské súvrstvie (eger), v južnej časti filakovské súvrstvie (egenburg), prerazené pri Šiatorskej Bukovinke strednomiocénnymi andezitmi. Pri štátnej hranici, v južnej časti kryh, sú na povrchu sedimenty bukovinského (egenburg), šalgótarjánskeho (otnang) a modrokamenského (karpat) súvrstvia. Na vrcholoch kopcov sú mladé plio-pleistocénne bazalty cerovej bazaltovej formácie. V západnej časti kryh vystupujú na povrch sedimenty šalgótarjánskeho (otnang) a modrokamenského (karpat) súvrstvia a bazalty, respektíve bazaltové vulkanoklastiká podrečianskej bazaltovej formácie (pont).

Pozdĺžne zlomy členia lučenské kryhy na niekoľko čiastkových kryh.

K r y h a V e ľ k e j V s i je na V vymedzená filakovským a na Z čakanovským zlomom.

Č a k a n o v s k ý z l o m (5) v. od obce Lovinobaňa prebieha údolím nepomenovaného potoka, ďalej v podloží reliktu bazaltového prúdu jv. od Uderinej a potom vstupuje do údolia potoka Točnica. Ďalej na J vstupuje do údolia potoka Slatina a pokračuje cez bazaltový nek Veľké Hradište a cez obec Čakanovce až k priečnemu belinskému zlomu.

K r y h a V e ľ k e j V s i je pozdĺžne členená niekoľkými menej významnými zlomami. V severnej časti kryhy ide o: zlom prebiehajúci popri samote Močiar, z. od Kalinova, zlom prebiehajúci údolím nepomenovaného potoka tečúceho cez obec Nová Ves a zlom prebiehajúci cez osadu Briežky. Tieto zlomy sú uklonené na JZ. V južnej časti kryhu člení menší zlom prebiehajúci cez osadu Kurtáň, uklonený

na SV. Ďalší prebieha dolinou Babského potoka a napája sa na čakanovský zlom; je uklonený na JZ. Niekoľko menších zlomov člení kryhu vo východnom okolí Radzoviec a ďalší zlom, ktorý sčasti preberá funkciu medzného čakanovského zlomu, prebieha dolinou Monického potoka; je uklonený na JZ.

M i k u š o v s k á k r y h a je na V vymedzená opísaným čakanovským zlomom a na Z mučínskym zlomom.

M u č í n s k y z l o m (7) prebieha od S dolinou horného toku Tuhárskeho potoka, s. od Haliča opúšťa dolinu Tuhárskeho potoka a prebieha cez obec Halič, kde sprostredkoval výstup andezitovej bádenskej intrúzie na Haličskom zámockom kopci, ktorá vytrhla obrovský blok triasových kremencov z obalu veporika. Zlom ďalej pokračuje cez samotú Telka, v okolí ktorej sa morfológicky výrazne neprejavuje. Ďalej na JV predurčuje dolinu Kohárovského potoka, prechádza naprieč širokou aluviálnou nivou Ipl'a a v istom úseku prebieha dolinou Mučínkeho potoka (cez obec Mučín) k štátnej hranici s Maďarskou republikou. Je uklonený na JZ.

Mikušovskú kryhu člení jeden významnejší zlom severozápadného smeru, z l o m K r i v á ň s k e h o p o t o k a (6), uklonený na JZ. Prebieha dolinou Kriváňského potoka. Na východnom okraji Lučenca mení Kriváňsky potok smer na S - J, čo zapríčiňuje mladý zlom smeru S - J, ktorý porušuje aj priebeh zľomu Kriváňského potoka. Posledný menovaný zlom prebieha naprieč údolím Ipl'a a ďalej pokračuje dolinou dolného toku Babského potoka. Západne od osady Horné Baby sa napája na čakanovský zlom.

V severnej časti mikušovskej kryhy na zlom Kriváňského potoka nadväzuje niekoľko menších zlomov severozápadného smeru v okolí Gregorovej Viesky, respektíve z. od Podrečian. Menšie zlomy porušujú kryhu aj v jej južnej časti (j. od obce Pleš).

Z významnejších zlomov severozápadného smeru treba spomenúť aj zlom uklonený na JZ, prebiehajúci dolinou dolného toku Tuhárskeho potoka, ktorý je, podobne ako zlom Kriváňského potoka, v okolí Lučenca porušený severojužným zlomom.

H a l i č s k á k r y h a je na V obmedzená spomínaným mučín-skym zlomom a na Z maškovským zlomom.

M a š k o v s k ý z l o m (9) prebieha od S čiastočne dolinou Poddielskeho potoka, pokračuje v doline potoka Mašková, cez obce Jelšovec a Veľká nad Ipl'om, prechádza naprieč dolinou Ipl'a, porušuje západnú časť Cerovej vrchoviny, vstupuje do doliny horného toku Lipovianskeho potoka a končí na priečnom zlome. Zlom je uklonený na JZ.

Špecifikom haličskej kryhy je, že na tejto kryhe v širokom okolí obcí Jelšovec a Veľká nad Ipl'om vystupuje na povrch filakovské súvrstvie (egenburg).

Kryhu pozdĺžne člení z l o m p o t o k a J e l š o v í k (8), ktorý je oblúkovite prehnutý a jeho južný priebeh je stočený smerom S - J. Zlom prebieha údolím Polichnianskeho potoka cez obec Ľupoč, j. od obce Halič a ďalej na J kontroluje dolinu potoka Jelšovík.

D á ľ o v s k á k r y h a je na V vymedzená už spomínaným

maškovským zlomom a na Z zlomom Dáľovského potoka, ktorý sa v juhovýchodnom okolí obce Ľuboreč napája na dobrodský zlom, takže kryhu v ďalšom pokračovaní na SZ vymedzuje posledný menovaný zlom.

Z l o m D á ľ o v s k é h o p o t o k a (10) prebieha dolnou časťou doliny rovnomenného potoka. Jeho pokračovanie na SZ sa neprejavuje v morfológii územia. Pre kryhu je charakteristické, že na nej vystupujú na povrch sedimenty pôtorských a plachtinských vrstiev šalgótarjánskeho súvrstvia (otnang). V okolí osady Malé Dáľovce sa nachádza uholný sloj - ekvivalent spodného sloja vo vysokej štruktúrnej pozícii, nie hlboko pod povrchom. Zlom bol potvrdený geofyzikálnymi meraniami.

Kryhu pozdĺžne člení sygmoidálne sa ohýbajúci zlom, ktorý prebieha z. od obce Veľká nad Iplom a sv. od Ľuboriečky sa napája na zlom Dáľovského potoka.

Odštiepená vetva tohto zlomu pokračuje zo západného okolia obce Jelšovec, popri západnom okraji obce Lehôtka cez kótu Diel a obec Praha na SZ, kde vstupuje do doliny horného toku Klenického potoka. Kryhu člení tiež menší zlom, prebiehajúci cez Dáľovskú a Veľkú horu, uklonený na JZ a kosý zlom prebiehajúci j. od obce Mašková, uklonený na SV.

K r y h a s a m o t y Š á r i je na V obmedzená zlomom Dáľovského potoka a na Z dobrodským zlomom. Je to úzka kryha klinového tvaru, na ktorej vystupujú na povrch plachtinskej vrstvy šalgótarjánskeho súvrstvia (otnang) a sčasti aj modrokamenské súvrstvie (karpat).

Kryhu pozdĺžne člení malý zlom uklonený na JZ, prebiehajúci dolinou horného toku Dáľovského potoka.

S t r h á r s k o - t r e n ě s k á p r e p a d l i n a - na územie regiónu zasahuje len jej južná časť. Je vymedzená na V dobrodským zlomom a na Z pôtorským zlomovým pásmom (D. VASS et al., 1979).

V priestore prepادلíny vystupujú na povrch hlavne bádenske andezitové vulkanoklastiká a v najjužnejšej časti modrokamenské súvrstvie (karpat), v erozívnom okne z podložia vulkanoklastík vystupuje šalgótarjánske súvrstvie (otnang).

Prepadlina je rozčlenená radom pozdĺžnych zlomov smeru SSZ na rad čiastkových krýh. Od V na Z sú to nasledujúce kryhy:

K r y h a S t r á ž n e j h o r y predstavuje okrajovú, štruktúrne najvyššiu kryhu prepادلíny. Je vymedzená spomínaným dobrodským zlomom a na Z o l š o v s k ý m z l o m o m (12). Zlom prebieha zo západného okolia obce Ľuboreč cez obec Ľuboriečka, popri samotách Zátisie a Drnava a pokračuje sčasti v doline Olšovského potoka (v novších mapách má potok meno - Jelšovský) a smerom na JV prechádza na maďarské územie. Zlom je uklonený na JZ a najväčšia zistená výška skoku je 60 m. Odštiepený zlom prebiehajúci západnejšie cez kótu Vysoká má výšku skoku až 80 m.

Kryha je členená radom menších, v morfológii sa nie vždy prejavujúcich zlomov, ktoré boli zistené vrtmi vyhľadávacieho uhoľného prieskumu a potvrdené geofyzikálnymi meraniami.

Jeden z nich, prebiehajúci cez Kovšínský vrch, sa severne stáča do smeru SJ a pokračuje v doline potoka Ľuboreč cez obec

Ľuboreč, ďalej na SSZ. Zlom má výšku skoku 40 - 50 m. Ostatné kryhu porušujúce zlomy majú výšku skoku 15 - 40 m.

K r y h a P r i e l o h u je vymedzená olšovským zlomom na V a rárošským zlomom na Z. Je to úzka kryha pravidelne pretiahnutého tvaru. R á r o š s k ý z l o m (13) je sklonený na SV, a teda je protiklonný voči sérii okrajových zlomov strhársko-trenčskej prepadliny. Na jeho vysokej kryhe sa spod bádenských vulkanoklastík vynára modrokamenské súvrstvie karpatského veku. Zlom potvrdzujú geofyzikálne merania.

H á m o r s k á v y s o k á k r y h a - je to vysoká kryha rárošského zlomu. Na Z ju vymedzuje nesúvislý koso dislokovaný z l o m p o t o k a T i s o v n í k (14). Vzhľadom na jeho nepravidelný priebeh nie je vylúčené, že ide o zlomové pásmo. V každom prípade zlom či zlomové pásmo vymedzuje vysokú kryhu, na ktorej sa spod bádenských vulkanoklastík vynárajú sedimenty karpátu.

K r y h a B u k o v c a zasahuje na študované územie iba okrajovo. Predstavuje okrajovú kryhu západného krídla strhársko-trenčskej prepadliny. Je vymedzená zlomom potoka Tisovník a pôtorským zlomovým pásmom (16). Na kryhe vystupujú bádenské vulkanoklastiká a na čiastkovej vyššej kryhe tiež modrokamenské súvrstvie (karpát). Kryhu pozdĺžne člení zlom Mlynského potoka (15), uklonený na SV.

S t r a c i n s k é v y s o k é k r y h y zasahujú iba do jv. cípu študovaného územia a patria k Ipelskej kotline. Na kryhách vystupujú lipovianske pieskovce filákovského súvrstvia (egenburg) a lučenské súvrstvie (eger). Podrobný opis kryh je v práci D. VASS et al. (1979).

Zlomový systém smeru SV - JZ

Zlomy smeru SV sa v súčasnej stavbe Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny prejavujú menej výrazne ako zlomy severozápadného systému. Je to spôsobené tým, že mladší severozápadný zlomový systém porušuje zlomy smeru SV, ktoré, súdiac podľa stavby a genetického vývoja Rimavskej kotliny, sú staršie a pravdepodobne synsedimentárne, v období kišcelu a egeru (D. VASS et al., 1986a). Zastretie severovýchodných zlomov spôsobila aj mladá klenba Cerovej vrchoviny. Zlomy v priestore Cerovej vrchoviny majú veľmi nepravidelný priebeh.

Napriek týmto skutočnostiam v študovanom území možno vymedziť niekoľko zlomových štruktúr, formovaných zlomami SV smeru. Od SZ na JV sú to nasledujúce kryhy:

V i d i n s k á v y s o k á k r y h a je na JV vymedzená nepomereným zlomom, ktorý prebieha od samoty Prieloh až ku Kalinovu. Severozápadný okraj kryhy nie je možné spoľahlivo definovať.

Zlom je mnohonásobne porušený priečnymi (SZ) zlomami. Najvýraznejšie ho porušuje zlom potoka Jelšovík. Vysokú kryhu v jej západnej časti člení rad menších pozdĺžnych zlomov. Z nich významnejší prebieha v doline potoka Ľuboreč a porušený priečnym zlomom pokračuje ďalej

na SV. Od dobrodského zlomu ďalej na SV ho nemožno sledovať. Ďalšie menšie zlomy porušujú západnú časť kryhy v okolí obce Ľuboreč.

B o l k o v s k á k r y h a – na SZ ju vymedzuje už spomínaný nepomenovaný zlom a na JV **r a p o v s k ý z l o m** (17). Zlom prebieha cez obec Rapovce, samotu Lazy, popri osade Nový Sad až do južného okolia obce Husina, kde je priečne prerušený nepomenovaným zlomom smeru S – J a odsunutý k S. Pokračuje v takmer v.-z. smere z južného okolia Ožďian až do doliny Černoluckého potoka. Jeho pravdepodobným pokračovaním v Rimavskej kotline, t.j. v. od rimavského zlomu, je rašický zlom. Zlom sčasti ohraničuje poriečnu nivu Ipla, avšak v kvartérnej morfológii a distribúcii terás sa neprejavuje. Zdá sa, že sz. od obce Buzitka zlom predisponoval depresiu v predbazaltovom reliéfe, ktorá bola neskôr vyplnená bazaltovým prúdom. V priestore medzi Panickými Dravcami a osadou Lazy, na vysokej kryhe zlomu, vystupuje lučenské súvrstvie (eger), zatiaľ čo na poklesnutej čiastkovej trebelovskej kryhe vystupuje filakovské súvrstvie egenburgu. Rapovský zlom sa prejavuje na satelitných snímkach, zvlášť v úseku od Ožďian po štátnu hranicu a ďalej na území Maďarskej republiky po Balassagyarmat (L. POSPÍŠIL et al., 1989).

Medzi Nižným a Vyšným Petrovcem kryhu porušuje málo výrazný zlom, ktorý sa však prejavuje v predterciálnom podloží.

Územie, bezprostredne susediace s boľkovskou kryhou na JV, je smerovým pokračovaním kalošskej poklesnutej kryhy, ktorá bola definovaná a opísaná v Rimavskej kotline (D. VASS et al., 1986a, D. VASS – M. ELEČKO et al., 1989). Toto územie, ktoré by mohlo zodpovedať kalošskej kryhe, sa však v priestore Cerovej vrchoviny rozpadá na rad čiastkových krýh, takže ho označujeme ako **k a l o š s k é k r y h y**. Ide o nasledujúce kryhy:

T r e b e l o v s k á č i a s t k o v á k r y h a – možno ju chápať ako časť rozsiahlejšej lipovianskej kryhy, voči ktorej sa javí ako štruktúrne hlbšia čiastková kryha. Je vymedzená na SZ rapovským zlomom a na JV **z l o m o m p o t o k a S u c h á** (18). Zlom prebieha po západnom okraji obce Mučín smerom na Filakovské Kováče, Buzitka a osadu Nový Sad. Tu sa križuje s rapovským zlomom, opúšťa priestor kalošských krýh a pokračuje na boľkovskej kryhe. Prebieha dolinou stredného toku potoka Suchá cez samotu Szépbokor a ďalej v doline nepomenovaného potoka je obmedzený rimavským zlomom. Zlom podmieňuje asymetriu doliny potoka Suchá medzi Buzitkou a Veľkými Dravcami.

L i p o v i a n s k a k r y h a je na SZ vymedzená spomínaným zlomom potoka Suchá a od miesta, kde tento zlom križuje rapovský zlom, je vymedzená rapovským zlomom a stáva sa okrajovou kryhou systému kalošských krýh. Z JV ju vymedzuje zlom Kalajovej doliny (19). V priestore, kde kryhu porušuje priečne filakovský zlom, je kryha zúžená a opäť sa rozširuje v Cerovej vrchovine. V systéme kalošských krýh sa javí ako najvyššia (v porovnaní s trebelovskou a biskupskou kryhou). **Z l o m K a l a j o v e j d o l i n y** (19), ktorý vymedzuje kryhu na JV, prebieha od štátnej hranice s Maďarskou republikou popri hájovni Chudáč cez samotu Šikov, Kalajovu dolinu,

cez Filakovo, Bulhary a cez bazaltové vulkanické centrum Veľký Budčeň. Zlom končí na zlome Čierneho potoka, aj keď nemožno vylúčiť, že nepomenovaný zlom medzi osadami Lukva a Apatik by mohol byť smerovým pokračovaním zlomu Kalajovej doliny. V priestore Filakova je výrazne porušený priečnym filakovským zlomom. Podieľa sa na stavbe tektonického uzla, na ktorom vyvierajú kyselky vo Filakove a na ktorom je situovaný filakovský bazaltový maar. Zlom pravdepodobne podmienil situovanie bazaltového vulkanického centra Veľký Budčeň. Jeho aktivitu v kvartéri podporuje skutočnosť, že zlom kontroluje doliny potokov a rokliny v kvartérnom reliéfe.

Z ďalších menej významných zlomov, ktoré pozdĺžne porušujú lipoviansku kryhu, jeden prebieha sz. od Filakova, ďalší medzi obcami Buzitka a Šávoľ. Hlavne druhý z nich sa podieľa na konfigurácii reliéfu.

B i s k u p i c k á k r y h a je široká kryhová oblasť, vymedzená na SZ zlomom Kalajovej doliny. Jej juhozápadné obmedzenie sa v študovanom území neďa presne definovať. Medzným zlomom môže byť hajnačský zlom (20) alebo zlom Dechtárskeho potoka (21).

H a j n a č s k ý z l o m (20) s úklonom na SZ prebieha s. od kóty Matrač a kóty Roháč v okolí Hajnačky a potom už mimo študovaného územia sa stáča na S a prebieha v údolí nepomenovaného potoka v. od obce Hodejovec. Možno ho napojiť na zlom potoka Lapša, ktorý v Rimavskej kotline z JV obmedzuje kalošskú kryhu.

Z l o m D e c h t á r s k e h o p o t o k a (21) prebieha na študovanom území Mušakovou dolinou a pokračuje vo východnej časti Cerovej vrchoviny cez Gemerský Jablonec, dolinu Dechtárskeho potoka a pokračuje do priestoru Rimavskej kotliny.

Biskupickú kryhu pozdĺžne porušuje veľa menších zlomov. Tri z nich prebiehajú medzi Šiatorskou Bukovinkou a obcou Belina. Zvlášť najsevernejší z nich je segmentovaný malými priečnymi zlomami. Zlom v okolí Šiatorskej Bukovinky so sklonom na SZ prebieha dolinou potoka Belina, ktorá je asymetrická. Na strmých svahoch, na vysokých kryhách opisovaných zlomov, sú facetové plochy a v doline sú močiare.

Významnejší pozdĺžny zlom so sklonom na JV prebieha z priestoru Dunivej hory cez Pohanský vrch na Ostrú skalú a Steblovú skalú. Je zjavne geneticky spätý s bazaltovou vulkanickou činnosťou. Zvlášť v oblasti Pohanského vrchu predurčoval predbazaltový paleoreliéf, ktorý bol neskôr zaplnený bazaltovou lávou.

Ďalšie zlomy severovýchodného smeru prebiehajú dolinou Gortvy. Jeden z nich je medzi samotou Šašina a osadou Gortva, pravdepodobne ten istý zlom po prerušení pokračuje cez Blhovce a kótu Dobogó do južného okolia Hodejova, kde kontroloval predbazaltový paleoreliéf, neskôr zaplnený lávovým prúdom. Paralelne s týmto zlomom prebieha iný zlom v doline Gortvy cez Hodejov. S týmto zlomom je pravdepodobne spätý výstup minerálok v okolí Hodejova. Výstup minerálnych vôd podmienil aj zlom medzi Šídom a Konrádovcami s úklonom na JV.

Zlom smeru SV prebieha dolinou Mojínskeho potoka, prejavuje sa teda v recentnej morfológii.

Menšie pozdĺžne zlomy, uplatňujúce sa v morfológii reliéfu,

porušujú územie pri štátnej hranici ČSFR s Maďarskou republikou (Šiatorská samota, Nová Bašta, Tachty).

Juhovýchodný cíp regiónu Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny patrí pravdepodobne k juhozápadnému pokračovaniu šafárikovskej elevácie, t. j. k jednotke definovanej v Rimavskej kotlině, ktorej pokračovanie v Cerovej vrchovine je nezreteľné.

Zlomy smeru S - J a V - Z

Na stavbe Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny sa podieľajú aj zlomy smeru S - J a V - Z. Sú to zlomy aktívne, pravdepodobne v najmladšom období a v nich zvlášť zlomy smeru V - Z miestami kontrolujú reliéf územia.

Najvýraznejším zlomom smeru S - J s úklonom na SZ je zlom prebiehajúci od Kalinova po východnom okraji Lučenca, popri Rapovciach do doliny Mučinskeho potoka. Tento zlom prechádza naprieč širokou aluviálnou nivou Ipl'a a pravdepodobne na tomto zlome došlo k otočeniu toku Krivánskeho potoka zo severozápadného smeru do smeru S - J.

Menší zlom sklonený k SZ, smerovo odklonený na SSV, prebieha v doline horného toku Mučinskeho potoka cez obec Lipovany. Podobne smerovo orientovaný zlom prebieha zo S okolia Kalinova až k obci Rovňany.

Dva zlomy smerovo odklonené na SSV porušujú predterciérne podložie v severozápadnej časti územia. Jeden z nich, uklonený na Z, prebieha z. od kóty Sedem chotárov. Ďalší prebieha cez obec Uderina.

Zlom prebiehajúci po východnom okraji obcí Nitra a Boľkovce výrazne porušuje filakovský zlom. V blízkosti tohto zlomu recentný tok Ipl'a tečie smerom S - J. Krátky severojužný zlom s úklonom na V prebieha z. od obce Čakanovce.

Zlom prebiehajúci medzi Poltárom a Českým Brezovom v doline potoka Poltarica s úklonom na Z výrazne ovplyvnil recentnú morfológiu. Pravdepodobne jeho zásluhou je dolina potoka Poltarica asymetrická a na vysokej kryhe zlomu sú vyvinuté facetové plochy.

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 obec Selce v doline Nepomenovaného potoka. Spolu so sušanským zlomom a nepomenovaným zlomom smeru V - Z sa podieľa na formovaní tektonického uzla s. od Hrnčiarских Zalužian, na ktorý sú viazané minerálne, respektíve slabotermálne pramene a travertínové kopy. Azda pokračovaním tohto zlomu po prerušení v priestore Hrnčiarских Zalužian je zlom prebiehajúci cez Ožďany k obci Husina s úklonom na Z. Zlom sa prejavuje indíciami vertikálneho hustotného rozhrania v terciéri. Tento zlom preberá funkciu medzného zlomu ožďanských krých po sušanskom zlome. Smerným pokračovaním tohto zlomu je šidský zlom, ktorý má však sklon na V. Aj tento zlom sa prejavuje indíciami vertikálneho hustotného rozhrania v terciéri. Spolu s nepomenovaným zlomom smeru SV podmieňuje vývery minerálnych vôd pri obci Šíd.

Nie je vylúčená jeho genetická spätosť s bazaltovým vulkanizmom, lebo koinciduje s bazaltovými vulkanickými centrami Malého a Veľkého Budčeňa.

Severovýchodne od Kalinova zlom smeru S - J, kontrolujúci v krátkom úseku dolinu rieky Ipeľ a porušujúci zlom SV smeru, sa prejavuje mimo morfológických prejavov (asymetria doliny Ipeľa, facetové plochy na vysokej, t. j. východnej kryhe) aj indíciami vertikálneho hustotného rozhrania v predterciárnom podloží. Zlom tiež obmedzuje telesá ultrabázik a karbónske sedimenty vystupujúce sv. od Kalinova.

Medzi Čamovcami a Šuricami sú tri menšie zlomy smeru S - J s úklonom na Z a J V, ktoré sčasti kontrolujú morfológiu územia, predurčujú recentnú drenážnu sieť. Podobné zlomy kontrolujú aj morfológiu územia v západnom a severnom okolí Hajnačky.

Tri menšie zlomy smeru S - J porušujú územie s. od Konrádoviec, kde sčasti kontrolujú recentný reliéf.

Zo zlomov smeru V - Z sú najvýraznejšie dva, a to zlom prebiehajúci od Brezničky po južnom okraji Poltára k Hrnčiarskym Zalužanom. Zlom je uklonený na S a uplatňuje sa sčasti v morfológii územia, predurčuje dolinu dolného toku potoka Poltarica. Podieľa sa na formovaní tektonického uzla pri Hrnčiarskych Zalužanoch.

Druhý, vz. zlom obmedzuje Cerovú vrchovinu voči Lučenskej kotline v úseku medzi osadou Lazy a Filakovskými Kováčmi. Tento zlom sa pravdepodobne podieľa na formovaní filakovského tektonického uzla.

Menej významný zlom prebieha j. od Hrachova, kde kontroluje dolinu potoka Lužné. Ďalší zlom prebieha dolinou potoka Mihovec.

Niektoré zlomy, porušujúce Cerovú vrchovinu, sú orientované vo smere V - Z, respektíve sú mierne odklonené na J. Dva z nich prebiehajú dolinou Čamovského potoka a hovorili sme o nich v súvislosti s kryhami Veľkých Draviec. Ďalší zlom s úklonom na J prebieha od osady Štávica cez Gemerský Jablonec ďalej na V a kontroluje morfológiu územia.

Tri menšie zlomy smeru V - Z prebiehajú v okolí Novej Bašty a Večelkova.

Klenba Cerovej vrchoviny

V študovanom regióne popri zlomových disjunktívnych štruktúrach možno identifikovať aj jednu plikatívnu štruktúru - klenbu Cerovej vrchoviny. Táto klenba sa nachádza na poklesnutých kryhách severozápadného zlomového systému lipovianskej a biskupskej kryhe.

Cerová vrchovina tvorí nad Lučenskou a Rimavskou kotlinou morfológickú eleváciu. Je to následok pomalého vykleňovania a Cerová vrchovina predstavuje klenbovú štruktúru.

Klenba Cerovej vrchoviny je mladá. Cerová vrchovina má mladý výrazný reliéf, ktorý sa vyznačuje ostro zarezanými dolinami tvaru V.

Tento typ reliéfu výrazne kontrastuje s oblými formami reliéfu Rimavskej a Lučenskej kotliny.

Inverzná pozícia plio-pleistocénnych bazaltov naznačuje, že dnešný reliéf Cerovej vrchoviny sa formoval počas kvartéru.

Denudačný zrez klenby je mladý, lebo vo vrchole klenby sa nachádzajú pomerne mladé horniny (ak odhliadneme od vulkanických hornín, najmladšími sedimentami Cerovej vrchoviny sú sedimenty otnangu).

Klenba sa začala dvíhať v mladom pliocéne a v najstaršom pleistocéne. Vtedy došlo k reorganizácii riečnej siete. Niektoré toky, pôvodne tečúce na J, vtedy zmenili smer toku na opačný, t.j. od centra klenby k jej okraju (Belina, Gortva, Mučínsky potok). Niektoré doliny reorganizovanej riečnej siete boli vyplnené bazaltovými lávovými prúdmi. Klenba sa začala výrazne dvíhať po mindeli a bázy mindelských terás na svahoch klenby sú vo vyššej nadmorskej výške ako v kotlinách. Pokračujúce dvíhanie klenby potvrdzuje chýbanie riských terás na svahoch klenby. Klenba sa začala stabilizovať v období staršieho würmu. Starowürmské terasy sú vyvinuté na svahoch klenby a ich výšková pozícia je totožná s terasami v Rimavskej a Lučenskej kotlině.

1	2	3	4	5	6	7
111	112	113	114	115	116	117
118	119	120	121	122	123	124

Tabuľka 1. Výškové údaje (v m) na vybraných miestach v oblasti klenby Cerovej vrchoviny (údaje sú v m)

1	2	3	4	5	6	7
111	112	113	114	115	116	117
118	119	120	121	122	123	124

Tabuľka 2. Výškové údaje (v m) na vybraných miestach v oblasti klenby Cerovej vrchoviny (údaje sú v m)

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Hydrogeologické pomery Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny sú ovplyvnené geologicko-tektonickou stavbou územia, geomorfologickými a klimatickými pomermi.

Územie patrí do povodia rieky Ipel' a rieky Slaná. Ipel' má charakter nížinného toku. V prvom polroku oteká 72 % celoročného odtoku. Minimálny prietok je obyčajne v júli a v auguste a maximálny prietok v období topenia snehu, obyčajne v marci.

Klimaticky patrí územie do oblasti teplej, mierne suchej, s chladnou zimou. Priemerné ročné teploty sa pohyujú okolo 8 až 9 °C. Dlhodobá priemerná mesačná teplota vzduchu za roky 1931 až 1960 pre stanicu Lučenec je nasledovná (v °C):

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	
-3,4	-1,1	3,9	10,1	15,3	18,6	
VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok
20,5	19,5	15,4	9,3	-4,4	-0,4	9,3

Dlhodobý priemerný úhrn zrážok za roky 1931 - 1960 pre stanicu Lučenec (v mm)

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	
41	39	39	41	71	69	
VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok
62	63	40	49	66	48	626

Na zrážky sú najbohatšie letné mesiace máj až august. Ročný úhrn zrážok je značne menlivý. Najvyšší ročný zrážkový úhrn v stanici Lučenec bol 1 010 mm a najnižší 390 mm.

Územie je vzhľadom na malú intenzitu zvodnenia hornín málo hydrogeologicky preskúmané. Podrobnejšie boli študované iba fluviaálne sedimenty rieky Ipel' a Slaná (J. ORVAN, 1961, I. ŠALAGA, 1967). Vykonal tu množstvo vrtných prác za účelom zaistiť zdroje podzemnej vody pre drobnú spotrebu. Hydrogeologicky bolo územie študované prehľadne pre potreby zostavenia hydrogeologických máp 1:200 000 (L. ŠKVARKA et al., 1975, V. HANZEL et al., 1975).

Podľa hydrogeologického charakteru hornín možno vyčleniť tri hydrogeologické celky.

Hydrogeologické pomery celku budovaného horninami mezozoika a staršími útvarmi

Dlhodobou eróziou územia v predterciérnom období došlo k obnaženiu kryštalickej masívov a karbonátové horniny sa zachovali iba sporadicky. Tento zvodnený systém má zložitú príkrovovú stavbu a územie bolo rozsegmentované na elevačné a depresné štruktúry. Dnes sú prekryté mocným komplexom molasových sedimentov. V prevažnej časti tohto komplexu sa nachádzajú metamorfované alebo kryštalickej horniny. Vrchná časť skalného masívu je intenzívnejšie rozpukaná a sú v nej akumulované málo výdatné zdroje podzemných vôd s výdatnosťou do 0,5 l.s⁻¹ na vrt. Bolo zistené, že u metamorfovaných hornín je intenzita zvodnenia nepatrne menšia ako u magmatických hornín.

Výrazné tektonické zóny vytvárajú líniové štruktúry, ktoré sú sprevádzané zónami zvýšenej puklinovitosti a sú intenzívnejšie zvodnené. Často vyvádzajú na povrch CO₂, ktorý sa akumuluje v podzemných vodách a podmieňuje tvorbu uhličítých minerálnych vôd.

Takáto štruktúra bola overená vrtom FV-1 Blhovce (O. FRANKO - D. VASS, 1981), ktorý v hĺbke 1 083 m zachytil drvené pásma, z ktorého došlo k výronu plynu a preplynenej vody.

Chemické zloženie unikajúceho plynu z vrtu FV-1 Blhovce

Dátum analýzy	obj. %							
	Ar	He	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂	H ₂ S
12.10.1975	0,005	0,0031	0,004	0,0035	0,1	0,64	99,13	-
13.10.1975	0,005	0,0031	0,004	0,0036	0,10	0,64	93,13	-

Produkcia plynu z vrtu bola 270 000 m³ za deň. Tlak plynu bol 4,5 MPa.

V synklinálnych častiach sa zachovali erózne zvyšky karbonátových hornín, v ktorých sú akumulované vody s puklinovo-krasovou priepustnosťou.

Z takejto štruktúry vystupujú minerálne vody z karbonátových hornín pri obci Hrnčiarске Zalužany. Voda je kalcium-nátrium-bikarbonátového typu s obsahom voľného CO₂ okolo 1 000 mg⁻¹ a s teplotou 17 °C.

Karbonátové horniny boli zachytené štruktúrnym vrtom LR-3 Rapovce v hĺbke 815 m s hrúbkou 15,9 m. Vrt nebol hydrogeologicky odskúšaný. CO₂ z týchto akumulácií migruje do priepustných sedimentov neogénu a vystupuje na povrch v podobe uhličítých vôd.

V prevažnej časti územia sú podložné horniny prekryté molasovými sedimentmi, čo znižuje možnosť infiltrácie zrážkových vôd do tohto komplexu a je spomalená aj intenzita cirkulácie podzemných vôd.

Na predterciérnom podloží ležia diskordantne molasové sedimenty uložené viac-menej horizontálne a sú menej intenzívne tektonicky porušené. Sedimentárna výplň má prevažne pelitický charakter. Pelity sa mnohonásobne striedajú s psefiticko-psamitickými polohami rôznej hrúbky. Časté sú faciálne zmeny v horizontálnom i vertikálnom smere. Niektoré bazálne a okrajové fácie sú tvorené polohami štrkov a zlepenčov. Vzhľadom na variabilitu litologického zloženia sedimentov sú hydrogeologické pomery sedimentárnej výplne zložité (tab. 26).

Stredný miocén budujú vulkanoklastické horniny.

Ďalším horizontom, v ktorom sú akumulované podzemné vody, sú sedimenty poltárskeho súvrstvia tvorené pestrými ílmi, zahlinenými štrkami a pieskami jazerno-riečnej fácie. Hrúbka súvrstvia dosahuje 50 m, ojedinele až do 100 m. V ňom sú akumulované málo výdatné zdroje podzemných vôd.

Zlomová tektonika rozsegmentovala terciérnu výplň kotliny na rad depresí a elevácií. Jednotlivé kryhy majú rozdielnu vnútornú stavbu, čo ovplyvňuje aj hydrogeologické pomery.

Na podklade litologického charakteru výplne panvy tu možno vyčleniť:

1. Horizont tvorený bazálnymi vrstvami čížskeho a lučenského súvrstvia (kišcel a eger), ktorých bazálne a okrajové fácie sú tvorené pieskovecami, ojedinele i zlepencami.

Tento horizont bol overený hydrogeologickými vrtmi na území mesta Lučenec.

Priepustný horizont na báze sedimentárnej výplne kotliny bol zachytený hydrogeologickým vrtom odvrátnym v r. 1910 v továrni "Rakottyay", kde v hĺbke 345 - 354 m bol zachytený horizont, z ktorého pretekalo 10 l.s⁻¹ vody. Preliv z vrtu neskoršie ustal (JENŐ NOSZKY, 1912). Horizont bol overený mestskou artézskou studňou, vyhlbenou v r. 1899, hlbokou 364 m. Zvodnená vrstva bola zachytená v hĺbke 341 až 364 m, z ktorej preteká artézska voda s výdatnosťou cca 1 l.s⁻¹ a je využívaná ako pitná voda. V nadloží tohto horizontu vystupujú hrubé polohy vápnitých prachovcov. Vrtom HGL-1 Lučenec - plaváreň, hlbokým 300 m, nebol zachytený horizont podzemnej vody a vápnité prachovce možno považovať za izolátor.

Podzemné vody vystupujúce z horizontu na báze sedimentárnej výplne majú teplotu 17 - 23 °C, sú natrium-bikarbonátového typu so zvýšeným obsahom chloridov a s celkovou mineralizáciou od 3 500 do 4 500 mg.l⁻¹.

2. Horizont tvorený morskými pieskovecami filakovského súvrstvia (egenburg). Pieskovce vystupujú na povrch v južnej časti územia v oblasti Cerovej vrchoviny, v. od obcí Kalonda, Rapovce a Trebelovce. Ich litologický charakter bol overený vrtom Č1-2 Lipovany, ktorý v hĺbke od 120 m do 439 m zachytil lipovianské a čakánovské vrstvy tvorené prevažne pieskovecami. V hlboko zaerodovaných údoliach alebo na styku pieskovcov s ílovcami vyvierajú pramene s výdatnosťou do

Tabuľka 26 Hydrogeologická charakteristika výplne Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny

Vek	Litostratigrafické jednotky	Mocnosť	Litológia	Hydrogeologická charakteristika
kvartár	fluviálne sedimenty riek a potokov, náplavové kužele	do 10-15 m	štrkopiesky, náplavové hliny	Pórová priepustnosť. V oblasti Mikušovce, Rapovce, Veliká nad Ipľom globy zvodnené, $T = 1.10^{-3} - 1.10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$
plio-pleistocén	cerová bazaltová formácia	do 100 m	bazalty a ich vulkanoklastiká	Puklinová priepustnosť. Malý plošný rozsah, malý hydrogeologický význam.
pont	poltárske súvrstvie podrečanská bazaltová formácia	20-150 m	piesky, štrky s polohami ílu - bazalty	Pórová priepustnosť. Šlabo zvodnené $T = 1.10^{-6} - 1.10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.
bádensarmat	lysecká formácia viničská formácia príbelské vrstvy	30 m 10 m	prevažne vulkanoklastiká, sporadicky andezity	Puklinovo-pórová priepustnosť. Dobre zvodnené, zvlášť v spodnej časti horizontu. $T = 1.10^{-3} - 1.10^{-2}$. Značná nehomogenita horizontu.
karpat	sečianske vrstvy krtíšske vrstvy medokýšne vrstvy	100-320 m do 60 m do 20 m	prachovce, ílovce piesky	Izolátor. Pórová priepustnosť. V južnejšej časti územia artézské vody. $T = 1.10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Horizont tvorený jemnozrnnými pieskami.
otnang	plachtinské vrstvy pôtorské vrstvy	150-200 m do 40 m	ílovce, prachovce piesky s polohami uhlia	Izolátor. Pórová priepustnosť. V strednej a južnej časti územia artézské vody - termálne. $T = 1.10^{-4} - 1.10^{-5}$. Horizont tvorený strednozrnnými pieskami.
egenburg	bukovinské súvrstvie birinské vrstvy	100-200 m	pieskovce, ílovce, štrky s polohami ryodacit. tufov	Puklinovo-pórová priepustnosť. Pieskovce s prachovou prímesou, jemnozrnná. $T = 1.10^{-4} - 1.10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.
eger	tachtianske vrstvy lipovianske pies. čakánovské vrstvy	do 200 m	pieskovce	
eger	panické vrstvy budikovianske vrstvy	70 m do 10 m do 150 m	organogenné vápence (budikovianske vrstvy) pieskovce, zlepence (panické vrstvy)	Bazálna časť tvorená zlepenkami a pieskovicami s artézskymi vodami. Značná nehomogenita horizontu v bazálnej časti súvrstvia.
kišcel	ílovce, prachovce hostišovské, blžské vrstvy skalnické vrstvy	150 m do 30 m do 30 m	ílovce, prachovce, zlepence, pieskovce (skalnické a blžské vrstvy)	Bazálna časť tvorená zlepenkami a pieskovicami s artézskymi vodami. Značná nehomogenita horizontu .. bazálnej časti súvrstvia.

2,0 l.s⁻¹. Takéto pramene sa nachádzajú v Petrovciach, Jesticiach, Beline, Radzovciach, Čakanovciach a inde.

Hydrogeologické vrty urobené v oblasti Mučína, Lipovian a Čakanoviec s hĺbkou okolo 50 m majú výdatnosť okolo 1,0 l.s⁻¹. Dobré zvodnené pieskovce boli zachytené vrtom HM-1 Mučín, hlbokým 50 m, v ktorom bola overená výdatnosť 2,0 l.s⁻¹ pri znížení hladiny vody o 3,4 m: Jeho špecifická výdatnosť je 0,5 l.s⁻¹.m⁻¹.

Výsledky vrtných prác dokumentujú slabé zvodnenie pieskovcov. Špecifická výdatnosť vrtov iba ojedinele presahuje 0,1 l.s⁻¹.m⁻¹. Napriek tomu predstavujú významný horizont využívaný pre zásobenie malých spotrebísk vodou.

Horizont tvorený pieskami mladšieho egenburgu, otnangu a karpátu.

Priepustné sedimenty mladšieho egenburgu (bukovinské súvrstvie) sú suchozemského pôvodu a sú tvorené pieskami, ílmi a štrkami. Otnang je tvorený uhľonosnými vrstvami s polohami pieskov. Hrúbka pieskov je okolo 40 – 50 m. V jeho nadloží je hrubý komplex (asi 200 m), tvorený prevažne ílmi. Sedimenty karpátu sú morského pôvodu a sú tvorené pieskami a vápnitými prachovcami až ílovcami.

Piesčité súvrstvia vytvárajú jeden z najdôležitejších zvodnených horizontov v území. Otnanské piesky vytvárajú 3 podhorizonty so sumárnou hrúbkou 30 – 80 m, oddelené ílmi. Na povrch vystupujú v jz. časti Lučenskej kotliny. Koeficient zásobnosti sa u nich pohybuje okolo 0,1 – 0,15. Najpriaznivejšie zrnitostné zloženie majú medzislojové piesky a ich priemerné zrno sa pohybuje okolo 0,2 – 0,5 mm. V pelitických sedimentoch karpátu sa nachádzajú vrstvy stredno- až hrubozrnných pieskov s veľkosťou zrna okolo 0,2 mm a v ich podloží sú jemno- až stredozrnné piesky. Intenzita ich zvodnenia je malá. Špecifické výdatnosti vrtov hlbokých 100 – 150 m sú 0,01 – 0,1 l.s⁻¹.m⁻¹.

Horizont tvorený vulkanickými horninami

Na západnom okraji Lučenskej kotliny v tektonicky zaklesnutej depresii v strhársko-trenčskej prepadline sa zachovali vulkanické horniny, ktoré vzhľadom na svoje fyzikálne vlastnosti morfológicky vystupujú a smerom na S v oblasti Šule ich nadmorská výška presahuje 500 m. Podzemné vody akumulované v tomto horizonte sú odvodňované do hlboko erodovaných údolí potoka Tisovník a Stará rieka.

Na báze vulkanického komplexu je súvrstvie tvorené tufitickými stredno- až jemnozrnnými pieskami o hrúbke 5 – 15 m, v nadloží ktorého sa nachádzajú produkty andezitového vulkanizmu, v prevahe vulkanoklastické horniny, v ktorých sa nachádzajú priaznivo zvodnené tufitické piesky až pieskovce a pemzové tufy. Tieto boli overené v oblasti Ľuboriečky, kde miestami výdatnosti vrtov presahujú 15,0 l.s⁻¹. V oblasti Závady a Chrtian sa výdatnosti vrtov pohybujú do 10 l.s⁻¹, ojedinele viac. Horniny, ktoré ho tvoria, predstavujú

okrajové fácie lyseckého vulkánu, kde sa ukladal vulkanoklastický materiál hydrogeologicky vhodného litologického zloženia.

Zaujímavú hydrogeologickú štruktúru tvoria vulkanity pokoradzského súvrstvia, ktoré zasahuje na územie regiónu svojím okrajom. Súvrstvie je tvorené vulkanoklastickými horninami s prevahou epiklasťových pieskovcov. Vďaka monoklinálnemu uloženiu súvrstvia zrážkové vody, ktoré infiltrujú do horizontu, prestupujú do bazálneho súvrstvia a koncentrované sú odvodňované prameňom pri Vyšnom Skalníku, ktorého výdatnosť podľa výsledkov režimného pozorovania za roky 1954 až 1960 sa pohybuje od 19 do 21 l.s⁻¹. Teplota podzemnej vody je 8 °C. Prameň je puklinovo-vrstevného charakteru.

V južnej časti regiónu na hranici s Maďarskou republikou sa nachádza šiatorský intruzívny komplex tvorený andezitom. Podzemné vody akumulované v ňom sú odvodňované množstvom prameňov puklinovo-vrstevného a puklinového charakteru s výdatnosťou do 0,2 l.s⁻¹.

Molasová výplň Cerovej vrchoviny a Lučenskej kotliny je preniknutá produktmi bazaltového vulkanizmu so zachovanými reliktnými bazaltových prúdov, ktoré sú dnes morfológicky vypreparované, často s blokovou a stípcovou odlučnosťou.

Z hydrogeologického hľadiska sú dôležité lávové neky a prieniky, situované do tektonicky atakovaných zón, ktoré tvoria výstupnú cestu pre CO₂ z hlbších akumulácií k povrchu.

Strhársko-trenčská prepadlina - významná nádrž podzemnej vody

V západnej časti Lučenskej kotliny sa nachádza významná nádrž podzemných vôd, strhársko-trenčská prepadlina. Na východe je ohraničená zlomami medzi obcami Trenč a Ľuboreč - dobrodským zlomovým pásmom a na Z pôtorským zlomovým pásmom, prebiehajúcim od Bušiniac k Brusníku. V tejto tektonickej depresii sa zachovali horniny vulkanického pôvodu, tvorené prevažne andezitovými tufmi, aglomerátmi a tufitickými pieskovecami. V severnej časti, v oblasti dačovlomskej prepadliny, je prelomená šahansko-ábelovská bariéra (elevácia) a podzemné vody zo S tu prestupujú do strhársko-trenčskej a modrokamskej prepadliny. V severnej časti prepadliny, kde sa zachoval hrubý vulkanický komplex, sú v tomto horizonte akumulované významné zdroje podzemných vôd v oblasti Chrtány, Závada a Ľuboreč. Časť podzemných vôd z vulkanoklastík prestupuje do pieskov karpátu a otnangu, ktoré sa v severnej časti kotliny stýkajú a z bádenských vulkanoklastík prestupujú podzemné vody do pieskov otnangu a karpátu, ktoré v strednej a južnej časti kotliny, vzhľadom na zaklesnutie zvodnených horizontov do hĺbky, sú termálne. Boli zachytené v obci Slovenské Kľačany vrtom M-5 v hĺbke 508,5 - 510,5 m, kde boli v pieskovom horizonte zachytené artézske termálne vody s výdatnosťou 6,3 l.s⁻¹ a s teplotou 35 °C (O. FRANKO, 1966).

Vrtom M-4 Dolná Stržehová boli zachytené v hĺbke 520 m a z vrtu pretekalo 5 l.s⁻¹ vody s teplotou 36 °C. Voda sa využíva na rekreačné účely. V južnej časti štruktúry boli zvodnené horizonty

overené vrtom LKŠ-1 (Hámor), hlbokým 626 m. Karpatské piesky boli zachytené v hĺbke od 188 m do 238 m a otnanské piesky v hĺbke od 324 m do 388 m.

Výdatný horizont bol zistený v hĺbke 324 - 388 m v otnanských pieskoch. Z horizontu je artézsky prietok s počiatočnou výdatnosťou okolo 15 l.s^{-1} a s teplotou vody $34,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Ustálená hladina podzemnej vody je viac ako 30 m nad terénom. Voda má celkovú mineralizáciu okolo 1 g.l^{-1} . Sedimenty otnangu, vzhľadom na značné plošné rozšírenie a vhodné filtračné vlastnosti piesčitých sedimentov, vytvárajú významný horizont podzemnej vody. Smer prúdenia podzemných vôd je zo S na J. Z tohto súvrstvia nevystupujú žiadne významnejšie pramene. Režim podzemných vôd je ovplyvnený ťažbou uhlia a intenzívnym odčerpávaním vody z produktívneho súvrstvia. Z ložiska bolo v r. 1987 odčerpávaných cca 150 l.s^{-1} podzemnej vody, čo podmienuje pokles hladín podzemnej vody v okolí ložiska z kóty 180 - 190 m na kótu 160 - 170 m n.m.

Strhársko-trenčská prepadlina má zložitú vnútornú stavbu. Z hydrogeologického hľadiska má dôležitý význam hámorská vysoká kryha, ktorá, ako ukazujú výsledky vrtu LKŠ-1 Hámor, je prepojená s horizontmi z okolitých depresných štruktúr čiastkovej kryhy Bukovca a kryhy Prielohu. Východným smerom možno pozorovať v čiastkovej kryhe Strážnej hory a v kryhe samoty Šári postupné vynáranie priepustného piesčitého obzoru otnangu. Na vrte LV-59 boli priepustné horizonty zachytené v hĺbke okolo 100 m a z vrtu bol prietok podzemnej vody s výdatnosťou $1,0 \text{ l.s}^{-1}$ a s teplotou $9,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Vrtom BE-1 Malé Dáľovce, hlbokým 180 m, bolo zachytených niekoľko polôh pieskov a z vrtu bol prietok podzemnej vody s výdatnosťou 1 l.s^{-1} a s teplotou $16,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Horizont tvorený poltárskym súvrstvom riečno-jazernej fácie (tab. 26)

Poltárske súvrstvie je rozšírené v severnej a západnej časti Lučenskej kotliny. Jeho hrúbka sa pohybuje do 100 m. Je tvorené štrkami, pieskami a pestrými ílmi s nepravidelným vývojom. Výplň má často gradačné zvrstvenie, pričom štrky sú v spodnej alebo v strednej časti súvrstvia. Sú zaílované, čo nepriaznivo ovplyvňuje ich filtračné vlastnosti. Výdatnosť vrtov sa v nich pohybuje do $0,5 \text{ l.s}^{-1}$, ojedinele do $2,0 \text{ l.s}^{-1}$. Špecifická výdatnosť vrtov sa pohybuje od $0,01$ do $0,1 \text{ l.s}^{-1}$. Koeficient filtrácie sa pohybuje od 10^{-5} do 10^{-3} m.s^{-1} .

Horizont tvorený kvartérnymi sedimentmi

Kvartérne sedimenty na území regiónu tvoria najvýznamnejší horizont podzemnej vody, v ktorom sú akumulované významné zdroje

podzemných vôd. Najintenzívnejšie sú zvodnené fluviálne sedimenty dnevej výplne riek. Horizont je tvorený štrkami, štrkopieskami a pieskami. Hydrogeologické pomery riečnych sedimentov závisia od granulometrického zloženia sedimentov, ich vytriedenosti, hrúbky a pozície k povrchovému toku. Podzemné vody v poriečnej nive sú v priamej hydrodynamickej spätosti s povrchovými vodami. Vo vyšších terasových stupňoch, ktoré majú malé plošné rozšírenie, sú podzemné vody dopĺňované prevažne zo zrážok, prípadne prítokom podzemných vôd z vyššie položených území. Štrky a piesky starších terasových stupňov sú obyčajne navetrané, bývajú zahľinené a sú menej intenzívne zvodnené.

Najviac zvodnené sú fluviálne sedimenty rieky Ipeľ, ktorá pramení v Slovenskom rudohorí. Jeho spádová krivka je premenlivá. V hornom úseku má až 13,2 %, v strednom úseku sa znižuje na 0,3 % a nadobúda charakter nížinnej rieky s častým meandrovaním. V dolnej časti má o niečo vyšší sklon, okolo 1,8 %. Prítok rieky Ipeľ je značne nevyrovnaný, čo podmieňuje vytvorenie rozsiahlych inundačných území.

V hornej časti po Holišu sa hrúbka fluviálnych sedimentov pohybuje do 4 - 5 m. Štrkopiesky sú často zahľinené a výdatnosť vrtov sa pohybuje do $2,0 \text{ l.s}^{-1}$. Podstatne priaznivejšie zvodnené sú sedimenty od Holiše cez Mikušovce po Velikú nad Iplom, kde sú štrkopiesčité sedimenty dobre vytriedené, ich mocnosť sa zvyšuje na 6 - 8 m a aluviálna niva sa rozširuje. Výdatnosť vrtov sa pohybuje od 5 - 10 l.s^{-1} . Najpriaznivejšie zvodnené sedimenty sú v okolí Mikušoviec a Veľkej nad Iplom, kde výdatnosť vrtov dosahuje až $15 - 18 \text{ l.s}^{-1}$.

Od Kalondy je šírka údolnej nivy redukovaná, iba miestami dosahuje šírku okolo 1 km, fluviálne sedimenty sú čiastočne zahľinené, priepustnosť sedimentov je nižšia a výdatnosť vrtov sa pohybuje do $5,0 \text{ l.s}^{-1}$. Pod Muľou sa znovu údolná niva rozširuje.

Údolná niva je lemovaná staršími terasovými stupňami rieky Ipeľ. Štrky terás sú zahľinené a nemajú hydraulickú spojitosť s vodou v rieke. Sú slabozvodnené a dopĺňované sú prevažne vodou zo zrážok. Odvodňované sú formou plošných mokradí alebo vody skryte prešľupujú do údolnej nivy. Výdatnosť vrtov sa pohybuje pod $0,2 \text{ l.s}^{-1}$.

Minerálne a termálne vody

V strhársko-trenčskej prepadline sa nachádzajú akratotermie v Dolnej Strehovej, Hámori a Slovenských Kľačanoch. Sú to vody NaCa-HCO_3 typu s celkovou mineralizáciou do 1 g.l^{-1} , s teplotami okolo 35 °C.

Uhlíčitú minerálnu vodu vystupujú na pôtorskom zlomovom pásme, sú Na-HCO_3 typu s obsahom CO_2 nad 1 000 mg.l^{-1} , v Bušinciach s celkovou mineralizáciou okolo 9 g.l^{-1} .

Časté sú uhličité minerálne vody, rozšírené v oblasti Lučenca,

Filakova a Maštince. V oblasti Maštince vystupujú uhličitě minerálne vody s obsahom CO_2 okolo $1\ 900\ \text{mg.l}^{-1}$, kalcium-bikarbonátového typu s celkovou mineralizáciou okolo $150\ \text{mg.l}^{-1}$. V oblasti Filakova majú mineralizáciu okolo $1 - 1,5\ \text{g.l}^{-1}$, obsah CO_2 okolo $1\ 500 - 1\ 900\ \text{mg.l}^{-1}$, sú Ca-Mg- HCO_3 typu.

V oblasti Maštince sú zastúpené aj ďalšie typy uhličitých minerálnych vod, ktoré majú obsah CO_2 okolo $1\ 500 - 1\ 900\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kalcia okolo $100 - 150\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah horčíka okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah sodíka okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chloridov okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah síranov okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah železa okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah manganu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah zinku okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah meďi okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah niklu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kobaltu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah molybdenu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah vanádia okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chrómu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah mangánu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah železa okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah niklu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kobaltu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah molybdenu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah vanádia okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chrómu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$.

V oblasti Filakova sú zastúpené aj ďalšie typy uhličitých minerálnych vod, ktoré majú obsah CO_2 okolo $1\ 500 - 1\ 900\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kalcia okolo $100 - 150\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah horčíka okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah sodíka okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chloridov okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah síranov okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah železa okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah manganu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah zinku okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah meďi okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah niklu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kobaltu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah molybdenu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah vanádia okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chrómu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$.

V oblasti Maštince sú zastúpené aj ďalšie typy uhličitých minerálnych vod, ktoré majú obsah CO_2 okolo $1\ 500 - 1\ 900\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kalcia okolo $100 - 150\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah horčíka okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah sodíka okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chloridov okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah síranov okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah železa okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah manganu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah zinku okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah meďi okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah niklu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kobaltu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah molybdenu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah vanádia okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chrómu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$.

V oblasti Filakova sú zastúpené aj ďalšie typy uhličitých minerálnych vod, ktoré majú obsah CO_2 okolo $1\ 500 - 1\ 900\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kalcia okolo $100 - 150\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah horčíka okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah sodíka okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chloridov okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah síranov okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah železa okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah manganu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah zinku okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah meďi okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah niklu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kobaltu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah molybdenu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah vanádia okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chrómu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$.

Minerálne a termálne vody

V oblasti Maštince sú zastúpené aj ďalšie typy uhličitých minerálnych vod, ktoré majú obsah CO_2 okolo $1\ 500 - 1\ 900\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kalcia okolo $100 - 150\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah horčíka okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah sodíka okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chloridov okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah síranov okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah železa okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah manganu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah zinku okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah meďi okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah niklu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah kobaltu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah molybdenu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah vanádia okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$, obsah chrómu okolo $10 - 20\ \text{mg.l}^{-1}$.

LOŽISKÁ A PROGNOZY NERASTNÝCH SUROVÍN

Na území regiónu sa vyskytujú rudné i nerudné nerastné suroviny (príl. 2). Z nich majú mimoriadny význam nerudné suroviny, a to žiaruvzdorné a keramické íly, ale významné zastúpenie majú aj niektoré stavebné suroviny.

Rudné ložiská sú viazané na severnú časť územia, na predterciérne horniny budujúce okraj Lučenskej kotliny. Nerudné suroviny sú viazané hlavne na sedimentárnu výplň Lučenskej kotliny a na neovulkanické formácie.

Nerastné suroviny, vyskytujúce sa na študovanom území, možno systematicky roztriediť do nasledujúcich skupín:

Rudné ložiská a výskyty geneticky spojené s variskými a alpínskymi sedimentárnymi procesmi, metamorfizmom a plutonizmom. K týmto ložiskám sú radené:

- karbonátové Fe-rudy žilného typu so sprievodom kremeňovo-sulfidickej (polymetalickej) mineralizácie,
- limonitové Fe-rudy reziduálneho typu,
- výskyty uránovej mineralizácie, viazané na pegmatity granitoidov veporika,
- výskyty uránovej mineralizácie, viazané na grafitické fylity a lydity gelnickej skupiny gemerika,
- anomálie scheelitu a zlata v riečnych sedimentoch.

Nerudné suroviny predstavujú pestrý súbor surovín na rôzne účely:

- palivá, kam patria ložiská a prognózy hnedého uhlia a malá akumulácia lignitu,
- stavebné suroviny, z ktorých sú zastúpené ložiská a prognózne zdroje štrkopieskov, pieskov, tehliarskych surovín, stavebného kameňa, kameniva a dekoračného kameňa,
- žiaruvzdorné a keramické suroviny, kam patria ložiská a prognózy magnezitu, zlievárenských pieskov, žiaruvzdorných a keramických ílov,
- sklárske suroviny - hydrotermálne metamorfný kremeň v kryštaliniku veporika,
- netradičné suroviny (amfibolity) na výrobu minerálnych vlákien,
- ozdobný kameň.

V ďalšom texte sú opísané jednotlivé ložiská (číslované arabskými číslicami), respektíve prognózne zdroje (číslované rímskymi číslicami).

Rudné ložiská a výskyty geneticky spojené s variskými a alpínskymi sedimentárnymi procesmi , metamorfizmom a plutonizmom

Karbonátové Fe-rudy žilného typu so sprievodom kremeňovo-sulfidickej (polymetalickej) mineralizácie

Sú všeobecne považované za alpínske (M. PETRO, 1977, C. VARČEK, 1977 a i.), respektíve zrudnenie je variské s pripustením regeneračných procesov alpínskeho veku (J. ILAVSKÝ - V. SATTRAN, 1976). Surovina bola v minulosti ťažená na ložiskách Lovinobaňa - Mertlova (1), Lovinobaňa - cintorín (2), Uderina - Viničky (3), Dobročská Lehota (4), Dobroč - Paprčky (5), Cinobaňa - Jarčanisko (6), Cinobaňa - Nad Mašou (7).

Limonitizované Fe-rudy reziduálneho typu

Tento typ rudy sa vyskytuje v študovanej oblasti hojne a v minulosti boli viaceré ložiská exploatované.

Limonitový klobúk s okrovou rudou sa vyskytuje jednak vo vrchných partiách ložísk magnezitu (Ružiná, Podrečany-161, Veľká Ves - Skalica - 12, jednak sideritové ložiská sú charakterizované výrazným gosanom (Turičky - Zubor - 11, Rimavské Zalužany - Čachovice - 13).

Exogénne sedimentárne náplavy

Ide o ryžovisko Au v aluviálnych náplavoch rieky Rimavice, v oblasti Rimavská Baňa, s. od Rimavských Zalužian (14). Zlato, ktoré sa ťažilo, pravdepodobne pochádza z pyritových výskytov v. od Kokavy.

Výskyty mineralizácie späté s pegmatitovými varietami granitoidov veporika

Ide o U-mineralizáciu v podobe drobných hniezd a žiliek. Za nositeľov tejto mineralizácie sa považujú autunit, monazit, ortit, zirkón, waď, limonit. Ako prognózne oblasti boli vyčlenené: Zelené - Čeriny (Ia), Rimavská Baňa - Zalužanský vrch (Ib).

Výskyty U-mineralizácie, viazané na grafitické fylity a lydity gelnickej skupiny gemerika

Prognózna oblasť je v okolí Kocihy (Ic). Uránonosné fosfáty sú v grafitických fylitoch a lyditoch.

Anomália scheelitu a zlata v riečnych sedimentoch

Prognózne oblasti boli stanovené na základe výsledkov šlichova-

cích, respektíve metalometrických prác - Dobroč - Mýtina (IIa), Dobroč - Lovinobaňa (IIB).

Sekundárne aureoly rozptylu zlata sa lokalizovali i v okolí Podrečian (Sedem chotárov), Uderinej, Ružinej, Cinobane, Hradišťa, Seliec. Pôvod zlata sa predpokladá z bázických hornín (P. HVOŽDÁRA, 1987), ide o typ slabo metamorfovaných vulkanicko-sedimentárnych komplexov prestúpených mladšími granitoidmi.

Nerudné suroviny

Palivá

Významnejšie akumulácie energetických surovín sa vyskytujú v dvoch stratigrafických úrovniach, a to:

- v otnangu, ktorý je reprezentovaný šalgótarjanským súvrstvom a spodná časť tohto súvrstvia - pôtorské vrstvy - sú uhľonosné,
- v pante, kde sa v poltárskom súvrství lokálne vyskytujú lignity.

Ložiská hnedého uhlia.

Ľ u b o r i e č k a (23). Ložisko sa nachádza v okolí rovnomennej obce. Uhlie leží v pôtorských vrstvách (otnang). Sú tu dva sloje hrubé až 5 m, prevrstvené uhoľnými ílmi. Vzdialenosť slojov je 25 - 30 m. Uhlie tvoria xyliticko-detritické typy ortofázovej premeny. Základné technologické vlastnosti a zásoby uhlia sú v tab. 27 (Š. ĎAĎO, 1955, J. KLUBERT et al., 1986).

Perspektívy overovania zásob vyšších kategórií sú malé, vzhľadom na nižšiu kvalitu uhlia a záujmy.

Tabuľka 27 Základné technologické vlastnosti a zásoby uhlia na ložisku Luboriečka (stav k 31. 12. 1987)

Sloj	Kat.	Zásoby (kt)	W_t^r (%)	A_d^s (%)	Q_i (MJ.kg ⁻¹)	Ø hrúbka
vrch.	C ₂ B	11 249	29,37	40,0	10,05	1,62
vrch.	C ₂ NB	11 362	27,21	60,20	6,16	1,19
sp.	C ₂ PB	26 406	27,00	58,34	6,74	1,77
sp.	C ₂ NB	3 890	24,22	46,92	6,00	1,10
spolu		52 907	Ø 27,34	Ø 54,00	Ø 7,26	1,49

Vysvetlivky: B - bilančné, PB podmienené bilančné, NB - nebilančné
 W_t^r - obsah vody, A_d^s - obsah popola v bezvodnom stave, Q_i - výhrevnosť v prirodzenom stave

Vytažené ložiská

L i p o v a n y (24). Ložisko sa nachádza jv. od obce Lipovany

pri česko-slovensko-maďarskej štátnej hranici, na ploche $0,5 \text{ km}^2$. V pôtorských vrstvách (otňang) tu ležali dva sloje, hrubé 0,8 a 1,3 m. Pôvodný rozsah zásob bol 1 milión ton. Ložisko je vyťažené (G. HOLEC, 1968).

R a d z o v c e - Č a k a n o v c e (25). Ložisko sa nachádza jz. od obce Čakanovce a zaberá elipsovú plochu s rozmermi $1,2 \times 0,6 \text{ km}$. V pôtorských vrstvách ležia dva sloje s maximálnou hrúbkou 1 m a $1,6 \text{ m}$, vertikálna vzdialenosť slojov je $12 - 15 \text{ m}$. Výchrevnosť je 25 MJ.kg^{-1} , obsah popola Ad - 14 %, obsah vody W_t^r 5 %. Do r. 1937 bolo vyťažených 689 kt uhlia a odhad zvyšných zásob v r. 1966 bol 40 kt. Ložisko je vyťažené (G. HOLEC, 1968).

Ložisko lignitu

P o l t á r (26). Ložisko leží sv. od mesta Poltár. Zaberá malú plochu $500 \times 200 \text{ m}$. Ide o šošovku lignitu v poltárskom súvrství. Lignit leží v malej hĺbke $15 - 30 \text{ m}$. Je to tmavohnedý, v spodnej časti ílovitý hemidetrit. Priemerná hrúbka je $4,14 \text{ m}$, zásoby sú 325 kt. Kvalitatívne vlastnosti: obsah vody W_t^r - 56,78 %, obsah popola v bezvodnom stave Ad - 39,24 %, výchrevnosť v prirodzenom stave Q_i^r - $5,4 \text{ MJ.kg}^{-1}$, obsah síry v suchom stave Sd - 0,58 %, arzénu As^d - 11 g.l^{-1} .

Surovinu pre malé množstvo zásob a nízku kvalitu nie je vhodné využívať na energetické účely. Skôr by bola využiteľná na poľnohospodárske účely (rašelina) s podmienkou využitia nadložných ílov a hĺn pre tehliarsku výrobu.

Prognózne zdroje hnedého uhlia

Prognózne zdroje, tak ako ložiská hnedého uhlia, sú viazané na šalgótarjárske súvrstvie - pôtorské vrstvy otnanského veku.

Tabuľka 28 Hlavné kvalitatívne ukazovatele uhoľného sloja vo vrtoch BE-1, LO-5, LV-61 a 3. sloja ložiska Pôtor - Dolina

Hlavné kvalitatívne ukazovatele	Vrt BE-1 (\emptyset z 3 vzoriek)	LO-5	LV-61	Pôtor-Dolina 3. sloj
obsah vody v pôvodnom stave W_t^r (%)	29,36	27,52		
obsah popola v bezvodnom stave (Ad) (%)	39,39	52,28		24,1
výchrevnosť v pôvodnom stave (Q_i^r) (MJ/kg)	9,96	8,0	6,83	13,25
obsah síry (S^d) (%)	4,73	5,44		
obsah arzénu (As^d) (g/t)	62,50	98,0		14,75

Trenč - Veľká nad Ipľom - Ľuborieč - k a (III). Prognózný zdroj sa nachádza v priestore medzi vyššie uvedenými obcami jz. od Lučenca. Kvantitatívne ukazovatele uhoľného sloja sú v tabuľke 28.

Na základe 4 pozitívnych vrto v sa predpokladá rozšírenie sloja na ploche 16,86 km² s priemernou hrúbkou 2,15 m. Uhlie predstavujú zmiešané ortofázne a xylit-detritické litotypy. Uhlie je vhodné na energetické účely. Prognózne zdroje kat. P₂ sú 25 373 kt.

Výskyt uhlia vo vrťe LKŠ-1 - samot a Hámor (jz. od Lučenca). Sloj ležiaci v pôtorských vrstvách je hrubý 4,3 m (tab. 29). Je prerastený uhoľnou bridlicou. Hĺbka bázy sloja je 388,5 m (Ľ. ŠKVARKA et al., 1989).

Tabuľka 29 Obsah popola a výhrevnosť uhlia z pôtorských vrstiev (otnang) vo vrte LKŠ-1

Vzorka (hĺbka v m)	Obsah popola (%)		Výhrevnosť (MJ/ks)	
	pôvodný stav	bez vody	pôvodný stav	bez vody
384,20 - 384,40	22,71	20,80	11,99	17,30
384,40 - 384,50 ^x	78,18	90,51		
384,50 - 385,20	28,93	38,68	10,17	16,0
385,20 - 385,90 ^{xx}	53,52	66,10	5,36	7,19
385,90 - 386,70	29,40	38,48	11,25	15,47
386,70 - 387,50	37,37	44,06	11,02	13,43

^x uhoľná bridlica

^{xx} uhlie prerastené ílovitou bridlicou

Analyzoval: Laboratórne stredisko, Geologický prieskum Spišská Nová Ves

Stavebné suroviny

Na území regiónu sa vyskytujú takmer všetky bežné typy stavebných surovín. Sú tu ložiská štrkopieskov a pieskov, tehliarskych surovín, stavebného kameňa a kameniva a dekoračného kameňa.

Štrkopiesky

Ložiská štrkopieskov sa vyskytujú v troch stratigrafických obzoroch, a to:

- v egenburgu: jelšovské zlepence (rozpadavé zlepence) vo fiľakovskom súvrství,
- štrky a rozpadavé zlepence v bukovinskom súvrství,
- v ponte: štrky poltárskeho súvrstvia (len prognózne zdroje),
- v kvartéri: štrky riečnych terás.

Štrkopiesky egenburského veku

J e l š o v e c (27), štrkovisko 0,95 km ssv. od obce. Občas ťažnou surovinou sú rozpadavé zlepence s polohami pieskovca - piesku, opísané ako jelšovské zlepence patriace k fiľakovskému súvrstviu. Prevládajú valúny rezistentných hornín, ale sú prítomné tiež karbonáty (15 %), pozri tab. 18. Odokrytá hrúbka - cca 18 m. Využitie: pre miestnu potrebu. Sprievodná surovina: čierne silicity, vhodné na galandérne a šperkové výrobky.

L i p o v a n y (28), 0,6 km sv. od obce. Príležitostne ťaženou surovinou sú štrky s polohami piesku a vložkami prachovca. Opísané horniny patria bukovinskému súvrstviu. Petrografické zloženie valúnov: kremeň, kremenec, rohovec, lydit, kyslé vulkanity. Hrúbka úžitkovej suroviny je 3 - 5 m, hrúbka skrývky 5 m. Použitie: na miestne účely.

Š i a t o r s k á B u k o v i n k a (29), štrkovisko 0,3 km sv. od okraja obce. Surovinou sú štrky a piesky bukovinského súvrstvia. Prevládajú valúny rezistentných hornín (kremeň, kremenec), prítomné sú valúny granitoidov, fylitov, rohovcov, bázičkých hornín, lyditov, vzáčne aj tmavých kremitých vápencov. Nepatrnú prímies tvoria rozpadavé valúny ryodacitového tufu a siltovca. Hrúbka ložiska je 20 m (odkrytá hrúbka). Štrk tvorí polohy, respektíve šošovky hrubé 0,5 - 2 m. Hrúbka skrývky je 0,5 m až niekoľko metrov. Zásoby vykazované v Bilancii zásob vybraných ložísk Slovenskej republiky k 1. 1. 1990 činia 397 tisíc m³ v kat. C₂.

Podľa technologických rozborov, ktoré vykonal Geologický prieskum, štrky a piesky nedosahujú kvalitu požadovanú ČSN z dôvodu vysokého podielu odplaviteľných látok. Priemerný podiel odplaviteľných látok u vzoriek odobratých z ťažobnej steny je 10 %. U vzoriek odobratých z vrtovej až 27,6 %. Zastúpenie zŕn nad 4 mm dosahuje v priemere 15 %.

Štrky sa používajú ako násypový materiál a na výrobu menej kvalitných betónových zmesí.

Štrkopiesky kvartéru

Kvartérne štrkopiesky sú viazané na štyri stratigrafické úrovne:

- mindelská terasa,
- mladšia riská terasa,
- würmská terasa,
- holocénna výplň.

Š t r k o p i e s k y m i n d e l s k é h o a r i s k é h o v e k u. Ide prevažne o štrkopiesky ťažené v riskovej terase, iba v jednom prípade (30 Čerenčany) je spolu s riskou ťažená aj

mindelská terasa rieky Rimava. Nachádza sa na pravej strane rieky Rimava medzi Čerenčanmi a Veľkými Teriakovcami.

Valúnový materiál je dobre opracovaný, tvorený kremeňom, kremencom, pieskovcom, granitoidmi a kryštalicými bridlicami. Hrúbka štrkopieskov je 2 až 2,8 m, hrúbka skrývky 1,4 - 2 m.

Surovina sa nehodí na výrobu prefabrikátov a možno ju použiť do obýčajného betónu.

Štrkopiesky riskej terasy tvoria vhodné akumulácie na východnom okraji obce Holiša (31), na severozápadnom okraji obce Nitra (32), sv. od Buzitky (33) a s. od obce Bušince (34). Jedna z akumulácií (Bušince) je úplne vyťažená, ostatné sú opustené.

Valúnový materiál je poloopracovaný až ostrohranný. Zloženie: prevláda kmeň a kremenec, prítomné sú valúny granitoidov, kremitého pieskovca andezitu, čadiča kryštalicých bridlíc, aj silicitu. Veľkosť valúnov je 3 až 7 cm. Hrúbka ložiskovej suroviny je 2 až 3,5 m, hrúbka skrývky 0,8 až 3,5 m. Surovina bola využívaná do betónových zmesí pre málo náročné konštrukcie.

W ü r m s k é h o v e k u sú štrkopiesky Prša - Líščí vrch (35) z. od obce Prša. Ide o terasu potoka Suchá. Štrkopiesky sú hrubé 3 - 5 m, piesok tvorí samostatné polohy. Ťažené boli hlavne piesky využívané ako maltárske. Štrkopiesky sa využívali do betónových zmesí pre málo náročné konštrukcie.

Š t r k o p i e s k y h o l o c é n u d n o v á v ý - p l ň r i e k a p o t o k o v. Akumulácie štrkopieskov holocénneho veku sú ťažené s. od obce Nitra (36), v. od obce Panické Dravce (37), pri Veľkej nad Ipľom (38), Stará Halič - Tuhársky potok (39). Štrkopiesky 36 a 38 sa nachádzajú v riečnej nive Iplá, 39 je v riečnej nive Tuhárskeho potoka. V oblasti 38 sa okrem holocénnych ťažia aj štrkopiesky würmského veku. Surovinou sú štrkopiesky s polohami piesku. Petrografické zloženie valúnov: prevládajú rezistentné horniny (kmeň, kremenec), kremitý pieskovec, granitoid, kryštalicé bridlice, zriedka andezit. Valúny sú ováľané, priemerná veľkosť je 4 - 5 cm, maximálna 8 cm. Hrúbka je 2,5 až 8 m, hrúbka skrývky 1 - 5 m. Technologické analýzy boli robené na ložisku Veľká nad Ipľom. Surovina vyhovuje požiadavkám ČSN 1511 - kamenivo do betónu (M. LUKAJ et al., 1964). Je vhodná do málo namáhaných betónov, na výrobu meliorizačných drenážnych rúr, tvárnic. V súčasnosti sa využíva len na miestne stavebné účely a na podsyp ciest.

Prognózne zdroje štrkopieskov

Sú viazané na tie isté stratigrafické horizonty, na ktoré sú viazané v súčasnosti, respektíve v minulosti ťažené ložiská. Navyše, k prognóznym zdrojom možno počítať aj štrky poltárskeho súvrstvia.

E g e n b u r s k é h o v e k u sú prognózne zdroje štrkopieskov sv. od obce Jelšovce (V.). Ide o rozpadavé zlepenca (jelšovské zlepenca) vo filakovskom súvrství. Prognózne zdroje bukovinského súvrstvia sa nachádzajú sv. od Šiatorskej Bukovinky (VI), jz. a

z. od Čakanoviec (VII.), v. od obce Lipovany (VIII.), pozdĺž štátnej hranice od Lipovian po Kalondu (IX.).

P o n t s k é h o v e k u je časť prognózných zdrojov sv. od Jelšovca (V.), kde jelšovské zlepenca a štrky poltárskeho súvrstvia (pont) tvoria spoločnú akumuláciu.

Štrkopiesky m l a d š e j m i n d e l s k e j t e r a s y tvoria prognózne zdroje pri Hrnčiarskych Zalužanoch (X.).

Štrkopiesky r i s s k ý c h t e r á s vytvárajú akumulácie zahrnuté k prognóznym zdrojom medzi obcami Krásna - Buzitka (XI.), Pinciná - Bolkovce (XII.), Veľké Dravce - Ružová Osada - Ožďany (XIIIa, b, c), Tomášovce - Lučenec (XIVa, b, c, d), Malé Dáľovce - Slovenská Samota - Lučenec (XVa -f).

Štrkopiesky s t a r š e j w ü r m s k e j t e r a s y (prípadne spolu s mladšou risskou terasou), tvoria ložiskové prognózne akumulácie medzi obcami Mikušovce - Béter (XVI.), pri samote Fabianka (XVII.), pri Trebeľovciach (XVIII.), medzi obcami Lazy a Filakovské Kľačany (XIX.), Bolkovce - Holiša (XX.), Tomášovce - Vidiná (XXIV.) a v okolí obce Prša (XXI., XXII., XXIII.).

Štrkopiesky d n o v ý c h v ý p l n í r i e k a p o t o k o v h o l o c é n n e h o v e k u vytvárajú prognózne zdroje na veľkých plochách medzi obcami Hrabovo - Filakovo - Lučenec - Rapovce (XXV.), Rapovce - Trenč (XXVI.), Čerenčany - Rimavské Zalužany (XXVII.), Zelené - Málinec (XXVIIIa, b), Podrečany - Lučenec (XXIV.).

U všetkých vyššie uvedených prognózných zdrojov sú surovinou štrkopiesky a piesky. Petrografické zloženie valúnov, hrúbka, skrývkové pomery i možné využitie sú obdobné ako u ložísk štrkopieskov tohto veku.

Stavebné piesky

Akumulácie stavebných pieskov sa nachádzajú v piatich stratigrafických úrovniach:

- lučenské súvrstvie (eger),
- filakovské súvrstvie, darmotské vrstvy a bukovinské súvrstvie (egenburg),
- vinická a lysecká formácia (bádenské vulkanické piesky),
- poltárske súvrstvie (pont),
- kvartérne piesky - piesky vzniknuté resedimentáciou pieskovcov egenburgu, respektíve fluviálne sedimenty holocénu.

V l u č e n s k o m s ú v r s t v í egerského veku stavebné piesky boli v minulosti ťažené na južnom okraji mesta Lučenec (40) a piesky boli využívané na miestne účely.

V početných pieskovňach sa v minulosti ťažili piesky - rozpadavé pieskovce f i l a k o v s k é h o s ú v r s t v i a (egenburg). Menovite boli ťažené lipovianske a tachtianske pieskovce. Surovinou boli rozpadavé pieskovce, v ktorých boli škodlivinou lavice a bochníkové konkrécie pevného pieskovca. Tieto pieskovce boli ťažené pri obciach Filakovské Kováče (41), Horné Baby (42), pri samote Svetlá

(43), pri obciach Stará Bašta (44), Nová Bašta (45), na severovýchodnom okraji Filakova na svahu Urbánka (46), pri obciach Jelšovec (47), Panické Dravce (48) a Blhovce (49). Piesky boli využívané v stavebníctve ako maltárske, prípadne omietkové piesky. Odhad zásob na jednotlivých lokalitách (A. DOMANICKÝ, 1971):

Lokalita	41.	42	43	44	45	46	47	49
Zásoby (m ³)	300 000	50 000	100 000	100 000	100 000	2 mil.	100 000	100 000

Piesky bukovinského súvrstvia (egenburg) boli ťažené v dvoch dnes opustených pieskovňach: sz. od Šiatorskej Bukovinky (51) a sv. od obce Pleš (52). Využívané boli ako maltárske piesky, omietkové piesky i ako prímes do betonárskych zmesí. Ich zásoby boli stanovené na 100 000 m³, resp. 50 000 m³ (A. DOMANICKÝ, 1971).

Piesky vulkanogénneho pôvodu: epiklastické pieskovce a tufitické pieskovce, vyskytujúce sa vo vinickej a lyseckej formácii (báden), tvoria sprievodnú surovinu stavebného kameňa a zmienime sa o nich v ďalšom texte.

V poltárskom súvrství (pont) sa vyskytujú popri íloch a štrkoch tiež polohy pieskov, ktoré v minulosti boli ťažené v okolí obce Hrnčiarska Ves (53). Využitie obdobné ako u pieskov starších stratigrafických úrovní.

Piesky kvartérneho veku boli, resp. 500 000 m³, resp. 50 000 m³ (A. DOMANICKÝ, 1971).

Surovinou sú fluviálne alebo eluviálne sedimenty, odokryté v hrúbke 2,5 - 4 m, skrývka je hrubá 0,3 až 1,5 m. Piesky boli využívané ako maltárske piesky. Piesky zo Seliec boli využívané aj na výrobu skla (J. ZUBEREC, 1971). Odhad zásob bol urobený iba v oblasti Monica - 5 000 m³ (A. DOMANICKÝ, 1971).

Prognózne zdroje stavebných pieskov

Boli stanovené v štyroch litostratigrafických jednotkách neogénu (tachtianske a lipovianske pieskovce filakovského súvrstvia, piesky bukovinského súvrstvia egenburgu a pôtorské vrstvy šalgótarjánskeho súvrstvia otnangu) a tiež niektoré fluviálno-deluviálne sedimenty kvartéru.

Tachtianske pieskovce (egenburg) by bolo možné ťažiť ako stavebnú surovinu v okolí Hodejova (XXXa, b, c) medzi Starou Baštou a Gemerským Jabloncom (XXXI) a j., jv. od Gemerského Jablonca (XXXII).

Lipovianske pieskovce (egenburg) vytvárajú prognózne zdroje v údolí Kohárovského potoka sz. od Panických Draviec (XXXIII), j. od Kalondy (XXXIV), v. (XXXV) a j. (XXXVIa, b) od Trebeľoviec, v okolí obce Pleš (XXXVIIa, b, c).

Piesky bukovinského súvrstvia (egenburg) správajú štrky prognózných zdrojov VII, VIII, IX.

Piesky pôtorských vrstiev (otnang) tvoria

prognózne zdroje v okolí obcí Veľká nad Ipľom (XXXVIII), jz. od obce Mašková (XXXIX) a sv. od osady Šari (XL).

K v a r t é r n e p i e s k y fluviálne a fluviálno-deluviálne sedimenty tvoria prognózne zdroje pri Konrádovciach (XLI) a pri obci Šávoľ (XLII).

Možno predpokladať, že piesky uvedených prognózných zdrojov budú vhodné ako maltárske piesky, respektíve piesky do omietok.

Tehliarske suroviny

Ložiská tehliarskych hĺn a ílov sú v dvoch litostratigrafických jednotkách:

- lučenské súvrstvie (eger),
- poltárske súvrstvie (pont).

Okrem toho sú na tehliarsku výrobu vhodné aj kvartérne hliny a zvetraliny ležiace na oboch spomínaných súvrstviach.

T e h l i a r s k e h l i n y a í l y l u č e n s k é h o s ú v r s t v i a (s é č e n s k é v r s t v y, e g e r) často spolu s kvartérnymi hlinami boli, respektíve sú ťažené na nasledujúcich ložiskách: Lučenec - tehelňa na severozápadnom okraji mesta (57, ťažba ukončená), Lučenec - Fabianka (58), Hajnačka (59, ťažba ukončená), Filakovo (60, ťažba ukončená), Gemerček (61, občasná ťažba), Čurgov (62, opustené hlinisko), Ožďany 1 (63, občasná ťažba), Ožďany 2 (64, občasná ťažba), Lučenec - Bolondtó (65, opustené hlinisko).

Surovinou sú prachovce séčenských vrstiev lučenského súvrstvia a ich zvetraliny, respektíve sprasové hliny kvartérneho veku. Hrúbka ložiskovej suroviny nie je dôležitá, lebo lučenské súvrstvie pozostáva prevažne z prachovcov a je hrubé niekoľko 100 m. O tom, aká časť súvrstvia je dostupná na ťažbu, rozhoduje konfigurácia terénu a skrývka. Na ložisku Filakovo sú ako sprievodná surovina piesky kvartérnej terasy, vhodné ako ostrivo. Surovina z dnes opustených ložísk bola využívaná na výrobu plnej tehly. Surovina z ložiska 57 a 58 bola, respektíve je využívaná na výrobu viacerých druhov tehliarskych výrobkov.

Zásoby boli vyčíslené na niekoľkých ložiskách:

kategória	B	C ₁	C ₂
58 Lučenec-Fabianka (A+B+C)	674 000 m ³		430 000 m ³
60 Filakovo	889 000 t	611 000 t	789 000 t
61 Gemerček			40 000 t (odh.)
62 Čurgov		4 322 000 t	2 860 000 t

(V. FODOROVÁ et al., 1978, A. DOMANICKÝ, 1971, M. CHROMEC - J. MINKO, 1971, M. ŤAPÁK et al., 1990).

Tehliarske hliny a íly poltárskeho súvrstvia (pont) boli,

respektíve sú ťažené alebo pripravené pre ťažbu na ložiskách Maštinec (66), Poltár - Kúpná baňa (67), Pondelok - STS Nový Šalaš (68), Halier (69), Veľká Ves - Na pasekách (70), Vidiná - opustené hlinisko (71), Vidiná - Halier (71a), Poltár - Dráhy sever (174), Breznička - Červeň (189), Stará Lehota (192).

Surovinou boli pestré kaolinické íly, prípadne aj kaolinické piesky poltárskeho súvrstvia, zväčša spolu s kvartérnymi svahovými hlinami a zvetralinami. U niektorých ložísk boli ťažené aj prachovce lučenského súvrstvia, ktoré tvoria podložie poltárskeho súvrstvia. Hrúbka ložiskových polôh je 5 až 33 m, hrúbka skrývky kolíše od 0,4 m do 8 m. Škodliviny - štrky, valúny kremeňa, šošovky piesku. Využitie: výroba plných a dierovaných tehál, krytín, drenážnych rúrok.

Tehliarske hliny ako sprievodná surovina boli ťažené na viacerých ložiskách keramických ílov v okolí Kalinova, Maštince a Poltára.

Prehľad zásob suroviny je v tab. 30.

Vyhľadávací prieskum tehliarskych hĺn v okolí Hrnčiarskych Zalužian bol neúspešný (S. HRUŠKOVIČ - M. IVANČENKO, 1983).

Tehliarske hliny výlučne kvartérneho veku tvoria ložisko Poltár (77) na severnom okraji mesta. Hrúbka ložiska je 2 - 7 m, hrúbka skrývky 0,3 m. Surovina je vhodná na výrobu plných tehál. Zásoby: 951 129 m³ (M. PAVELKOVÁ - A. HEJTMÁNEK, 1956).

Prognózne zdroje tehliarskych hĺn a ílov

Možno ich vymedziť v štyroch litostratigrafických jednotkách, respektíve v piatich stratigrafických obzorochoch:

- lučenské súvrstvie (eger),
- filakovské súvrstvie, z ktorého by pre daný účel mohli byť vhodné prachovce a ílovce čakanovských vrstiev (egenburg),
- šalgótarjánske súvrstvie, z ktorého by mohli byť pre daný účel vhodné íly plachtinských vrstiev (otnang),
- poltárske súvrstvie (pont),
- kvartérne hliny.

Prognózne zdroje lučenského súvrstvia (eger) sa nachádzajú v priestore medzi obcami Ožďany - Husiná - Dolné Záhorany (XLIIIa), Husiná - Konrádovce (XLIIIb), Hodejov - Gemerček (XLIVa, b), v okolí obce Bulhary (XLVa, b, c), v okolí samot Čerepeš (XLVI), a Fabianka (XLVII), jv. od Lučenca medzi obcami Pinciná a Buzitka (XLVIII), Horná a Dolná Slatina (XIXa, b), Veľké Dravce - Husiná (L) a v okolí obce Mašková (LI). Surovinou sú prachovce séčenských vrstiev lučenského súvrstvia. Predpokladá sa, že surovina má podobné technologické vlastnosti ako na ložisku Lučenec - Fabianka (58) a dá sa použiť na výrobu plnej a dierovanej tehly. U niektorých prognózných zdrojov boli odhadnuté prognózne zdroje kategórie P₃:

$$P_3 \text{ (m}^3\text{)}$$

Tabuľka 30 Prehľadná tabuľka zásob tehliarskych surovín, viazaných prevažne na poľtárske súvrstvie (pont) v Lučenskej kotline

Ložiská	Kategoríe zásob					Autor
	A	B	C ₁	C ₂	P	
66 Maštinec			509 000 m ³	16 375 t 3 335 000 m ³	9 398 t	Minko - Chromec, 1962 Hlavatý, 1957
67 Poltár - Kúpna baňa		1 817 000 m ³		341 000 m ³		M. Ľapák et al., 1990
68 Pondelok					300 000 t	Zuberec, 1971
69 Halier				1 697 000 m ³		M. Ľapák et al., 1990
70 Veľká Ves - Na pasekách			17 946 582 m ³	1 533 633 m ³		Chromec - Minko, 1961
71 Vidina					50 000 m ³	Domanický, 1971
71a Vidina - Halier		3 000 000 m ³		4 924 000 m ³		M. Ľapák et al., 1990
169 Horná Prievrana (sprievod.surov.)		938.920 m ³	125 200 m ³	455 162 m ³		V. Fodorová et al., 1980
174 Poltár - Dráhy sever (sprievod.surov.)		1 073 000 m ³		219 000 m ³		M. Ľapák et al., 1990
189 Breznička Červeň				1 446 832 m ³		Hano - Ivancenko, 1985 M. Ľapák et al., 1990

b Gemerček	500 000
XLVa. Bulhary	12 500 000
b	1 500 000

Prognózne zdroje čakanovských vrstiev (egenburg) sa nachádzajú jv. od obce Trebelovce (LII.). Surovinou sú prachovce čakanovských vrstiev. Surovina nebola doposiaľ využívaná na výrobu tehál. Predpokladá sa, že z nej možnorobiť plnú tehlu.

Prognózne zdroje plachtinských vrstiev (otnang) sa nachádzajú v okolí osady Osušie (LIIIL) a obce Ľuboriečka (LIV). Surovinou sú rozpadavé prachovce a ílovce plachtinských vrstiev. Surovina nebola doposiaľ využívaná na výrobu tehly. Predpokladá sa využitie na výrobu plnej tehly, prípadne aj ušľachtilých tehliarskych výrobkov.

Prognózne zdroje poltárskeho súvrstvia (pont) sa nachádzajú pri Veľkej Vsi (LV.). Prognóznou surovinou sú pestré kaolinické íly poltárskeho súvrstvia. Surovina bola v minulosti ťažená na ložiskách Halier a Veľká Ves a bola využívaná na výrobu plnej tehly, tenkostenného tehliarskeho tovaru, drenážnych rúrok.

Stavebný kameň a kamenivo

Do tejto skupiny stavebných surovín zaraďujeme rôzne genetické typy hornín. Konkrétne v študovanom území sa ťažili, respektíve sa ťažia tieto základné typy kameňa a kameniva:

- granitoidy a kryštalické bridlice,
- serpentinity,
- kremence,
- vápence a dolomity,
- terciérne - kvartérne neovulkanity (andezity, bazalty a ryolity),
- terciérne pieskovce,
- kvartérne travertíny.

Ložiská granitoidov a kryštalických bridlíc

Granitoidy boli v minulosti ťažené na lokalitách České Brezovo (78), Valkovo-Nadjemné (79), Málinec (80). Surovina bola používaná ako kamenivo na úpravu ciest, regulačný kameň, štiepny kameň používaný pri stavbe rodinných domov. Odhad zásob na jed₃ notlivých lokalitách je 350 000 m³ (78), 100 000 m³ (79), 1.000 000 m³ (80).

Kryštalické bridlice sú, respektíve boli ťažené na lokalitách Povňany (81), Mládovo (82), Slaná Lehota (83), Poltár - Urbárska (84), Poltár - Balajka (85), Breznička - Hrádok (87), Breznička (86), Hrabovo (88), Stará Halič (89). Surovinou sú rôzne typy kryštalických bridlíc vrchnopaleozoického veku (fylity, sericiticko-chloritické bridlice, svorové ruly a i.). Využitie: kamenivo do betónov, úprava a stavba ciest, vyrovnáva -

Tabuľka 31 Prehľadná tabuľka zásob bazaltov a vulkanoklastík cerovej bazaltovej formácie

Bazalty

Ložiská	Kategoríe zásob				Odhadnuté zásoby	Autor
	A	B	C ₁	C ₂		
100 Konrádovce I - III		4 228 000 m ³		139 000 m ³	2 000 000 m ³	Hruškovič - Grenár - Polašková, 1985 Domanický, 1971
101 Obručná 1					800 000 m ³	Domanický, 1971
102 Obručná 2					1 000 000 m ³	Hruškovič - Grenár - Polašková, 1985
103 Obručná 3					10 000 000 m ³	Domanický, 1971
105 Duhár						
107 Mačacia 1						
108 Mačacia 2						
109 Sľeblová skala				785 478		Očenáš - Egvüd, 1981
110 Hajnačka - Roháč					1 500 000 m ³	Hruškovič - Grenár - Polašková, 1985
111 Hajnačka V					(geologické zásoby)	
112 Gemerský Jablonec						
113 Čamovce			5 208 000 m ³			M. Ľapák et al., 1990
114 Belina k. 500					500 000 m ³	Domanický, 1971
116 Slovenská Rátka					200 000 m ³	Domanický, 1971
117 Rátka					300 000 m ³	Hruškovič - Grenár - Polašková, 1985
118 Filakovské Kováče I.					200 000 m ³	" "
119 Filakovské Kováče II.					2 000 000 m ³	" "

pokračovanie tabuľky 31

120 Trebeľovce – Lazy		2 433 000 m ³		643 000 m ³	2 500 000 m ³	Hruškovič – Grenár – Polašková, 1985 M. Tapák et al., 1990
121 Bulhary						
122 Filákovovo – Krva- vá dolina				1 604 000 m ³	500 000 m ³	Domaničský, 1971
124 Veľké Dravce III.					1 000 000 m ³	Beňo – Očenáš, 1968
125 Veľké Dravce			486 000 m ³	502 000 m ³	2 000 000 m ³	Hruškovič – Grenár – Polašková, 1985
Bazaltové vulkanoklastiká a napanené lávy						
98 Hodejov	487 931 t	2 361 478 t		781 831 t		Ryšavý et al., 1955 Vodička, 1966
99 Hodejov – Strážna					400 000 m ³	Domaničský, 1971
115 Monica					113 000 t	Chromec – Očenáš, 1964

nie nerovností a₃ iné lokálne účely. Odhad zásob: (A. DOMANICKÝ, 1971) 400 000 m³ (81), 800 000 m³ (82), 200 000 m³ (83), 100 000 m³ (84), 300 000 m³ (85), 250 kt. (88).

Serpentínit, používaný ako stavebný kameň, bol ťažený na lokalite Hrabovo - Bôrček (80). Použitie: regulačný a lomový kameň, pri stavbe ciest a kamenivo do betónov. Zásoby 200 kt (A. DOMANICKÝ, 1971).

Kremence

Kremence ako stavebný kameň a kamenivo sa ťažili z jedného stratigrafického obzoru - spodného triasu obalu veporika (federátska skupina).

Kremence boli ťažené na dvoch lokalitách: Ružiná - Rubaný háj (91) a Ružina - Žernovská (92). Kameň je vhodný ako drvené kamenivo pre živičné vrstvy a do betónov. V minulosti bol ťažený ako surovina pre výrobu skla. Zásoby sú 50 000 m³, respektíve 1 000 000 m³ (A. DOMANICKÝ, 1971).

Vápence a dolomity

Vápence a dolomity ťažené na stavebné účely sú stredno-vrchno-triasového veku a patria k obalu veporika - federátskej skupiny.

Vápence a dolomity sú, respektíve boli ťažené na dvoch lokalitách: Ružina - Bartalova (93) a Tuhársky potok (94). Surovinou sú kryštalické vápence sprevádzané rohovcovými a bridličnatými vápencami (93) a dolomity (94). Vápence sa využívali na výrobu vápna, odpad sa využíval ako drvina do terakoty, vyrábala sa z nich vápenná múčka pre poľnohospodárstvo, respektíve sú vhodné ako kamenivo.

Dolomity z ložiska Tuhársky potok sú vhodné na výrobu drveného kameniva, na podklady stavieb, do betónov a ako železničný štrk.

Zásoby uvádzané v "Bilancii zásob vybraných ložísk SR k 1. 1. 1990" sú nasledovné: 1 936 000 m³ voľných a 564 000 m³ viazaných v kat. A+B+C₁, 591 000 m³ voľných a 78 000 m³ viazaných v kat. C₂ (M. ĽAPÁK et al., 1990).

Terciérno-kvartérne neovulkanity

Horniny neovulkanitov sú vhodným zdrojom stavebných surovín. Podstatná časť sa využíva ako stavebné kamene a kamenivo, sprievodnou surovinou sú epiklastické pieskovce, využívané ako stavebné piesky.

Zdroje stavebných kameňov a kameniva poskytujú:

- cerová bazaltová formácia pliocén-pleistocénneho veku,
- podrečianska bazaltová formácia pontského veku,
- lysecká a vinická formácia bádenského veku,
- šiatorský intruzívny komplex bádenského veku,
- bukovinské súvrstvie egenburského veku.

Cerová bazaltová formácia (pliocén - pleistocén) je najvýznamnejším zdrojom stavebného kameňa na

JV stredoslovenského kraja. Bazalty a ich vulkanoklastiká boli oddávna a sú dodnes ťažené. Cerová vrchovina, kde sú tieto horniny rozšírené, je chránenou krajinou oblasťou a ťažba bazaltov musí byť regulovaná. Niektoré ložiská boli vyhlásené za chránený prírodný útvar a ťažba kameňa z týchto ložísk bola zastavená (104, Pohanský vrch, 109, Steblová skala, 131 Šurica - Soví hrad, 132 Šomoška a i.).

Ložiská bazaltov: Blhovce - Buda (95), Blhovce - Dobogo (96), Hodejov - Dolný Bukovec (97), Konrádovce I - III (100), Obruč-ná 1 (101), Obručná 2 (102), Obručná 3 (103), Duhár (106), Mačacia 1 (107), Mačacia 2 (108), Hajnačka V. (111), Gemerský Jablonec (112), Čamovce (113), Belina - k. (114), Slovenská Rátka (116), Rátka (117), Filakovské Kováče 1 (118), Filakovské Kováče 2 (119), Trebeľovce - Lazy (120), Bulhary (121), Filakovo - Krvavá dolina (122), Veľké Dravce 1 (123), Veľké Dravce 2 (124), Veľké Dravce (125), Kamenická dolina (126), Gortva (127), Šávoľ (128), Čakanovce (129), Veľké Hradište (130).

Na všetkých vymenovaných ložiskách je surovinou celistvý, jemnozrnný, pevný bazalt. Má stĺpcovitý, lavicovitý alebo guľôčkový rozpad. Tvorí polohy hrubé 10 - 25 m, miestami až 60 m. Bazaltové prúdy sú zakryté kvartérnymi hlinami, miestami tiež vulkanoklastikami, vrchná časť prúdov je zvetraná. Hrúbka skrývky koliše od 0,4 m do 10 m, miestami až 40 m.

Bazalty sú využívané na rôzne druhy kamenárskej výroby: dlažobné kocky, obrubníky, krajnice, kamenivo do betónov, železničné a cestné štrky, granulovaná drť. Sú vhodné aj na výrobu minerálnych vlákien. Zásoby sú zhrnuté v prehľadnej tab. 31.

Iný druh suroviny - porézne a napenené bazaltové lávy a tufy, struskové tufy a aglutináty boli ťažené na ložiskách Hodejov (98), Hodejov - Stražna (99), Stará Bašta (105), Hajnačka - Roháč (110) - na tomto ložisku je aj bazalt), Monica (115), Gortva (127). Surovina bola využívaná na výrobu trasového cementu, ľahkého cementu, ľahkých tvárnic panelov, ale aj ako kamenivo do betónov a ako cestný štrk. Zásoby boli stanovené iba na niektorých uvedených ložiskách - pozri tab. 31.

Bazalty a vulkanoklastiká p o d r e č i a n s k e j b a z a l t o v e j f o r m á c i e (pont) boli v minulosti ťažené na viacerých miestach. Opustené lomy sa nachádzajú pri obciach Mašková - kóta Skalica (133), Podrečany (134), Tomášovce - Halier (135). Surovinou bol bazalt tmavý, tmavosivý, miestami so stĺpcovou odlučnosťou: zvetrané polohy majú guľovitú odlučnosť. V opustených lomoch je obnažená hrúbka bazaltových prúdov 6 - 10 m. Hrúbka skrývky je 1 - 3 m. Surovina bola využívaná na výrobu obrubníkov a drveného kameniva. Odhad zásob na ložisku Tomášovce - Halier (135) je 600 000 m³ (A. DOMANICKÝ, 1971).

Vulkanoklastiká boli ťažené na lokalitách Jelšovec 1 (136), Jelšovec 2 (137). Surovinou boli tufy, lapilové tufy s úlomkami bazaltov a podložných nevulkanických hornín s priemerom do 2 - 3 cm. Surovina bola používaná ako stavebný kameň pri stavbe domov v obci Jelšovec.

Š i a t o r s k ý i n t r u z í v n y k o m p l e x s t r e d n o - m i o c é n n e h o v e k u p a t r í p o p r i b a z a l t o c h c e r o v e j f o r m á c i e k v ý z n a m n ý m z d r o j o m s t a v e b n é h o k a m e ň a . A n d e z i t y z o š i a t o r s k é h o i n t r u z í v n e h o k o m p l e x u s ú ť a ť e n é n a l o Ź i s k á c h Š i a t o r 1 (1 3 8) , Š i a t o r I I (1 3 9) , Š i a t o r s k á B u k o v i n k a (1 4 0) .

Ť a Ź e n á s u r o v i n a - a n d e z i t y - s m e r o m d o v n ú t r a i n t r ú z i e m á h r u b o p o r Ź y r i c k ú š t r u k t ú r u . O d l u c n o s ť j e b l o k o v á , d o s k o v i t á a s t Ź p c o v á . F a r b a j e s i v o z e l e n á a Ź z e l e n á . V y u Ź i t i e : v ý r o b a d l a Ź o b n ý c h k o c i e k , p ä t n í k o v , o b r u b n í k o v , s u r o v i n a s a m ô Ź e v y u Ź i t ť a j a k o l o m o v ý k a m e ň , d r v e n ý k a m e ň , š t r k n a c e s t y a d o k o l ä j o v ý c h l ô Ź o k . Z ä s o b y s ú u v e d e n é v t a b . 3 2 .

N a l o Ź i s k u Š i a t o r s k á B u k o v i n k a s ú s p r i e v o d n o u s u r o v i n o u p i e s k o v c e (j a l o v s k é v r s t v y - e g e n b u r g) , k t o r é s ú c i a s t o c h n e d o t k n u t é t e r m i c k o u p r e m e n o u . P i e s k o v c e s ú v h o d n é n a p r í p r a v u d r v e n é h o k a m e n i v a d o b e t o n o v . Z ä s o b y s ú u v e d e n é v t a b . 3 2 .

V i n i c k á a l y s e c k á f o r m á c i a (b ä d e n) n i e s ú v ä c h n ý m z d r o j o m s t a v e b n é h o k a m e ň a . Z v i n i c k e j f o r m á c i e b o l i ť a Ź e n é a n d e z i t y a s ú ť a Ź e n é r y o d a c i t o v é t u f y . A n d e z i t y b o l i ť a Ź e n é n a j e d i n e j l o k a l i t e p r i H a l i c i (1 4 1) . O p u s t e n ý l o m b o l z a l o Ź e n ý n a s e v e r n o m s v a h u k o p c a , n a k t o r o m s t o j í h a l i c k ý z ä m o k . S u r o v i n o u b o l p y r o x e n i c k o - a m f i b o l i c k ý a n d e z i t . H o r n i n a j e p o r Ź y r i c k á , l a v i c o v i t e r o z p u k a n á . S u r o v i n a b o l a p r a v d e p o d o b n e p o u Ź í v a n á a k o s t a v e b n ý k a m e ň n a m i e s t n e s t a v b y .

R y o d a c i t o v é t u f y v i n i c k e j f o r m á c i e b o l i , r e s p e k t í v e s ú ť a Ź e n é n a v i a c e r ý c h m i e s t a c h : Ľ u b o r e c h I (1 4 2) , Ľ u b o r e c h I I (1 4 3) , Ľ u b o r e c h I I I (1 4 4) , Š i b a l o v L a z j z . o d o b c e Ľ u b o r i e c k a (1 4 5) , Ľ u b o r i e c k a (1 4 6) . S u r o v i n o u j e s v e t l o s í v ý r y o d a c i t o v ý r o z p a d ä v ý t u f a t u f i t i c k ý p i e s k o v e c . O d o k r y t á h r ú b k a k o l í Ź e o d 2 m d o 1 2 m , h r ú b k a s k r ý v k y j e 0 , 5 - 1 , 2 m . S u r o v i n a j e v h o d n á n a v ý r o b u ľ a h k ý c h t v ä r n i c , a k o k a m e n i v o d o b e t o n o v a p i e s o k d o m ä l t a o m i e t o k . O d h a d z ä s o b p o d ľ a A . D O M A N I C K É H O (1 9 7 1) j e n a s l e d o v n ý :

142 Ľuboreč I	1 000 000 m ³
143 Ľuboreč II	450 000 m ³
144 Ľuboreč III	50 000 m ³
145 Šibalov Laz	1 000 000 m ³
146 Ľuboriečka	100 000 m ³

Tabuľka 32 Prehľadná tabuľka zásob andezitu šiatorského intruzívneho komplexu

Ložisko	Kategoría zásob			Autor
	B	C ₁	C ₂	
138 Šiator I	6 189 000 (A + B + C ₁)		6 992 000 m ³	M. Ťapák et al., 1990
139 Šiator II	11 402 507 m ³	23 499 252 m ³	25 262 000 m ³	
140 Šiatorská Bukovinka (andezit)		5 675 646 m ³	6 494 868 m ³	Hruškovič et al.
detto (pieskovec)	144 522 m ³	498 923 m ³	528 533 m ³	

Z lyseckej formácie boli, respektíve sú ťažené andezitové tufy a epiklastické pieskovce na lokalitách Dolný Bukovec (pri Ľuboriečke 147), Bukovec - sever (148), Muľa - Bukovec juh (149), Hámor - Končitý vrch (150), Samota Rároč (151, jz. od obce Trenč), Samota Rároč - Olšový potok (152), Kovšinský vrch (153, jv. od obce Ľuboriečka). Surovinou sú andezitové tufy a epiklastické pieskovce sivohnedej farby, drobnozrnné, nezreteľne zvrstvené, miestami pevné lavicovité, prevažne rozpadavé až na piesok. Surovina je ťažená občas. Je vhodná na výrobu ľahkých tvárnic a prefabrikátov, ako kamenivo do betónov, piesok do mált a omietok. Odhad zásob podľa J. MACKA - A. DOMANICKÉHO (1971) a A. DOMANICKÉHO (1971):

147 Dolný Bukovec	3 000 000 m ³
148 Bukovec - sever	300 000 m ³
149 Muľa - Bukovec juh	4 500 000 m ³
150 Hámor - Končitý vrch	1 000 000 m ³
151 Samota Rároč	2 000 000 m ³
152 Samota Rároč - Olšový potok	1 500 000 m ³
153 Kovšinský vrch	400 000 m ³

Bukovinské súvrstvie (egenburg) poskytuje ako stavebný kameň ryodacitové tufy, ktoré boli ťažené na dvoch lokalitách: Ľupoč (154), Jelšovec 3 (155). Ide o sivú, svetlosivú, zelenosivú rozpadavú horninu. Odokrytá hrúbka je 2 - 3 m, surovina je vhodná na výrobu ľahkých tvárnic a ako kamenivo do betónu. Odhad zásob u ložiska Jelšovec 3 (155) je 100 000 m³ (A. DOMANICKÝ, 1971).

Filakovské súvrstvie (egenburg) zriedka poskytuje materiál vhodný ako stavebný kameň. V minulosti boli ťažené pieskovce s glaukonitom (lipovianske pieskovce) pri Mučíne (156) s. a sv. od Lipovian, Lipovany-1 (157), Lipovany 2 (158) a s. od Bušiniec (150). Pieskovce sú sivohnedé, hnedé, rozpadavé, miestami lavicovité. Odokrytá hrúbka je až 12 m, skrývka 0,6 - 0,9 m. Surovina je vhodná ako kamenivo do prefabrikátov, rozdrobená na piesok sa používa do mált a omietok. Pevné lavice boli využívané ako soklový a murársky kameň pri stavbe domov v okolitých obciach. Zásoby (odhad A. DOMANICKÝ, 1971, J. MACKO - A. DOMANICKÝ, 1971):

156 Mučín	1 500 000 m ³
157 Lipovany 1	200 000 m ³
158 Lipovany 2	400 000 m ³

Traverťín holocénneho veku až recentný bol ťažený v minulosti na ložisku Veľká Suchá (Hrnčiarska Ves 159). Je to pórovitý, žltosivý vápnitý sinter, hrubý okolo 3 m. Surovina bola využívaná ako stavebný kameň a na pálenie vápna.

Prognózne zdroje stavebného kameňa

Granitoidy a kontaktné metamorfované pieskovce v doline a v okolí Selčianskeho potoka (LVI). Bolo by ich možné využiť ako stavebný kameň, štrk na pódryp ciest, respektíve na železničné násypy. Granitoidy by boli vhodné do mozaík a na dekoračné účely.

Bazalty c e r o v e j b a z a l t o v e j f o r m á c i e (pliocén - pleistocén) tvoria prognózne zdroje, reprezentované bazaltovými lávovými prúdmi medzi Trebelovcami a Radzovcami (LVII), medzi obcami, respektíve osadami Obručná, Stará Bašta, Kostolná Bašta (LVIIIa, b, LIX), na Malobelinskej hore (LX) a pri samote Svetlá (j.v. od Blhoviec LXL). Možnosť využitia je obdobná ako u bazaltov z ťažených ložísk.

P o d r e č i a n s k e j b a z a l t o v e j f o r m á c i i (pont) prináleží prognózný zdroj bazaltu na kóte Skalica (LXII), j.v. od Maškovej.

Na rozhraní medzi v i n i c k o u a l y s e c k o u f o r m á c i o u (báden), v. a sv. od obce Ľuboreč (LXIII, LXIV), ležia ryodacitové tufy, ktoré by mohli byť využité ako stavebný kameň.

Dekoračný kameň

Ako dekoračný kameň sa využívajú kryštalicke vápence až mramory na ložisku Tuhár (160):

Úžitkovou surovinou sú dobre leštiteľné kryštalicke vápence až mramory bielej, sivej, žltkastej a ružovkastej farby. Miestami sú jemne pruhované. Ako vedľajšie suroviny sú na ložisku tmavé vápence (hlavne v južnej, juhovýchodnej a v juhozápadnej časti ložiska). Overená hrúbka ložiskovej suroviny je 80 m.

Surovina sa používa na dekoračné účely (mramor), na výrobu obkladových konglomerátových dosiek (z odpadu mramorov), na výrobu terakotovej drviny a ako stavebný kameň. Surovina je vhodná aj na pálenie vápna a podľa ČSN 721 217 je vhodná pre cukrovary, potravinárstvo, gumárenstvo, hutníctvo, poľnohospodárstvo. Stav zásob vykazovaný v "Bilanciách zásob ložísk nerastných surovín SR k 1. 1. 1990" je nasledovný:

Surovina	A-B-C ₁ (m ³)		C ₂ (m ³)		Úbytok zásob ťažbou (m ³)
	voľné	viazané	voľné	viazané	
dekoračný kameň	514 000	-			14 000
stavebný kameň	1 936 000	564 000	591 000	78 000	

Žiaruvzdorné a keramické suroviny

Žiaruvzdorné suroviny tvoria:

- magnezity karbónskeho veku,
- zlievárenské piesky poltárskeho súvrstvia (pont) a piesky kvartérneho veku,
- azbest viazaný na serpentinitové telesá.

Žiaruvzdorné íly vystupujú spravidla na jednom ložisku spolu

s keramickými filmi a sú viazané na poltárske súvrstvie pontského veku.

M a g n e z i t y sú hydrotermálno-metasomatického pôvodu a vystupujú v ochtinskom súvrství kárboňského veku, ktoré patrí ku generiku. Ložiská magnezitu sú: Podrečany (161), Ružina (162) - ložisko je vyťažené (A. ABONYI - A. ABONYIOVÁ, 1971), Cinobaňa (163) - pre malé zásoby a nízku kvalitu t. č. ekonomicky nezaujímavé. Okrem toho v oblasti Poltár - Veľká Ves - Svetlá (164) bol vykonaný vyhľadávací prieskum na magnezity. Jeho výsledky boli negatívne (A. ABONYI et al., 1972).

Na ložisku Podrečany (161) tvorí magnezit šošovky, ktoré sú vo vrchnej časti premenené na oker.

Rozmery hlavnej šošovky sú: smerná dĺžka 650 m, maximálna mocnosť 80 m, úklonná hĺbka 220 m, ďalšia šošovka je dlhá 400 m, hrubá 40 m a má úklonnú hĺbku 350 m. Dve ďalšie šošovky majú rozmery 160 x 130 x 50 m a 220 x 160 x 60 m. Pásmo má smer SV - JZ a úklony 35 - 50° na JV.

Magnezit je zastúpený prevažne strednozrnným typom, akostne najkvalitnejším, menej je zastúpený jemnokryštalický typ a najmenší podiel tvorí hrubozrnný magnezit. Z ostatných minerálov sú prítomné: dolomit, kalcit, ankerit, kremeň, aragonit, chlorit, pyrit, tetraedrit a chalkopyrit.

Priemerný obsah MgO v magnezite je 42,5 %, CaO 1,42 %, SiO₂ 1,20 %, Fe₂O₃ 4,05 % (A. ABONYI - M. ABONYIOVÁ, 1981). Suroviná sa delí na tri typy (magnezit I, II, III).

Stav zásob podľa "Bilancie zásob ložísk nerastných surovín SR k 1. 1. 1990" (M. TĀPÁK et al., 1990):

Surovina	A-B-C ₁ (kt)		C ₂ (kt)		Nebilančné zásoby spolu	Úbytok zásob	
	voľné	viaz.	voľné	viaz.		ťažbou	strat.
magnezit	4,296	710	32	251	1,982	215	111

Zo sprievodných surovín na magnezitovom ložisku Podrečany boli ešte vyčíslené zásoby okru ako farbiacej hlinky v množstve 509 kt (Bilancie zásob ložísk nerastných surovín SR k 1. 1. 1990). Pre nevyriešenú technológiu spracovania sa nevyužívajú.

Z l i e v á r e n s k é p i e s k y na ložisku Šíd (165) sú kvartérneho veku. Surovinou sú piesky - preplavený materiál z filakovského súvrstvia. Piesky sú jemnozrnné, slabo vápnité, nahnedlé až žltkasté. Z petrografického hľadiska pozostávajú hlavne zo zrn kremeňa, úlomkov hornín, obsahujú relatívne veľa sludy. Prítomné sú i zriedkavé konkrécie do 3 cm. Uloženie pieskov je buď nepravidelné, alebo krížovo zvrstvené. Odkrytá hrúbka suroviny dosahuje asi 11 m. Skrývka (humus a hlina) má hrúbku do 1 m. Surovina vyhovuje na použitie v zlievárenstve ako formovací piesok.

Zásoby vykazované v "Bilancii zásob vybraných ložísk SR k 1. 1. 1990" sú nasledovné: A+B+C₁ voľné 7 314 kt, viazané 8 699

Tabuľka 33 Prehľad ložísk a typov surovín viazaných na poľtárske súvrstvie

Keramické íly	Kameninové íly	Žiaruvzdorné íly	Kaolinické piesky	Tehliarske hliny
171 Poltár	172 Breznička	171 Poltár	176 Maštinec - Brez- nička	171 Poltár
175 Kalinovo	178 Kalinovo - Briežky	175 Kalinovo	182 Vyšný Petrovec	172 Breznička
176 Maštinec - Brezinka	184 Pondelok	173 Vyšná Baňa		173 Vyšná Baňa
177 Hrnčiarске Zalužany	186 Gregorova Vieska	174 Poltár - Dráhy		174 Poltár - Dráhy
179 Kalinovo	185a Podrečany - Točnica	179 Kalinovo		176 Maštinec - Brezinka
180 Hrabovo-vých.	187 Tomášovce - Halič	180 Hrabovo-vých.		178 Kalinovo - Briežky
182 Vyšný Petrovec		181 Kalinovo-juh		185a Podrečany - Točnica
183 Horná Priebraná		184 Pondelok		187 Tomášovce - Halič
184 Pondelok		185 Točnica		
185 Točnica		185a Podrečany - Točnica		
		187 Tomášovce - Halič		

kt, C₂ voľné 7 124 kt, viazané 5 568 kt (M. ĽAPÁK et al., 1990, str. 106). Piesky boli využívané miestnym obyvateľstvom na stavebné účely.

V minulosti boli na zlievárenské účely ťažené piesky z poltárskeho súvrstvia (pont), napríklad v priestore medzi osadami Babín Most - Matuška (D. ANDRUSOV - V. ZORKOVSKÝ, 1950). Úplne zanikli a nedajú sa lokalizovať.

Ložiská žiaruvzdorných a keramických ílov sú viazané na poltárske súvrstvie pontského veku a na kôry zvetrávania na predterciérnych horninách.

Ložiská viazané na kôry zvetrávania predegerského veku: Mládzo (166) - 2 km jz. od obce Mládzo. Surovinou sú kaolinitizované sericitické fylity a triasové kremence. Hrúbka kôr zvetrávania je 26,5 m, skrývka 7,8 - 6,7 m.

Mlynisko (167) - jjv. od obce Mládzo - kaolinizované kremité fylity a metakvarcity. Hrúbka je 18 m, skrývka 11,4 m.

Veľká Skalica (168) - jz. od obce Mládzo - kaolinizované kremité pieskovce a bridlice veporika. Hrúbka je 20,2 m, skrývka 1 m.

Horná Priebraná (169) - jv. od Poltára - kaolinizované sú sericitické fylity a metamorfované pieskovce ochtinského súvrstvia karbonu gemerika. Surovinou je kaolín. Hrúbka ložiska je 10 - 40 m, skrývka 3 m. Surovina sa používa na výrobu keramiky.

Zlámanec (170) - v. od obce Kalinovo. Surovinou sú kaolinitizované kremence a pieskovce spodného triasu veporika. Surovina sa používa na výrobu šamotu a je vhodná ako prímes do bieleho cementu (M. CHROMEČ - J. MINKO, 1961).

Zásoby surovín na jednotlivých ložiskách, viazaných na kôry zvetrávania, sú uvedené v tab. 34.

Ložiská viazané na poltárske súvrstvie.

Ložiská keramických, kameninových, žiaruvzdorných ílov a kaolinických pieskov spravidla so sprievodnou surovinou tehliarskych hĺn sa nachádzajú v širokom okolí Poltára a Kalinova (tab. 33): Poltár (juhozápadný okraj, 171), Breznička (172), Vyšná Baňa (v. od Poltára, 173), Poltár - Dráhy (východný okraj Poltára 174), Kalinovo (severovýchodný okraj obce 175), Maštinec - Brezinka (176), Hrnčiarске Zalužany (177), Kalinovo - Briežky (178), Kalinovo (2 km j. od obce: 179), Hrabovo - východ (180), Kalinovo - juh (181), Vyšný Petrovec a, b, c (182), Horná Priebraná (183), Pondelok (Hrnčiarска Ves 184), Točnica (185), Podrečany - Točnica (185a), Gregorova Vieska (186), Tomášovce - Halič (187). Opustené a vyťažené ložiská: Kalinovo II, III, IV (72, 73, 74), Kalinovo - Jelačička 2 (75), Kalinovo - Jelačička (76), Vyšný Petrovec (188), Červeň (189), Kalinovo - Dechtánik (190). Pre nízku kvalitu suroviny sú neperspektívne ložiská Maky - Petrovec (191), Slaná Lehota (192), Poltár - Brištie.

Na všetkých uvedených ložiskách sú surovinou plastické íly, piesčité íly, kaolinické piesky poltárskeho súvrstvia. Škodlivinou sú polohy pieskov a štrkov, zuhoľnatené drevá. Sprievodnou surovinou sú hliny kvartérneho veku, vhodné ako tehliarska surovina.

Hrúbka suroviny na ložiskách sa pohybuje od 2 do 40 m, skrývka je hrubá 0,5 - 11 m.

Tabuľka 34 Zásoby žiaruvzdorných keramických, kameninových ílov a sprievodných tehliarskych surovín

Ložisko	Surovina	Geol. zás.	bilančné A nebilančné	bilančné B nebilančné	bilančné C ₁ nebilančné	bilančné C ₂ nebilančné	Prognózne zdroje	Zdroj informácie
166 Mládzovo	keramické (v t)					2 223 000		M. Ťapák et al., 1990
167 Mlynisko	- " -					1 781 000		- " -
168 V. Skalica	- " -					1 383 000		- " -
169 Horná Prievraná								
Polár IV.	kaolín (v t)			1 494 000 (bilančné)		262 000		- " -
170 Zlámanec	žiaruvzd. íly (v t)				670 000	319 000		Hroncová - Sýkora, 1987
172 Breznička	kamegín. íly (v m ³)				179 000	152 000		Hlavatý, 1956
	tehliar. hlina		260 000 bilanč.			873 000		Hruškovič et al., 1966
173 Vyšná Baňa	tehliar. hlíny (v m ³)				47 000	51 000		Hlavatý, 1955
175 Kalinovo	žiaruvzdor. íly (v t)				2 182 000	350 000		
	kameninové (v t)					27 000		
	tehliarske (v t)					136 000	200 000	Mínko, 1962 M. Ťapák et al.
176 Maštinec - Breznička	kaolín. 3 piesky (v m ³)					200 000		Zuberec, 1971
178 Kalinovo - Briežky	žiaruvzd. íly		256 000			(odhad) 6 000		M. Ťapák et al., 1990
179 Kalinovo	žiaruvzd. íly (v t)			585 000		312 000		- " -

180 Hrabovo - vých.	žiaruvzd. fľy (v t)		1 490 000	1 447 000	Velič, 1973
181 Kalinovo - juh	žiaruvzd. fľy (v m ³)			10 000 (odhad)	Domanický, 1971
182 Vyšný Petrovec	kaolinické piesky (v t)	2 841 000 (voľné) 176 000 (viaz.)		8 838 000 (voľné) 633 000 (viaz.)	M. Ľapák et al., 1990
183 Horná Prievrana	kaolinické fľyľity (v t)		128 000		Hano et al., 1980
184 Pondelok	keramické fľy (v t)			5 000 000	Hano et al., 1970
185 Točnica	keramické fľy (v t)	143 000		23 600	M. Ľapák et al., 1990
186 Gregorová Vieska	žiaruvzd. fľy (v t)			30 000 nebil.	Zuberec, 1971
186a Podrečany - Točnica	žiaruvzd. fľy (v t)		359 000	311 000	M. Ľapák et al., 1990
	keramické fľy (v t)		492 000	445 000	" - "
	keramické fľy (v t)				" - "
	žiaruvzd. fľy (v t)		27 901	134 667	Hroncová - Sýkora, 1983
	kamenin. fľy (v t)		146 645	54 809	
	tehľarske fľy (v m ³)			1 180 504	
187 Tomášovce Hallič	keramické fľy (v t)	1 498 000		156 000	M. Ľapák et al., 1990
	žiaruvzd. fľy (v m ³)			600 000	" - "
189 Poltár Červeň	keramické fľy	476 000		775 000	" - "

Použitie surovín:

- v keramickom priemysle na výrobu dlaždíc a obkladačiek, keramoperlit,
- surovina na výrobu kameninových tovarov: kameninové dlaždice, chemická kamenina, výrobky pre kanalizáciu,
- surovina na výrobu žiaruvzdorných materiálov, kyslých a polokyslých šamotov, šamotových výrobkov, kachľových vložiek,
- tehliarske hliny na výrobu drenážnych rúrok, krytiny a náročných tehliarskych výrobkov (Miako, Armo, Hurdís),
- kaolinické piesky sú využívané ako ostrivo do žiaruvzdorných materiálov a do jemnej keramiky, v zlievárenstve, na výrobu bieleho cementu.

Prehľad ložísk a typov surovín viazaných na poltárske súvrstvie je v tab. 33.

Prehľad zásob surovín na jednotlivých ložiskách je v tab. 34.

Prognózne zdroje žiaruvzdorných a keramických ílov

Prognózne zdroje sú viazané na tri stratigrafické úrovne:

- kôry zvetrávania na predterciérnych horninách,
- lučenské súvrstvie egerského veku,
- poltárske súvrstvie pontského veku.

Prognózný zdroj viazaný na k ô r y z v e t r á v a n i a sa nachádza sv. od obce Selce (LXVI). Po orientačnom technologickom odskúšaní je surovina vhodná do zmesi na keramické výrobky (D. VASS et al., 1988).

Na l u č e n s k é s ú v r s t v i e (eger) je viazaný prognózný zdroj, overený vrtom ED-1. Ide o pestrofarebný íl, tvoriaci terminálnu časť súvrstvia pri osade Nové Hony. Surovina je vhodná ako prímes do kameninovej glazúry (D. VASS et al., 1988).

Na p o l t á r s k e s ú v r s t v i e (pont) sú viazané prognózne zdroje, nachádzajúce sa medzi obcami Pinciná a Poltár (LXVII), j. od Kalinova po Čeriny - Slatinský vrch (LXVIII), pri obci Veľká Ves (LV), medzi samotami Babin most - Matuška (LXIX). Na Jelšovskej pahorkatine jz. od Lučenca (LXX), kóta Rakov sv. od Konrádoviec (LXXI). Vymenované zdroje sa kryjú s rozšírením poltárskeho súvrstvia, v ktorom sa predpokladá prítomnosť ílov podobných vlastností ako na ložiskách viazaných na poltárske súvrstvie.

Azbestová formácia serpentinitu hydrotermálno-metasomatického pôvodu gemerika

V serpentinitovom telese pri Brezničke (Breznička - Kalinovo 193), najpravdepodobnejšie karbónskeho veku, na západných svahoch k. Borček (k. 300) sú polohy azbestonosného serpentinitu s chryzolitovým azbestom. Vykazované zásoby azbestovej horniny sú 3 919 kt v kat. C₂, respektíve 60 kt voľných zásob azbestu v kat. C₂ (M. ŤAPÁK et al., 1990). Sprievodnou surovinou je serpentinit, vhodný ako dekoračný kameň, na obrúbniky a ako drvený kameň.

Prognózne zdroje

Nádejné sú ultrabázické telesá v podloží poltárskeho súvrstvia (Poltár - Maštinec - LXXII). Zatiaľ neboli overené technickými prácami.

Formácia serpentinitu hydrotermálno-metasomatického pôvodu v kryštalických bridliciach veporika

Prognózne zdroje predstavujú: amfibolový azbest (Uhorské - LXXIII), antigorický serpentinit (Cinobaňa - Strieborná - LXXIV, Málinec - LXXV, Uhorské - Zlatno - LXXVI). Ide o malé, zatiaľ málo preskúmané lokality.

Iné suroviny

Výskyty hydrotermálno-metamorfovaného kremeňa v kryštaliku veporika

Kremence veporidného kryštalinika, formované v súvislosti s metamorfnými alpínskymi procesmi, sa využívali ako surovina sklárskeho priemyslu na ložisku Mýtina - Dobroč (194), Mýtina - Budina (195). Surovina je vhodná na sklárske a keramické účely a na výrobu ferosilicia. Sú viazané na diaforizované pásma granitoidov veporského kryštalinika a sú hydrotermálneho pôvodu.

Stav zásob na ložisku 194: 36 kt v kat. A+B+C₁ a 5 kt v kat. C₂. Stav zásob na ložisku 195: 68 kt v kat. C₂ (M. ĎAPÁK et al., 1990).

Na daných lokalitách sú vytypované aj prognózne zdroje surovín (LXXVII, respektíve LXXVIII).

Amfibolity - netradičná surovina na výrobu minerálnych vlákien

Amfibolity sa dajú využiť ako netradičná surovina na výrobu minerálnych vlákien. Ako prognózne zdroje boli navrhnuté dve lokality: Mládzovo - Veľká Skalica (LXXIX), cca 1,5 km z. od obce Mládzovo a Gregorová Vieska - Sedem Chotárov (LXXX), sz. od obce Gregorová Vieska.

Ozdobný kameň - prognózne zdroje

Ako prognóza na ozdobný kameň je navrhované ložisko štrkopieskov Jelšovec (27). Ložiskovú surovinu predstavujú selektívne vyberané valúny čierneho, sivočierneho silicitu v štrkoch a slabo tmelených zlepcov egenburgu. Surovinu je možné využiť na plastické výbrusy (ťažidlá, figúry a i.), šperkové a galantérne výbrusy (mugly, tabuľkovce), respektíve aj na technické využitie (trecie misky, výbrusy ložísk, hladidlá a i.).

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (obr. 11)

Kvartér

1. Vrch Bukovec (Bikoc 299,5) - s. od obce Mula na svahu (v záreze plynovodu) vystupujú dve akumulácie piesčitých štrkov najstaršieho pleistocénu (Biber), rozdelené silne rubifikovanými fosílnymi pôdami, vyvinutými na povodňových hlinách a íloch bazálnej akumulácie. K lokalite vedie upravená lesná cesta.

2. Veľké Dravce - kameňolom - 1 km v. od obce Veľké Dravce. Na báze bazaltov vystupujú polymiktné piesčité štrky (Donau), v nadloží ktorých sú vyvinuté sivé povodňové hliny (miestami červenosivohnedé). Súvrstvie štrkov a hlin zakrýva bazaltový prúd - hrúbka 35 m.

V nadloží bazaltového prúdu je zachovaná cca 8 m séria spraší, sprašových hlin s výrazným podložným horizontom rubifikovaných pôd günz-mindelského (cromer) interglaciálu, taktiež mladšie ris-würmské a interstadiálne würmské hnedozemné fosílné pôdne horizonty.

3. Maštinec - hlinisko - stará opustená ťažobná jama. V nadloží ílov poltárskeho súvrstvia vystupujú sprašové hliny, rozdelené silne rubifikovanými fosílnymi pôdami. V nadloží profilu sa nachádzajú ris-würmské a interstadiálne würmské pôdy - hnedozeme s výraznými Fe-Mn konkréciami a bročkami v podloží horizontov pôd.

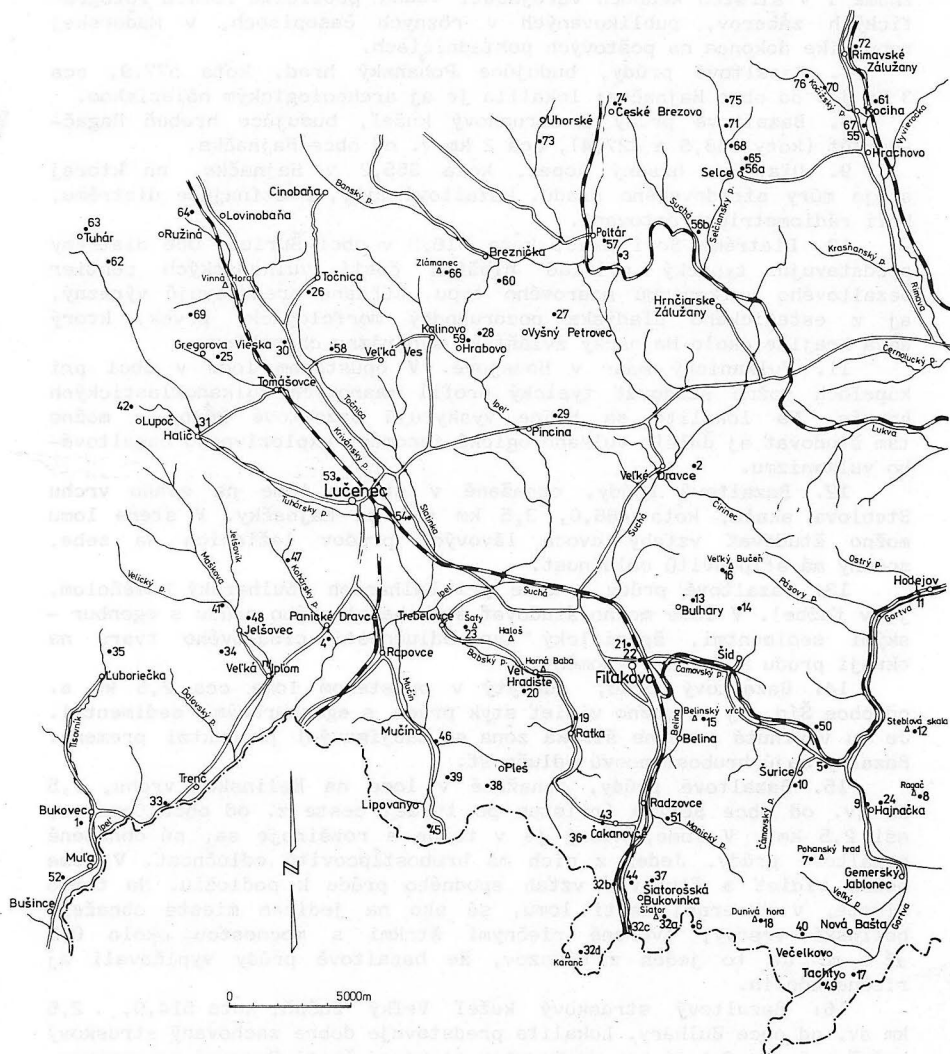
4. Panické Dravce - štrkoviská pri štátnej ceste Lučenec - Dobšiná, pri jz. okraji obce. V štrkovisku vystupujú sivohnedé piesčité štrky ml. riskej terasy (hrúbka do 4 m) a nadložné sprašové hliny (hrúbka 4 - 5 m). V sprašovom pokryve sú zachované dve hnedozemné pôdy s výraznými Fe-Mn konkréciami a bročkami v podloží. Bazálna pôda patrí do ris-würmského interglaciálu, vrchná interglaciálna pôda würmu. V podloží štrkov vystupujú sivé až nazele-nalé piesky (neogén).

5. Hajnačka - tehelňa (hlinisko) - v nadloží siltov (eger) a pieskov (egenburg) vystupujú silne piesčité hliny sprašového charakteru. V ich podloží je zachovaná hnedozemná fosílna pôda ris-würmského interglaciálu. V nadloží pôdy sú piesčité sprašové hliny s chladnomilnou malakofaunou würmu.

Terciér - kvartér

Cerová bazaltová formácia

6. Bazaltový prúd, na ktorom stojí hrad Šomoška. Bazalty majú vejárovite usporiadanú stĺpcovitú odlučnosť. Lokalita je dobre



Obr. 11 Významné geologické lokality

známa i v širších kruhoch verejnosti vďaka publicite formou fotografických záberov, publikovaných v rôznych časopisoch, v Maďarskej republike dokonca na poštových pohľadniciach.

7. Bazaltové prúdy, budujúce Pohanský hrad, kóta 577,9, cca 3 km jz. od obce Hajnačka; lokalita je aj archeologickým náleziskom.

8. Bazaltové prúdy a struskový kužeľ, budujúce hrebeň Ragač-Borkút (kóty 563,5 a 427,4), cca 2 km v. od obce Hajnačka.

9. Diatréma hradný kopec, kóta 355,2 v Hajnačke, na ktorej stoja múry stredovekého hradu. Bazaltové žily, pretínajúce diatrému, boli rádiometricky datované.

10. Diatréma Soví hrad, kóta 316,3 v obci Šurica. Obe diatrémy predstavujú typický príklad hlbších častí vulkanických centier bazaltového vulkanizmu maarového typu. Súčasne predstavujú výrazný, aj z estetického hľadiska pozoruhodný morfológický prvok, ktorý dáva krajine okolo Hajnačky zvláštny, svojrázny charakter.

11. Vulkanický maar v Hodejove. V opustenom lome v obci pri kúpeľoch možno študovať typický profil maarových vulkanoklastických hornín. Na lokalite sa hojne vyskytujú bazaltové bomby a možno tam študovať aj ďalšie vulkanologické fenomény explozívneho bazaltového vulkanizmu.

12. Bazaltové prúdy, obnažené v starom lome na svahu vrchu Steblova skala, kóta 486,0, 3,5 km sv. od Hajnačky. V stene lomu možno študovať vzťahy dvoch lávových prúdov ležiacich na sebe, spodný má stĺpcovitú odlučnosť.

13. Bazaltové prúdy v lome pri Bulharoch (bulharský kameňolom, je v ťažbe). V lome možno študovať styk bazaltového prúdu s egenburskými sedimentmi, špecifický typ odlučnosti cibulového tvaru na okraji prúdu a ďalšie fenomény.

14. Bazaltový prúd, odkrytý v opustenom lome cca 2,5 km s. od obce Šíd. Aj tu možno vidieť styk prúdu s egenburskými sedimentmi. Je tu vyvinutá pomerne široká zóna so zaujímavými produktmi premeny. Bazalty majú hrubostĺpcovú odlučnosť.

15. Bazaltové prúdy, obnažené v lome na Belinskom vrchu, 1,5 km jv. od obce Belina (prístup po tvrdej ceste z. od obce Čamovce, asi 2,5 km). V lome, ktorý je v ťažbe a rozširuje sa, sú obnažené bazaltové prúdy. Jeden z nich má hrubostĺpcovitú odlučnosť. V lome možno vidieť a študovať vzťah spodného prúdu k podložíu. Na tomto mieste, v severnej časti lomu, sú ako na jedinom mieste obnažené belinské vrstvy, tvorené riečnymi štrkami s mocnosťou okolo 0,5 až 1 m. Je to jeden z dôkazov, že bazaltové prúdy vyplňovali aj riečne údolia.

16. Bazaltový struskový kužeľ Veľký Bučoň, kóta 514,0, 2,5 km sv. od obce Bulhary. Lokalita predstavuje dobre zachovaný struskový kužeľ a je morfológickou dominantou severnej časti Cerovej vrchoviny.

17. Diatréma obnažená v obci Tachty. V dvoch lomoch sú obnažené vulkanoklastiká - výplň vrchnej časti diatrémy a jej ostrý styk s pieskovicami egenburgu. V spodnej časti je poloha explozívne rozrušených starších sedimentov (egenburské pieskovce), ale i sedimenty otnangu, ktoré už erózia z okolia odstránila.

18. Dunivá hora - relikt struskového kužeľa, otvorený menším

lomom 3,5 km z. od obce Nová Bašta. Kužeľ predstavuje typický produkt strombolského typu erupcie - má zachované periklinálne sklonky okolo 30°B, v hornej časti je tvorený hrubým aglomerátom až aglutinátom, s bombami veľkosti až do 1 m, v spodnej časti jemnejším zvrstveným aglomerátom a lapilovými tufmi. Prítomné sú aj početné úlomky hornín z podložia pieskovec, spečených ryolitových tufov. V južnej časti lomu kužeľ pretína tenká bazaltová dajka.

19. Ratka, lom 0,9 km sv. od obce na severnom svahu kóty Chrast' (350,0). V lome sú ťažené bazalty cerovej bazaltovej formácie (pleistocén) a v ich podloží sú odkryté sivé, červenohnedé riečne sedimenty (pleistocén), na ktorých sú sformované rubifikované fosílné pôdy typu andosol. Pôdy sú zakryté tufitickými pieskami a bazaltami.

20. Lokalita Veľký Hardeš, kóta 387,0, j. od osady Horné Baby. Prístup po lesnej, málo udržiavanej ceste od osady Ratka, cca 2 km. Lokalita predstavuje relikť vypreparovaného lávového neku. V odkryve na východnom svahu (výška odkryvu cca 15 m) je obnažená neková brekcia so znakmi hydrotermálne-exhalačnej aktivity (fragmenty brekcie sú čiastočne premenené). Vnútornejšia časť telesa je tvorená bazaltom so stĺpcovou odlučnosťou kontrakčného pôvodu, ktorá indikuje rozšírenie prívodového kanálu v jeho vrchnej časti, ktorý preniká cez spodniocénne sedimenty. Pri južnom okraji výchozu je brekcia prenikaná bazaltovou dajkou.

Lávový nek predstavuje komunikačný kanál pre lávové bazaltové prúdy.

21. Lokalita Červený vrch, svah pod kótou 248,9, s. od Filakova. Predstavuje relikť maarovej štruktúry. V niekoľkých (t. č. opustených) lomoch je obnažená štruktúra maarového valu, ktorý predstavuje nasýpaný pyroklastický materiál okolo erupčívneho centra. Prevládajúcou faciou sú lapilovopemzové tufy s prevládajúcim úklonom na J a JZ 15° - 25° a s textúrami sklzov do vnútornejších častí maaru.

22. Svahy kopca pod Filakovským hradom predstavujú relikť tej istej maarovej štruktúry. Svahy sú tvorené lapilovými tufmi, uloženými pod úklonmi 20° - 30° na JZ a Z. Početné sklzové textúry a syndsedimentárne tektonické poruchy dokumentujú seizmický nepokoj v priebehu vývoja štruktúry.

23. Vrcholová oblasť plochého chrbta Šafy (302,0) - Haloš (310,0), v. od Trebeloviec, je budovaná bazaltovým prúdom s mocnosťou 25 - 50 m, ktorý predstavuje výplň paleoúdolia orientovaného v smere SZ - JV so stáčaním v severnej časti k západu. V bazálnej časti prúdu je vyvinutá bazálna brekcia, vyššie nasleduje bazalt s laminačnými textúrami horizontálneho až subhorizontálneho smeru s prechodom do stĺpcovitej odlučnosti vo vrchnej časti. Petrograficky hornina zodpovedá nefelinickému bazanitu s výrastlicami olivínu a augitu. Bazalt je bohatý na uzavreniny olivínových nodúl a akumulátorov tmavých minerálov. Bazaltové teleso predstavuje klasický prípad inverzie reliéfu (pôvodne tvoril výplň údolnej depresie). Na báze prúdu sú relikty fluviaálnych štrkov pliocénneho veku. Lávový prúd bol datovaný K/Ar metódou na $2,3 \pm 0,47$ mil. r.

Bazaltový prúd je otvorený početnými kameňolomami, ktorých časť je v súčasnej dobe aktívna.

Paleontologická lokalita

24. Hajnačka - nálezisko zvyškov skeletov cicavcov. Lokalita patrí k typovým lokalitám zóny MN 16 (biozónovanie neogénu na základe cicavcov. P. MEIN, 1975). Kostrové zvyšky boli zbierané na poli (staršie zbery) a v ryhách, hĺbených za týmto účelom. Hlavné nálezisko sa nachádza cca 1,5 km jv. od hradného kopca v Hajnačke. Asociáciu organizmov poslednýkrát opísal O. FEJFAR (1964).

Terciér

Pont (poltárke súvrstvie a podrečianska bazaltová formácia)

25. Gregorova Vieska - hlinisko, j. od štátnej cesty Gregorova Vieska - Tomášovce. V hlinisku sú t. č. ťažené pestré, zvlášť svetlosivé a béžové plastické íly poltárskeho súvrstvia, používané ako surovina na výrobu kameniva. V tmavých polohách ílov bolo zistené bohaté spoločenstvo peľov pontského veku (E. PLANDEROVÁ, 1986). V nadloží poltárskeho súvrstvia sú prolúviálne sedimenty a staropleistocénne rubifikované pôdy.

26. Točnica - hlinisko, jz. od obce Točnica. V hlinisku sú ťažené sivé a hnedé plastické íly poltárskeho súvrstvia. Slúžia ako surovina na výrobu šamotových tovarov, pórovinových obkladačiek a iných kameninových výrobkov. Aj odtiaľ bolo E. PLANDEROVOU (1986) opísané bohaté spoločenstvo peľov pontského veku.

27. Vyšný Petrovec - pieskovňa, 1,4 km sv. od osady Vyšný Petrovec, respektíve 2,9 km jz. od križovatky štátnej cesty a železničnej trate na južnom okraji mesta Poltár. V pieskovni sú odkryté svetlosivé až biele piesky s ílovou (kaolinickou) prímiesou. Piesky sú miestami šikmo zvrstvené. V nadloží pieskov sú svetlosivé íly. Riečna fácia poltárskeho súvrstvia - pont.

28. Kalinovo - Hrabovo - pieskovňa, 1 km vsv. od kostola v Hrabove. Piesky až štrky a íly. Hojné sedimentárne textúry (erózne korytá, gradačné zvrstvenie, úplné cykly riečnych sedimentov).

29. Pinciná - opustená, respektíve občas ťažená ťažobná jama 0,8 km jv. od obce. Zvyšok maaru je tvorený bazaltovými vulkanoklastikami podrečianskej bazaltovej formácie (pont). Časť vulkanoklastík je kaolinizovaná. Nad nimi sú íly s polohami pieskov poltárskeho súvrstvia. V íloch sú hojné odtlačky listov a rozsievky (pont), 0,5 km z. vo svahu je umelý odkop (strelnica Zväzarmu), kde sú odkryté vápnité siltovce lučenského súvrstvia (eger).

30. Tomášovce - Halier - lom 2 km s. od železničnej stanice v Tomášovciach, respektíve 0,5 km z. od motorestu Halier. V opustenom lome je odkrytý bazaltový prúd podrečianskej bazaltovej formácie. Pontský vek bazaltov bol stanovený rádiometricky (K-Ar metódou) $6,44 \pm 0,27$, izochrónny vek $6,17 \pm 0,47$ (K. BALOGH et al., 1981), respektíve $7,15 \pm 0,23$ (J. KANTOR - V. WIEGEROVÁ, 1981).

31. Haličský andezit. Opustený lom na severnom svahu haličského hradného kopca (obec Halič). V lokalite je odokrytý pyroxenicko-amfibolický andezitový porfýr - intruzívne teleso, ktoré pri prieniku vytlačilo k povrchu spodnotriasové kremence, na ktorých stojí Haličský zámok (pont).

32. Andezity šiatorského intruzívneho komplexu

32a) Eróziou obnažený andezitový lakolit, budujúci hlavnú masu vrchu Šiator, kóta 660,0, 1 km jv. od obce Šiatorská Bukovinka. Lokalita je zaujímavá z hľadiska petrografického zloženia - ide o ojedinele sa vyskytujúce andezity s granátom, prítomné sú tiež veľké výrastlice amfibolov a xenolity veporidného kryštalinika.

32b) Šiatorská pusta - veľkolom pri ceste a železničnej trati. V lome sa ťažia intruzívne hyperstenicko-amfibolické andezity s granátom a biotitom, prítomné sú aj xenolity terciéru, predterciérnych hornín (hlavne metamorfity veporika, xenolity), ktoré opísali D. HOVORKA - E. LUKÁČIK, 1972. Rádiometrický vek andezitu stanovili G. P. BAGDASARJAN et al. (1968).

32c) Šiatorská pusta - lom na západnom svahu Šiatra, 0,6 km sv. od hraničného prechodu do Maďarskej republiky. Detto ako 2b.

32d) Severovýchodné svahy Karanča (kóta 725,0), jz. od Šiatorskej pusty. Preniky andezitových intruzívnych telies s kontaktne metamorfované sedimenty, pripomínajúce egerský šlír (lučenské súvrstvie), ale s mikrofaunou kriedy.

Karpat a spodný báden

33. Trenč - 1,5 km jz. od kostola na pravej strane cesty Lučenec - Veľký Krtíš, výustenie rokliny. V spodnej časti odkryvu sú označené sečianske vrstvy (karpat), vápnité ílovce s lastúrnatým rozpadom - šlír. Transgresívne na šlíre ležia príbelské vrstvy (spodný báden): stredno- a hrubozrnné piesky až rozpadavé pieskovce, nad ktorými ležia andezitové vulkanoklastiká vinickej formácie (spodný báden). V suti sú aj úlomky riasových vápencov.

Otnang

34. Veľká nad Ipľom, rokliny vo svahu nad dolinou potoka Ronok, 2,4 km sz. od kostola v obci Veľká nad Ipľom.

V roklinách (zosunuté steny dlhé až 40 m, vysoké až 3,5 m) sú odokryté piesky - rozpadavé pieskovce pötörských vrstiev. Miestami vidieť aj nadložné prachy - prachovce plachtinských vrstiev.

35. Ľuboriečka - v rokline 2,3 km s. od severného (posledného) mostu v obci. V rokline sú odkryvy - stienky v nárazových brehoch.

Odokryté sú plachtinské vrstvy: sivé, sivozelené vrstevnaté až laminované mäkké rozpadavé prachovce s bridličnatou odlučnosťou a šupinkami slúdy na plochách odlučnosti.

36. Čakanovce - okolie kóty 390,3, 1,65 km jz. od kostola v Čakanovciach. Pozri opis lokality Čakanovce - egenburg (43).

Egenburg

37. Šiatorská Bukovinka - 0,3 km s. od obce. Štrková ťažobná jama, kde sú odokryté štrky a piesky bukovinského súvrstvia (egenburg) sporadické výskyty silicifikovaných pňov stromov (Araucarites). Je to stratotypová lokalita bukovinského súvrstvia. Podrobnejší opis podali D. VASS - M. ELEČKO (1979).

38. Pleš - 1,1 km jz. od kostola, pri poľnej ceste je opustená ťažobňa, v ktorej je odokryté bukovinské súvrstvie (egenburg): piesky a štrky. Textúry opísali D. VASS - M. ELEČKO (1979).

39. Lipovany - 0,8 km sv. od Lipovian je ťažobná jama, v ktorej je odokryté bukovinské súvrstvie (egenburg), štrky, piesky a v ich nadloží ryodacitové tufy s hojnou flórou (opísal ju F. NĚMEJC, 1967, str. 7).

40. Profil morského a kontinentálneho egenburgu v záreze cesty z obce Večelkov od sedla pod Dunivú horu, kóta 607,0 (z. od Novej Bašty). V profile možno študovať vrchnú časť tachtianskych pieskovcov a jalovské vrstvy (jalovské súvrstvie) s polohami kyslých karbonitizovaných tufov. Vyššie sú odokryté kontinentálne sedimenty bukovinského súvrstvia s ryodacitovými ignimbritovými tufmi, ktoré sú zeolitové (klinoptilolitové). Miestami vidno tiež diskordantný styk s nadložnými tufmi cerovej bazaltovej formácie.

41. Jelšovec - zárez poľnej cesty vo svahu nad dolinou Veličského potoka, 1,4 km sz. od kostola v obci Jelšovec.

V jednostrannom záreze poľnej cesty dlhom 50 m, vysokom až 2 m je odokryté bukovinské súvrstvie: ryodacitové tufy s hojnou pemzou a šupinkami biotitu. Tufy sprevádzajú polymiktné štrky bez valúnov mezozoických karbonátov.

42. Lupoč - zárez obecnej cesty, 230 m ssz. od mosta v obci na Polichnianskom potoku. V záreze sú odokryté ryodacitové tufy bukovinského súvrstvia (egenburg).

43. Čakanovce - profil v záreze cesty (poľnej) a v okolitých roklinách od cigánskej kolónie na západnom okraji obce až po kótu 390,3 (1,65 km jz. od kostola v Čakanovciach). V profile možno študovať:

a) jalovské vrstvy (egenburg): stredno- až hrubozrnné pieskovce s glaukonitom s veľkým šikmým zvrstvením (niektoré zväzky sú plasticky synsedimentárne deformované, napríklad porušené únikom vody - water escape structure),

b) čakanovské vrstvy (egenburg): sivomodré (běžové, žltohnedé vo zvetranom stave), rozpadavé vápnité siltovce až jemnozrnné pieskovce s hojnou faunou (faunu opísala A. ÖNDREJIČKOVÁ, 1972),

c) bukovinské súvrstvie (egenburg): štrky, piesky, pestré íly (D. VASS - M. ELEČKO, 1979) a ryodacitový tuf (obnažený pod kótou 390,3),

d) šalgótarjárske súvrstvie - pôtorské vrstvy (otnang): uhoľný sloj (ktorý leží na spomínanom ryodacitovom tufe) a piesky (36).

44. Bukovinka - hrebeň sz. od obce (okolo kóty 384,3). Na hrebeni sú obnažené jalovské vrstvy (egenburg): stredno- až hrubozrnné pieskovce s glaukonitom a s veľkým šikmým zvrstvením (A. NAGY, 1983).

45. Lipovany - profil v okolí neudržiavanej cesty Lipovany - štátna hranica medzi ČSFR a Maďarskou republikou. V pieskovni 0,7 km j. od kostola v Lipovanoch sú odokryté lipovianske pieskovce (egenburg): zelenosivé strednozrnné rozpadavé pieskovce s veľkými konkréciami guľového tvaru a s morskou faunou (opísala ju A. ONDREJČÍKOVÁ, 1972).

Stratotypová lokalita lipovianskych pieskov. V pieskovni 1,2 km jjv. od kostola v Lipovanoch je odokryté bukovinské súvrstvie (egenburg): štrky, piesky (D. VASS - M. ELEČKO, 1979).

46. Mučín - východný okraj obce. Na začiatku rokliny pri vyústení poľnej cesty na štátnu cestu sú v stene odokryté lipovianske prachovce (egenburg) so šikmým zvrstvením a s morskou faunou.

47. Údolie Kohárovskeho potoka - zárez lesnej cesty, 1,8 km j. od Lučenských kúpeľov (jz. od Lučenca). V záreze lesnej cesty v dĺžke 110 m je niekoľko odokrytov s maximálnou výškou steny do 3 m. Odokryté sú lipovianske pieskovce (egenburg), rozpadavé, masívne, bez textúr, s hojnými hrubostennými schránkami morských mäkkýšov a so sekundárnymi konkréciami CaCO_3 . V nadloží miestami vidieť pestré íly a štrky poltárskeho súvrstvia (pont).

48. Jelšovec - štrková jama, 1 km sv. od kostola v obci Jelšovec a rokliny 0,8 km od tohto kostola. V štrkovni sú odokryté jelšovské zlepence (egenburg), sprevádzané pieskovcami. Valúny sú polymiktné, okrem iného obsahujú niekoľko typov mezozoických karbonátov a valúny čiernych silicítov, vhodných na galantérnu a šperkársku výrobu.

49. Tachty - prirodzené odokryvy na svahoch jz. od obce. Sú tam obnažené tachtianske pieskovce (filakovské súvrstvie, egenburg): sivé, v zvetranom stave béžové, drobné- až strednozrnné pieskovce s glaukonitom. V pieskovcoch sú lavice a bochníkovité konkrécie pevného pieskovca s karbonatickým tmelom. V dôsledku selektívneho zvetrávania pevné lavice na stenových odokryvoch rímsovite vyčnievajú (stratotypová lokalita tachtianskych pieskovcov).

50. Zárezy železničnej trate medzi Filakovom a Blhovcami. V zárezoch sú obnažené rozpadavé pieskovce s pevnými lavicami - tachtianske pieskovce (filakovské súvrstvie, egenburg).

51. Radzovce - zárez cesty na juhovýchodnom okraji obce Radzovce: rozpadavé pieskovce s rímsovite vyčnievajúcimi útvarmi pevného pieskovca bochníkovitého tvaru - tachtianske pieskovce (filakovské súvrstvie - egenburg).

Eger a egenburg

52. Bušince - cca 1,55 km s. od kostola, pri ohybe štátnej cesty. Opustené pieskovce, respektíve pivnica vyhlbená v pieskovcoch. V spodnej časti obnaženého odkryvu sú odokryté opatovské vrstvy (eger): rozpadavé vrstevnaté pieskovce s morskou faunou a rastlinnou sečkou na vrstevných plochách.

Vyššie sú obnažené lipovianske pieskovce (egenburg): šikmo zvrstvené pieskovce s lavicami zlepcov a s faunou, ktorú opísal J. SENEŠ (1952).

Eger

53. Lučenec - hlinisko tehelne, 0,8 km z. od železničnej stanice Lučenec. Rozsiahle hlinisko - ťažobná jama hlboká cca 20 m, dlhá 150 m, široká 120 m (hlinisko je v ťažbe a jeho tvar i rozmery sa menia). Pod kvartérnymi hlinami (3 m), ktoré obsahujú ris-würmské hnedozemné pôdy a pod štrkami mladšej riskej terasy (2,5 m) sú odokryté zvrchu zvetrané - hnedé (3 m), nižšie nezvetrané - sivé rozpadavé prachovce šlírového habitu s lavicami pevného prachovca, majú lavicitú a hrubolavicovitú odlučnosť. Hornina je rozpučaná, prevládajúci smer puklín je $190^{\circ}/60^{\circ}$. Úložné pomery sú $200^{\circ}/5^{\circ}$. Prachovce obsahujú tenkostennú makrofaunu a bohaté spoločenstvo morských foraminifer. Prachovce odokryté v tehelni predstavujú čiastkový stratotyp lučenského súvrstvia (D. VASS - M. ELEČKO, 1982, str. 118, 119).

54. Lučenec - Fabianka, tehelňa na východnom okraji mesta Lučenec. Rozsiahle etážové hlinisko, v ktorom sú obnažené prachovce (šlír) lučenského súvrstvia. Lučenské súvrstvie je zakryté sprašovými hlinami a riečnymi štrkami (mindelská terasa). V kvartérnom profile sú aj červenohnedé rubifikované fosílné pôdy mindel-riského interglaciálu.

Predterciérne útvary

Silicikum

Brusnícke súvrstvie

55. Dolina Rimavy, asi 180 m na S od okraja obce Hrachovo, malý odkryv 5 x 15 m v metamorfovaných pieskovcoch a polymiktných zlepcoch, najlepšie korelovateľné s permom pri Brusníku.

Gemerikum

Dobšinská skupina - ochtinské súvrstvie

56. Ochtinské súvrstvie - vystupuje dobre obnažené a dokumentované na lokalitách Selce na severovýchodnom okraji obce v záreze cesty, na lokalite Habrišovo, pri severozápadnom okraji obce Hrnčiar-ska Ves (Pondelok) v opustenom lome.

57. Pri obci Poltár, na úpätí svahu Poltaríce, pozdĺž cesty "Podháj" v dĺžke 1 km vystupujú početné odkryvy ochtinského súvrstvia gemerika a rimavské súvrstvie veporika.

58. Samotrč - zsz. od Veľkej Vsi, opustený kameňolom na JZ od rovnomennej osady. V kameňolome sú obnažené magnezity uprostred ostatných sedimentov ochtinského súvrstvia. Prístup z hlavnej cesty Lovinobaňa - Lučenec od odbočky Poltár - Tomášovce.

59. Hrabovo - Háj na severnom okraji obce Hrabovo

Dva opustené kameňolomy (12 x 5 m, 30 x 12 m) na západnom úpätí kopca Háj. Je v nich obnažené ochtinské súvrstvie. Pieskovce, podradne i bridlice s vložkami vulkanoklastických pieskovcovs intermediárnym až kyslým materiálom. V literatúre sa doposiaľ z ochtinského súvrstvia uvádza z tohto územia len bázický vulkanoklastický materiál.

60. Breznička - Bôrček - na J od obce Breznička

Uprostred ochtinského súvrstvia vystupuje teleso serpentinitu s bilančným obsahom chryzotilu. Horniny sú odkryté vo forme haldového materiálu na západnom svahu Bôrčeka. Na Z od kóty 299,7 vo svahu je opustený kameňolom.

Gelnická skupina

61. Kociha, profil dolinou na V od železničnej zastávky.

V súvislom záreze sú obnažené metamorfované pieskovce, vulkanoklastiká, grafitické a sericit-grafitické fylity, lydity a vložky karbonátov.

Veporikum

Federátska skupina a tuhársky vývoj

62. Tuhár - kameňolom na tzv. "tuhárske mramory"

Poniže dediny Tuhár po ľavej strane, jv. od obce, cca 1,4 km je v prevádzke viacetážový kameňolom na spracovanie kameniva. Vo viacerých etážach tu vystupujú pestré kryštalické vápence stredno- a vrchnotriasového veku, lokálne dolomitizované. Veľmi pekným fenoménom sú fosílné krasové pukliny s pestrú karbonátovou výplňou. Zaujímavé sú aj súčasné krasové jamy. Ťažený kameň sa využíva ako kamenivo a v menšej miere na výrobu dekoračných dlaždíc.

63. Tuhár - cesta na Divín v križovatke na Budinu a pod ňou

V záreze cesty (pod križovatkou na ľavej strane) a priamo v križovatke (pod križom) vystupujú na viacerých odkryvoch fylitické steblovité karbonáty pravdepodobne jurského veku. Lokálne sa nájdu aj polohy pestrých silicitov (najmä nad križom). Hornina je detailne prevrásnená a tektonizovaná.

64. Ružiná - priehradný múr

Pravý okraj priehradného múru je založený v spodnotriasových kremencoch. Odkryv je prístupný priamo z cesty po jej pravom okraji. Vystupujú tu fialkasté spodnotriasové lamínované kremence, čiastočne epimetamorfované. Poniže vystupujú horniny rimavského súvrstvia.

65. Na S od Seliec, v oblasti chrbrta kóty 353,8 m je odkrytý lom v metamorfovaných živcových pieskovochoch s polohami bridlíc. Sú silne kaolinizované. Súvrstvie je obnažené v kameňolome, kde možno vidieť synklinálnu stavbu.

66. Zlámanec - na JZ od obce Breznička

V oblasti kóty 271,4 je odkrytý činný kameňolom v drobnozrnných pieskovochoch a bridliciach spodného triasu federátskej skupiny. Pieskovce sú lavicovité, cyklicky usporiadané, s polohami bridlíc. Súbor sedimentov je intenzívne kaolinizovaný. V kameňolome s plochou asi 300 x 300 m je možné sledovať vo východnej stene lomu úložné pomery a litologický profil súvisle 40 - 60 m s miernym sklonom vrstiev do 20° na JV.

Mladšie paleozoikum a mezozoikum

Rimavské súvrstvie

67. Typový profil rimavským súvrstvím sa nachádza v doline Rimava a v zárezoch štátnej cesty na J od Kocihy, na S od Kocihy a j. od Rimavských Zalužian. Profily boli spracované v práci A. VOZÁROVÁ - J. VOZÁR (1982).

68. V doline Selčiansky potok na S od Seliec, asi 700 m od okraja obce v záreze lesnej cesty, vystupuje časť rimavského súvrstvia, preniknutá žilou svetlého aplitického granitu.

69. Sedem chotárov, severovýchodný hrebeň (s. od Gregorovej Viesky). V profile hrebeňa Vinná hora - Sedem chotárov a severnejšie v hrebeni sú v jednotlivých odkryvoch obnažené rimavské a slatvinské súvrstvia, z ktorých druhé je preniknuté viacerými žilnými telesami granitoidov kriedového veku. V oblasti Vinnej hory na rimavskom súvrství spočívajú spodnotriasové kremenné pieskovce.

Slatvinské súvrstvie

70. Profil slatvinským súvrstvím možno sledovať najúplnejšie v Kocišskej doline (Kocišský potok) od podložia (kontakt so žulou) pri kóte 372,5 m až po tektonizovaný styk s rimavským súvrstvím (na SZ od kóty 260,5 m).

71. Dobře odkrytý je aj profil Selčianskym potokom od kóty

280,0 m (oblasť styku so žulou) až po sútok dolín na J od kóty 261,5 m.

V oboch profiloch sledovať litologickú charakteristiku a prejavy kontaktnej metamorfózy.

72. Na lokalite Rimavské Zalužany, s. od Príboja, ľavý svah doliny Rimavy na V od kóty 249,8 m, v malom opustenom lome, sú kontaktne metamorfované lavicovité pieskovce do fácií granát-biotitických rohovcov.

Granitoidy a metamorfované sedimenty

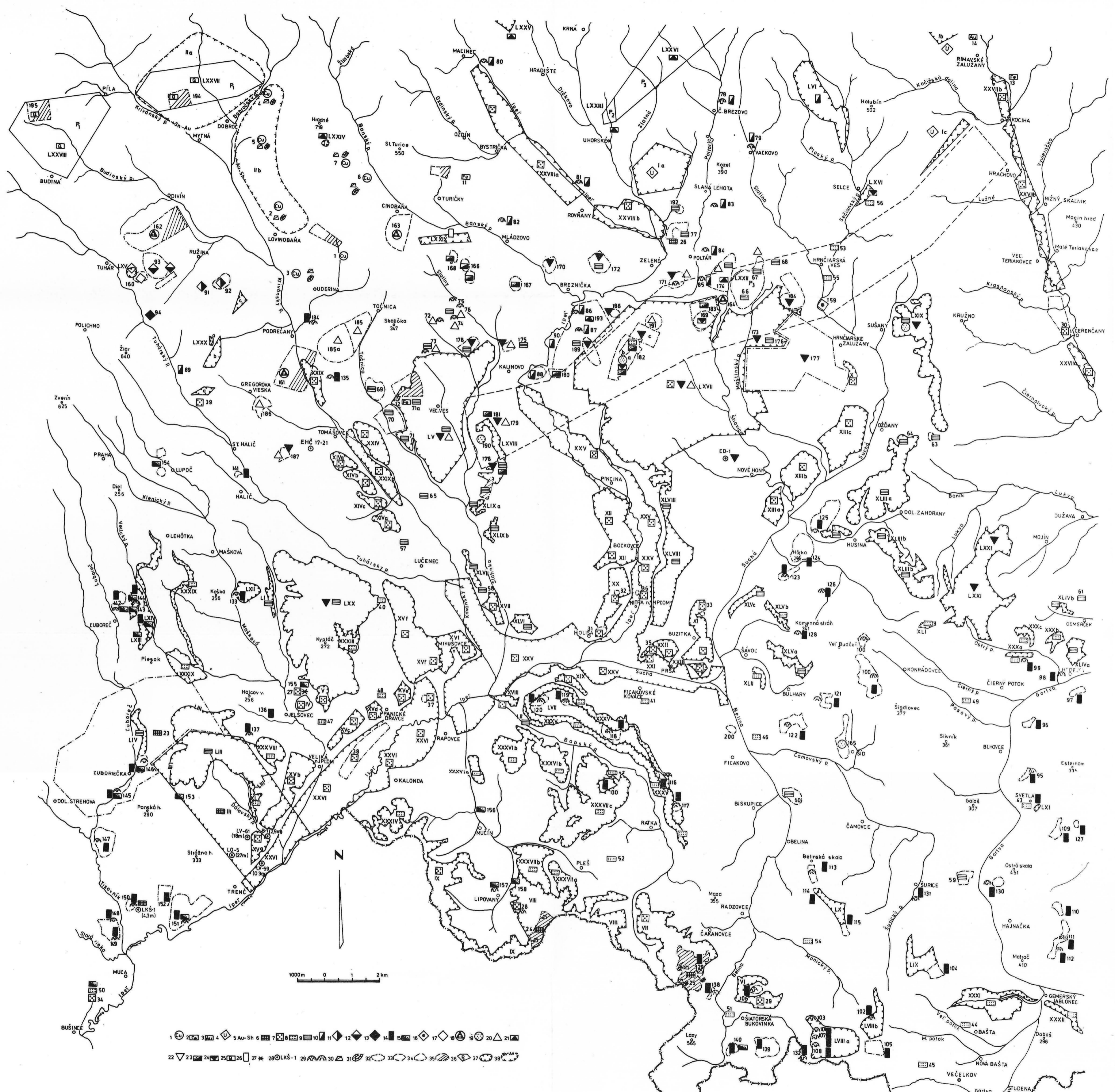
73. Uhorské pred vyústením doliny Zlatná, pri ceste je kameňolom 500 m na J od kóty 249,8 m v Uhorskom.

V ňom je odokrytý styk slabo i výraznejšie metamorfovaných drobovo-arkózových sedimentov v styku s granitoidmi. V metaarkózach sú úlomky hornín vyššie metamorfovaných kryštalických bridlíc (biotitické pararuly). Teleso granitoidov uprostred metamorfítov sa interpretuje ako alpínske granitoidy.

74. Kameňolom priobci České Brezovo je založený v granodioritoch, v ktorých vystupujú častejšie uzavreniny, tvorené resorbovanými zbytkami kryštalických bridlíc. Granodiorit sa interpretuje ako alpínska intrúzia.

75. Selce. Svetlý, drobo- až strednozrnitý granit-granodiorit je dobre obnažený v profiloch Selčianskeho potoka na S od kóty 288,0 m. Vek granitu z tejto lokality je 141 mil. rokov (pozri kapitoly geologický vývoj a litológia). Možno tu pozorovať v profile doliny medzi kótou 288,0 - 272,9 m účinky kontaktnej metamorfózy na paleozoické komplexy revúckej skupiny.

76. V profile Kocišskej doliny - (Kocišský potok) pozorovať kontaktnú premenu slatvinského súvrstvia revúckej skupiny od kóty 296,0 m až po kótu 372,5 m a ďalej až do záveru doliny je svetlá, drobo-strednozrnitá žula - detto Selčiansky potok.



PRÍLOHA 2 LEGENDA K MAPE LOŽÍSK A PROGNOZ NERASTNÝCH SUROVÍN REGIÓNU LUČENSKEJ KOTLINY A CEROVEJ VRCHOVINY

- Rudné suroviny**
 1 - siderit - ankerit - breuneritové zrudnenie so sprievodnou kremefo-sulfidickou Cu-polymetalickou mineralizáciou, 2 - limonitové Fe-rudy reziduálneho typu (gosany), 3 - ryzoviská zlata, 4 - uránová mineralizácia viazaná na pegmatity, respektive grafitic-ké fylity a lydity, 5 - šliachové anomálie zlata a scheelitu
- Nerudné suroviny**
Palivá
 6 - hnedé uhlie, lignit
- Stavebné suroviny**
 7 - štrkopiesky, 8 - stavebné piesky, 9 - tehliarske suroviny
- Stavebný kameň a kamenivo**
 10 - granitoidy a kryštalické bridlice, serpentinit, 11 - kremenec, 12 - vápence - podradne dolomity, 13 - dolomity, 14 - bazalty, andezity, ryolity a ich tufy, 15 - pieskovce, 16 - travertín, 17 - dekoračný kameň, kryštalické vápence, mramor
- Žiaruvzdorné fýly**
 18 - magnezit, 19 - zlievárenské piesky, 20 - žiaruvzdorné fýly, 21 - azbest

- Keramické suroviny**
 22 - keramické fýly, 23 - piesky, 24 - kaolín
- Iné suroviny**
 25 - kremeň
- Suroviny na výrobu minerálnych vlákní**
 26 - amfibolity, 27 - ozdobné kamene, silicity

- Technické práce**
 28 - pozitívny vrt s údajom o hrúbke surovinovej polohy v m, 29 - kameňolom v prevádzke, opustený, hlinisko v prevádzke, opustené, 30 - ústie štolne, opustené, 31 - haldy

- Rozsah ložísk**
 32 - ohraničenie plochy negatívneho prieskumu, 33 - ohraničenie preskúmaného ložiska s nebilančnými zásobami, 34 - ohraničenie preskúmaného ložiska s bilančnými zásobami, 35 - detto - časť vyťažená
- Plochy prognóznych zdrojov nerastných surovín**
 36 - plochy prognóznych zdrojov príslušnej kategórie, 37 - ohraničenie perspektívnych území
- Ohraničenie prognózne významných anomálií**
 38 - geochemických (scheelitovo-zlatonosných)

LITERATÚRA

- ABONYI, A., 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd západne od štítnického zlomu. - Geol. Práce, Spr. 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 339 - 348.
- ABONYI, A., 1971: Magnezitové ložiská na Slovensku. - Miner. slov. 3, 12 - 13. Zborník o nerudných surovinách Slovenska. Bratislava - Spišská Nová Ves, 319 - 343.
- ABONYI, A. et al., 1972: Slovenské magnezitové ložiská. - Geofond, Bratislava.
- ABONYI, A. et al., 1972: Slovenské magnezity - celkové zhodnotenie štúdia. - Geofond, Bratislava.
- ABONYI, A. - ABONYIOVÁ, M., 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. Miner. slov., Monogr. 1, Bratislava, 11 - 125.
- ANDRUSOV, D. - ZORKOVSKÝ, V., 1950: Zpráva o výskume ohňovzdorných ílov na Slovensku. - Práce Št. geol. Úst. 20, Bratislava, 63 - 76.
- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia československých Karpát I. - Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1 - 304.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát III. - Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1 - 392.
- BAJANÍK, Š. - HANZEL, V. - IVANIČKA, J. - MELLO, J. - PRISTAŠ, J. - REICHWALDER, P. - SNOPKO, L. - VOZÁR, J. - VOZÁROVÁ, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť 1:50 000. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1 - 223.
- BAJANÍK, Š. - PLANDEROVÁ, E., 1985: Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou. - Geol. Práce, Spr. 82, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 67 - 76.
- BAJANÍK, Š. - VOZÁROVÁ, A. - REICHWALDER, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. - Geol. Práce, Spr. 75, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 27 - 56.
- 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, Bratislava, 419 - 425.
- BALOGH, K. - MIHÁLIKOVÁ, A. - VASS, D., 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. - Západ. Karpaty, Sér. Geol. 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113 - 126.
- BÁLDI, T., 1986: Mid - Tertiary Stratigraphy and Paleogeographie Evolution of Hungary. - Akadémiai Kiadó, Budapest, 5 - 201.
- BISSEL, H. J. - CHILINGAR, G. V., 1967: Classification of sedimentary carbonate rocks in G. V. Chilingar - H. J. Bissel - R. W.

- Fairbridge (eds.): Carbonate rocks. - Elsevier. Amsterdam, 87 - 168.
- BODNÁR, J. et al., 1975: Geofyzikálny výskum v Rimavskej kotline za rok 1974. - Archív, Geofyzika, Bratislava.
- BODNÁR, J. et al., 1979: Geofyzikálny výskum Lučenskej a Rimavskej kotliny. - Záverečná správa. Archív, Geofyzika, Bratislava.
- BODNÁR, J. - POSPÍŠIL, J., 1980: Geophysical indication of diapirism in the neogene basins. - 25-th International Geophysical symposium. Magy. Geofiz., Budapešť, 225 - 237.
- BODNÁR, J., 1982: Komplexná interpretácia geofyzikálnych údajov v Lučensko-rimavskej kotline. - Kandidátska dizertačná práca, archív Geofyzikálneho ústavu SAV, Bratislava.
- BOUČEK, B. - PŘIBYL, A., 1960: Revision der Trilobiten aus dem slovakischen Oberkarbon. - Geol. Práce, Spr. 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5 - 50.
- BUDAY, T. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty. Ústř. Úst. geol. Akad., Praha, 7 - 651.
- BURSA, O. - JURGA, B., 1953: Závěrečná zpráva o pracích seizmické skupiny III. v oblasti jihovýchodoslovenského oligocénu v okolí Rimavské Soboty. - Manuskript - archív, Geofyzika, Brno.
- DOMANICKÝ, A., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR - list Cinobaňa 1:50 000. - Geofond, Bratislava.
- DUFF, P. - MCL, D. - HALLAM, A. - WALTON, E. K., 1971: Cyclic sedimentation. - Mir. Moskva, 1 - 282.
- ĎAĎO, Š., 1955: Výpočet zásob k 1. 10. 1955 - Juhoslovenská uhoľná panva (Ľuboriečka). - Geofond, Bratislava.
- ELEČKO, M. - GAÁL, Ľ. - MELLO, J. - PRISTAŠ, J. - VASS, D. - VOZÁROVÁ, A., 1985: Geologická mapa Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria. - Region. geol. mapy Slovenska 1:50 000, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ELEČKO, M. - VASS, D., 1989: Pôtorské vrstvy (uhľonosný otnang) v Lučenskej kotline. - Geol. Práce, Spr. 88, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FEJFAR, O., 1964: The Lower Villafranchian vertebrates from Hajnačka near Filakovo in Southern Slovakia. - Rozpr. Ústř. Úst. geol. 30, Praha, 1 - 116.
- FEJFAR, O., 1970: Die Plio-Pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnačka und Ivanovce. - VI. Cricetidae (Rodentia, Mammalia). Mitt. Bayer. St.-Samml. Paläont. hist. Geol. 10, 277 - 296.
- FEJFAR, O. - HEINRICH, W. D., 1985: Zur Bedeutung der Wirbeltierfundstätten von Ivanovce und Hajnačka für die Säugetierpaläontologie im Pliozän und frühen Pleistozän in Europa: Kenntnisstand und Probleme. - Věst. Ústř. Úst. geol. 60, 4, Praha, 213 - 224.
- FODOROVÁ, V. - SÝKORA, J. - VALKO, P., 1978: Závěrečná správa a výpočet zásob Lučenec, Fabiánka, tehliarske hliny a vápnité prachovce - podrobný prieskum, stav k 1. 3. 1978. - Geofond, Bratislava.

- FORGÁČ, J., 1970: Trace elements in basalts of Slovakia. - Geol. Zbor. Geol. carpath. XXI, Bratislava, 239 - 260.
- FRANKO, O., 1966: Juhoslovenské akrotermy. - Geol. Práce, Spr. 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FRANKO, O. - VASS, D., 1981: Výskyt a pôvod CO₂ vo vrte FV-1, Blhovec. - Geol. Práce, Spr. 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121 - 132.
- FUSÁN, O. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXXIII Rimavská Sobota. - Geofond, Bratislava, 5 - 123.
- FUSÁN, O. - IBRMAJER, J. - PLANČÁR, J. - SLÁVIK, J. - SMÍŠEK, M., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. - Západ. Karpaty 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1 - 173.
- FUSÁN, O. - SLÁVIK, J. - PLANČÁR, J. - IBRMAJER, J., 1972: Geologická mapa podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. - Geol. mapa 1:500 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FUSÁN, O. - IBRMAJER, J. - PLANČÁR, J., 1979: Neotectonic Blocks of the West Carpathians - Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Final report. - Veda SAV, Bratislava, 187 - 192.
- FUSÁN, O. - BIELY, A. - IBRMAJER, J. - PLANČÁR, J. - ROZLOŽNÍK, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5 - 123.
- GAŠPARIKOVÁ, V., 1986: Výskyt vrchnej kriedy v Rimavskej kotline. - Region. Geol. Západ. Karpát 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97 - 100.
- GAŠPARIK, J. - LUKAJ, V. - KOZAČ, J., 1967: Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu so stavom k 31. 12. 1966. - Geofond, Bratislava.
- HANO, V. - SENEŠ, J., 1952: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach. - Geol. Sbor. 3/3-4, Bratislava, 315 - 365.
- HANO, V. - LUKAJ, M., 1966: Záverečná správa a výpočet zásob z etapy VP keramických surovín so stavom k 31. 3. 1966. - Geofond, Bratislava.
- HANO, V., 1967: Záverečná správa a výpočet zásob kameninových a žiaruvzdorných ílov z etapy Podrobného prieskumu so stavom k 30. 11. 1967. - Geofond, Bratislava.
- HANO, V. - LUKAJ, M., 1970: Záverečná správa a výpočet zásob keramických surovín z etapy VP so stavom k 31. 3. 1970. - Geofond, Bratislava.
- HANO, V. - HORVÁTH, I., 1972: Ipeľská dolina II. - VP - keramické suroviny - doplnok k záverečnej správe z etapy vyhľadávacieho prieskumu, stav k 31. 10. 1971. - Geofond, Bratislava.
- HANO, V. - HASCH, I. - LUKAJ, M., 1973: Inv. č. 31676. - Geofond, Bratislava.
- HANO, V. - IVANČENKO, M. - URBAN, V. - BONDARENKOVÁ, Z., 1980: Čiastková záverečná správa a výpočet zásob Lučenská kotlina, lokalita Tovík II., vyhľadávací prieskum - kaolinizované fylity, kaolinizované piesky so stavom k 31. 12. 1979. - Geofond, Bratislava.

- HANZEL, V. et al., 1975: Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Košice. - Geofond, Bratislava.
- HOLEC, G., 1968: Staré odstavené uhoľné bane na Slovensku. - Zbor. Slov. ban. Múz. 4, Banská Štiavnica, 83 - 100.
- HORNÍŠ, J., 1976: Sedimentárno-petrografický výskum kvartéru Lučenskej kotliny. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HORNÍŠ, J., 1979: Mineralogicko-petrografická charakteristika kvartérnych sedimentov v doline Ipľa. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HORNÍŠ, J., 1984: Správa o sedimentárno-petrografickom výskume kvartéru na liste 46 221 Filákov/1 - in D. Vass et al., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 46 221 Filákov/1. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HOVORKA, D. - LUKÁČIK, E., 1972: Xenoliths in andesites of the Massifs Karanč, Šiator (Southern Slovakia) and their Geological interpretation. - Geol. Zbor. Geol. carpath. 23/2, Bratislava, 297 - 303.
- HOVORKA, D., 1977: Geochemistry of the West Carpathians Alpine-type ultramafites. - Náuka o Zemi, Sér. geol. 12, Bratislava, 1 - 148.
- HOVORKA, D. - FEJDI, P., 1979: Materiál vrchného plášt'a v mladokenozoickej provincii alkalických olivinických bazaltov (bazanitov) Západných Karpát. - Miner. slov. 11, 3, Bratislava.
- HOVORKA, D. - FEJDI, P., 1980: Spinell peridotites xenoliths in the West Carpathians Late Cenozoic Alkali Basalts and their tectonic significance. - Bull. Volcanol. 43 - 1, 95 - 106.
- HOVORKA, D. - DUBÍKOVÁ, K. - GERTHOFFEROVÁ, H. - ŠAMAJOVÁ, E. - TURAN, J., 1983: Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafites. II. - Bodies of the pre-Mesozoic metamorphic complexes. - Miner. slov. 15, Bratislava, 23 - 47.
- HOVORKA, D. et al., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1 - 258.
- HRUŠKOVIČ, S. - IVANČENKO, M. et al., 1983: Poltár-Dráhy PP + DP - tehliarske suroviny, stav k 24. 2. 1983. - Manuskript, Geofond, Bratislava.
- HVOŽDARA, P., 1987: Metalogenéza zlata vo veporidoch. - Zlato v Západných Karpatoch. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- CHLUPAČ, I., 1978: Zásady československé stratigrafické klasifikace. - Věst. Ústř. Úst. geol. 53, 6, Praha, 321 - 331.
- CHMELÍK, J. et al., 1962: Geologické vyhodnotenie vrtu G-37, Dobšiná, Hámor. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- CHROMEČ, M. - MINKO, J., 1961: Točnica - Žiaruvzdorné íly, záverečná správa a výpočet zásob. - Geofond, Bratislava.
- CHROMEČ, M. - OČENÁŠ, D., 1964: Radzovce - napenená čadičová láva - vyhľadávací prieskum. - Geofond, Bratislava.
- IBRMAJER, J., 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v mierke 1:200 000. Záverečná správa ÚGF Brno za roky 1957 - 1960. - Manuskript - archív, ÚGF, Brno.

- ILAVSKÝ, J. - SATTRAN, V., 1976: Náčrt metalogenézy Československa. - Miner. slov. 8, 3, Bratislava.
- KANTOR, J., 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. - Geol. Práce, Spr. 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3 - 40.
- KANTOR, J., 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika (kohútske pásmo). - Geol. Práce, Spr. 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5 - 27.
- KANTOR, J. - WIEGEROVÁ, V., 1981: Radiometric ages of some basalts of Slovakia by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$ method. - Geologica carpath. 32, 1, Bratislava, 29 - 34.
- KANTOROVÁ, V., 1974: Planktonické foraminifery z vrstev VP v okolí Kalinova a Tomášoviec pri Lučenci. - Manuskript - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V., 1981: Mikrobiostratigrafická charakteristika sedimentov z listu: 46 222 Filakovo/2, 46 224 Filakovo/4, 46 242 Šalgótarján/2. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUSOVÁ, E. - FORGÁČ, J., 1972: Vulkanicko-litologický výskum neovulkanitov. - Geofond, Bratislava.
- KLUBERT, J., 1984: Informácia o stave prieskumných prác na úlohách uhlia. Správa pre kontrolný deň. - Archív SGÚ, Bratislava.
- KLUBERT, J. et al., 1986: Záverečná správa úlohy Rimavská a Lučenská kotlina, hnedé uhlie. - Geofond, Bratislava.
- KOLBENHEYER, T., 1951: Gravimetrické práce na južnom Slovensku, oblasť Lučenec, rok 1950. - Geofond, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. - PRISTAŠ, J. - VASS, D., 1978: Geologická mapa Ipelskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V., 1979: in VASS, D. - KONEČNÝ, V. - ŠEFARA, J.: Geol. stavba Ipelskej kotliny a Krupinskej planiny. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1 - 277.
- KOZUR, H. - MOCK, R. - MOSTLER, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtná (Slovakie) in das oberste Vise-Serpukhovian (Namur A). - Geol. Pal. Mitt. 6, 1, Innsbruck, 1 - 29.
- KOZUR, H. - MOCK, R., 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. - Čas. Mineral. geol. 22, 3, Praha, 299 - 305.
- KÓNYA, A. et al., 1978: Záverečná správa o refrakčno-seizmickom prieskume v roku 1977. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KRAUS, I. - GERTHOFFEROVÁ, H. - KRIŽAN, I., 1966: The occurrence of halloysite in deposits of the Poltar formation. - Geol. Zbor. XVIII, 1, Bratislava.
- KRAUS, I., 1968: Mineralogical-genetical Study of Clay Sediment of the Poltar Formation Southern Slovakia. - Geol. Zbor. Geol. carpath. X, 2, Bratislava, 389 - 407.
- KRAUS, I., 1968: Mineralogical-Genetical Study of clay Sediment

- of the Poltár Formation. - Geol. Zbor. Geol. carpath. 19, 2, Bratislava, 389 - 406.
- KRAUS, I. - HORVATH, I., 1972: To the problem of "fire clay mineral". - Internat. Clay, cong. Kaolin, Symposium Madrid, 3 - 15.
- KRIŠTÍN, J. - VOZÁROVÁ, A., 1986: Termodynamické podmienky premeny na kontakte alpínskeho granitoidu a metasedimentov slatvinského súvrstvia v oblasti Krokavy (južné veporikum). Správy o výsk., Region. Geol. Západ. Karpát, 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 33 - 38.
- KRIŽÁNI, I., 1967: Záverečná správa s výpočtom zásob z ložiska žiaruvzdorných pieskov a ílu. Dechtaník, stav k 1. 12. 1967. - Geofond, Bratislava.
- KRYSTEK, I. in HOMOLA, V. et al., 1958: Litologický a stratigrafický profil oporné vrstvy Bušince-1. - Práce Úst. naft. Výzk. 10, 41, Brno.
- KUNO, H., 1968: Differentiation of basalt - alcalic magmas in basalts. - In: H. H. Hess and A. A. Poldervaart. Intersc. publ. 2, New York, 623 - 688.
- KUTHAN, M. et al., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M-34-XXXII Zvolen. - Geofond, Bratislava, 1 - 132.
- KUTHAN, M. et al., 1964: Geologická mapa ČSSR 1:200 000 M-34-XXXII Zvolen. - Ústř. Úst. geol., Praha.
- LEAKE, B. E., 1978: Nomenclature of Amphiboles. Mineral. petrogr. Acta 22, Bologna, 195 - 224.
- LEHOTAYOVÁ, R., 1981: Vápňitá nanoflóra niektorých vzoriek z listov Filakovo, Radzovce, Hodejov, Hajnačka. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEHOTAYOVÁ, R., 1984: Vápňitá nanoflóra širšieho okolia Lučenca, Filakova (k úlohe 111-02). - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LUKAJ, M. - OČENÁŠ, D. - BARKÁČ, Z., 1964: Povodie Iplá (úsek medzi Pincinou a Velikou nad Iplom - štrkopiesky - vyhľadávací prieskum), záverečná správa s výpočtom zásob ku dňu 31. 12. 1964. 541 325 030. - Geofond, Bratislava.
- MACKO, J. - DOMANICKÝ, A., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, Slovensko. - Geofond, Bratislava.
- MARKOVÁ, M., 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. - Západ. Karpaty 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79 - 168.
- MARKOVÁ, M., 1980: Mineralogicko-petrografický a geochemický výskum terciérnych sedimentov Lučenskej kotliny. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAŠÍN, J. et al., 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR, 1:200 000. - Archív Ústř. Úst. geol., ÚGF, Brno.
- McDONALD, G. H. - KATSURA, T., 1964: Chemical composition of Hawaiian Lavas. - J. Petrology 5, Oxford, 82 - 133.
- MEIN, P., 1975: Biozonation du Neogene Méditerranée: à partir des Mammifères. - Proceedings of the Vith Congress, 2, Bratislava.

- MIHÁLIKOVÁ, A., 1966: Petrografická a petrochemická charakteristika bazaltov juhovýchodného Slovenska. - Zbor: geol. Vied, Západ. Karpaty 5, Bratislava, 151 - 190.
- MIHÁLIKOVÁ, A., 1981: in BALOGH, K. - MIHÁLIKOVÁ, A. - VASS, D., 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. - Západ. Karpaty, Sér. Geol. 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113 - 126.
- MIHÁLIKOVÁ, A. - ŠÍMOVÁ, M., 1989: Geochémia a petrológia miocénno-plleistocénnych alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska. - Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr., Geochém., Metalogen. 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7 - 142.
- MIŠÍK, M., 1956: Sedimentárno-petrografické štúdium poltárskej formácie. - Geol. Práce, Zoš. 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91 - 139.
- MIŠÍK, M., 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. - Geol. Práce, Zpr. 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61 - 79.
- MIYASHIRO, A., 1973: Metamorphism and metamorphic belts. - J. Willey and Sons, New York, 1 - 492.
- NĚMEJC, Fr., 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů na Slovensku. - Rozpr. Čes. Akad. Věd Tř. II., 56, 15, Praha.
- NĚMEJC, F., 1960: Zpráva o floristicko-stratigrafických výzkumech v neogénu karpatském. - Zpr. geol. Výzk. v r. 1958, Praha, 112 - 114.
- NĚMEJC, F., 1967: Paleofloristické studie v neogénu Slovenska. - Sbor. Nár. Muz. XXIII B/1, Praha, 1 - 32.
- OBERNAUER, D., 1969: Geofyzikálny výskum Rimavskej kotliny, západná časť. - Archív, Geofyzika, Bratislava.
- ONDREJIČKOVÁ, A., 1962: O veku oligo-miocénnych šlírových faun južného Slovenska. - Geol. Práce, Zoš. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141 - 145.
- ONDREJIČKOVÁ, A., 1972: Eggenburgian mollusc of Southern Slovakia. - Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty 16, Bratislava, 5 - 147.
- ORLICKÝ, O. - KROPÁČEK, V. - VASS, D., 1982: Paleomagnetizmus a rádiometrický vek alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska. - Miner. slov. 14, 2, Bratislava, 97 - 116.
- ORVAN, J., 1961: Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov a poltárskej formácie údolia Ipla od prameništia po Muľu. - Geofond, Bratislava.
- PAPP, A. - RÓGL, F. - SENEŠ, J. et al., 1973: Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozän der Central Paratethys, Bd. III, Ottngangen. - Slov. Akad. Vied, Bratislava, 7 - 841.
- PAVELKOVÁ, M. - HEJTMÁNEK, A., 1956: Průzkum cihlářských surovin. - Geofond, Bratislava.
- PETRO, M., 1977: Metalogenéza veporíd. - Geofond, Bratislava.
- PEŠÁK, R. et al., 1968: Závěrečná správa z pokusných seizmických prací v oblasti středoslovenských neovulkanitů. - Manuskript - archív, Geofyzika, Brno.
- PLANČÁR, J. et al., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia

- tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. - Západ. Karpaty, Sér. Geol. 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7 - 144.
- PLANDEROVÁ, E., 1978: Mikrofloristické zóny v neogéne centrálnej Paratetydy. - Západ. Karpaty, Sér. Geol. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. - VOZÁROVÁ, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. - Geol. Práce, Spr. 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129 - 141.
- PLANDEROVÁ, E., 1982: Prvý nález visénskej mikroflóry v gemeridách na Slovensku. - Západ. Karpaty, Sér. Paleont. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111 - 126.
- PLANDEROVÁ, E. - VOZÁROVÁ, A., 1982: Biostratigraphical correlation of the Late Paleozoic formations in the West Carpathians. - Newsletter No 4, IGCP Project No 5. Edit.: F. P. Sassi, Univ. Padova, 67 - 71.
- PLANDEROVÁ, E., 1986: Biostratigrafické zhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia. - Geol. Práce, Spr. 84, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113 - 118.
- PLAŠIENKA, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. - Archív Geol. Úst. SAV, Bratislava.
- POLA, I., 1963: Výzkum interpretace gravimetrických měření (oblast mezi Hnúšťou - Kocihou). Závěrečná zpráva za rok 1961 - 1963. - Manuskript - archív, Geofyzika, Brno.
- POSPÍŠIL, L. - BEZÁK, V. - NEMČOK, J. - FERANEC, J. - VASS, D. - OBERNAUER, D., 1989: Muránsky tektonický systém - významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. - Miner. slov. 21, Bratislava, 305 - 322.
- PRISTAŠ, J., 1968: Geologický výskum kvartéru Lučenskej kotliny na listoch Lučenec (M-34-136-A) a Cinobaňa (M-34-124-C). - Manuskript - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J., 1969: Geologický výskum kvartéru východnej časti Lučenskej kotliny na listoch Poltár (M-34-124-D) a Filakova (M-34-136-B). - Manuskript - archív, Geol. Úst. D. Štúra, 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 - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J., 1971: Geologický výskum kvartéru východnej časti Rimavskej kotliny na listoch 1:50 000 Šafárikovo a Číž. - Manuskript - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J., 1981: Kvartér Ipelskej kotliny a príľahlej časti Krupinskej planiny. - Manuskript - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. et al., 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, list 36443 Poltár/3 a západnej časti listu 36444 Poltár/4. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. et al., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 list 46221 Filakovo/1. - Manuskript - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- RAASE, P., 1974: Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. - *Contr. Mineral. Petrology* (Berlin - New York) 45, 231 - 236.
- RAKUSZ, G., 1932: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyő. - *Geologica hung., Ser. palaeont.* 8, Budapest, 1 - 219.
- REPČOK, I., 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. - *Západ. Karpaty, Sér. mineral. Petrogr., Geoch., Metalogen.* 8, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 59 - 104.
- REPČOK, I., 1987: Vek niektorých vulkanitov Krupinskej planiny, Burdy a Cerovej vrchoviny metódou stôp po štiepení uránu. - *Geol. Práce, Spr.* 86, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 173 - 177.
- RÖGL, F. - STEININGER, F., 1984: Neogene Paratethys. Mediterranean and Indo-pacific Seaways, Implications for the paleobiogeography of marine and terrestrial biotas. *Fossils and Climate.* - John Wiley and Sons Ltd., London, 171 - 200.
- SENEŠ, J., 1952: Štúdium o akvitánskom stupni. - *Geol. Práce, Spr.* 31, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1 - 75.
- SITÁR, V. - DIANIŠKA, J., 1979: Flóra v mladoterciérnych vulkanitoch od Vyšného a Nižného Skálnika. - *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.* 4, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 147 - 159.
- SLAVÍKOVÁ, K., in HOMOLA, V. et al., 1958: Litologický a stratigrafický profil opěrné vrty Bušince-1. - *Práce Úst. naft. Výzk.* 10, 41, Brno.
- SNOPKOVÁ, P., 1978: Palynologický výskum vzoriek z vrtu FV-1 (Blhovce). - *Geofond, Bratislava*.
- SNOPKOVÁ, P. - BAJANÍK, Š., 1979: Preukázanie devónu (givet - frasn) vo vrte FV-1 Blhovce. - *Geol. Práce, Spr.* 72, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- SNOPKOVÁ, P. - SNOPKO, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palynologických výsledkov - *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* 5, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 57 - 102.
- STEININGER, F. - SENEŠ, J. et al., 1971: Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozän der zentral Paratethys Bd II., M. Eggenburgien. *Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus.* - *Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 7 - 827.
- ŠALAGA, I., 1967: Ipeľ III. - hydrogeologický prieskum prebudovania pozorovacej siete podzemných vôd v povodí Iplá. - *Geofond, Bratislava*.
- ŠEFARA, J. et al., 1970: Geofyzikálny výskum Rimavskej kotliny. - *Archív, Geofyzika, Brno - Bratislava*.
- ŠEFARA, J. et al., 1971: Geofyzikálny výskum Lučensko-rimavskej kotliny, správa o prácach za rok 1970. - *Archív, Geofyzika, Bratislava*.
- ŠEFARA, J. et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk. - *Archív, Geofyzika, Bratislava*.

- ŠKVARKA, L. et al., 1975: Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Lučenec - Rimavská Seč. - Geofond, Bratislava.
- ŠKVARKA, L. - VASS, D. - ONDREJČIKOVÁ, A. - ELEČKO, M. 1989: Nové poznatky o južnej časti strhársko-trenčskej prepadliny. - Region. Geol. Západ. Karpát 25, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69 - 74.
- ŠUSTA, V., 1931: O karbonu na Slovensku. - Horn. Věst. 13, 25, Praha, 417 - 420.
- TKÁČOVÁ, H., 1969: Záverečná správa o geoelektrickom prieskume Podrečany - Rimavská Baňa, vyhladávací prieskum (magnezit - siderit). - Archív, Geofyzika, Bratislava.
- TRDLIČKA, Z., 1959: Príspevek k mineralogii slovenských magnezitů. - Geol. Práce, Zoš. 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 165 - 200.
- ĎAPÁK, M. et al., 1988: Bilancia zásob ložísk nerastných surovín Slovenskej socialistickej republiky k 1. 1. 1988. - Geofond, Bratislava.
- VACHTL, J., 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Kotěrbachy (Slovenské rudohoří). - Sbor. Stát. geol. Úst. 12, Praha, 33 - 65.
- VARČEK, C., 1977: Metalogenéza Západných Karpát - nové poznatky a nové problémy. - Zbor. Ložiskotvorné procesy Západ. Karpát, Bratislava.
- VARGA, I., 1965: Nové výsledky mineralogického a geochemického štúdia Dúbravského masívu. - Zbor. Východoslov. Múz., Sér. A, Košice, 37 - 63.
- VARGA, I., 1973: Záverečná správa SGR - juh VP-Hg, Cu a ostatné farebné kovy. - Manuskript - archív, Geol. Priesk., Spišská Nová Ves.
- VASS, D. - MARKOVÁ, M. - FUSÁN, O., 1968: Dependence of the Development of Tertiary basins in the inner side of the West-Carpathian Arc upon the structure of the substratum. - Geol. Práce, Spr. 44 - 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 137 - 147.
- VASS, D., 1969: Paleogeography of the Ipel - Rimava basin based on the analysis of the thickness of its filling. - Západ. Karpaty 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 182 - 197.
- VASS, D., 1970: Genéza pieskovec v okolí obce Tachty. - Geol. Práce, Spr. 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 173 - 186.
- VASS, D. - BAGDASARJAN, G. P. - KONEČNÝ, V., 1971: Determination of the absolute age of the West Carpathian Miocene. - Földt. Közl. 101/2-3, Budapest, 321 - 327.
- VASS, D., 1976: Molasové panvy a globálno-tektonický model Karpát. - Zbor. referátov, ved. konferencie. Československá geológia a globálna tektonika (Smolenice 1976). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111 - 117.
- VASS, D. - BAJANÍK, Š. et al., 1978: Záverečná správa o vrte FV-1 Blhovce. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. - GAŠPARIK, J. et al., 1978: Štúdia o pevných palivách v Západných Karpatoch (Slovensko). - Geofond, Bratislava.
- VASS, D., 1979: Genesis of inner-molasse basins in West Carpathians in light of leading function of mantle in earths crust develop-

- ment. - in MAHEĽ, M. - REICHWALDER, P. (edit.): Czechoslovak geology and global tectonic. Veda, Bratislava, 183 - 197.
- VASS, D. - ELEČKO, M., 1979: Sedimentologický výskum molasy - genéza kontinentálnych vrstiev v juhoslovenskom spodnom miocéne. - Geofond, Bratislava.
- VASS, D. - ELEČKO, M. - PRISTAŠ, J. et al., 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape, listy M-34-124-D-d (Ožďany), M-34-125-C-c (Rimavská Sobota). - Geofond, Bratislava.
- VASS, D., 1980: Principles of subdivision and principal types of the West Carpathian molasse basins and depression. Veröff. Zentr.-Inst. Phys. Erde 58, Potsdam, 155 - 175.
- VASS, D., 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. Dok. dizert. práca. - Manuskrift - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. - JURKOVIČOVÁ, H. - PRISTAŠ, J. - LEXA, J. - KONEČNÝ, V., 1981: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, listy 46 222, 46 224 Fiľakovo/2, 4; Šalgótarján/2. - Geofond, Bratislava.
- VASS, D. - ELEČKO, M. - BODNÁR, J., 1982: Stavba Rimavskej kotliny a paleogeografia terciérnej výplne. - Geofond, Bratislava.
- VASS, D. - ELEČKO, M., 1982: Litostratigrafické jednotky kiščelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (južné Slovensko). - Geol. Práce, Spr. 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111 - 124.
- VASS, D. et al., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36 442. - Manuskrift - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. - ELEČKO, M. - MARKOVÁ, M., 1983: Indície keramického ílu v Rimavskej kotline. - Miner. slov. 15, 6, Bratislava, 531 - 550.
- VASS, D. et al., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipelskej kotliny a Krupinskej planiny, 1:50 000. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5 - 126.
- VASS, D. - JURKOVIČOVÁ, H. - PRISTAŠ, J. - KONEČNÝ, V. - LEXA, J. et al., 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, listy 46 223 Fiľakovo/3 a Šalgótarján/1. - Geofond, Bratislava.
- VASS, D., 1985: Prognózy ložiskový výskum uhlia a lignitu v Lučenskej kotline. - Geofond, Bratislava.
- VASS, D. - ELEČKO, M. - PRISTAŠ, J. - KONEČNÝ, V. et al., 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 46 214 Lučenec/4. - Geofond, Bratislava.
- VASS, D. - ELEČKO, M., 1985: Uhlie pri Malých Dáľovciach - Lučenská kotlina, názbová správa. - Geofond, Bratislava.
- VASS, D. - KRAUS, I., 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. - Miner. slov. 17, 5, Bratislava, 435 - 440.
- VASS, D. et al., 1986a: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria, 1:50 000. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9 - 177.
- VASS, D. - ELEČKO, M. - PRISTAŠ, J., 1986b: Klenba Cerovej vrchoviny

- mladá štruktúra na južnom Slovensku. - Geol. Práce, Spr. 84, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 135 - 140.
- VASS, D. - ELEČKO, M. - JURKOVIČOVÁ, H., 1986: Tektonika západnej časti Cerovej vrchoviny. - Region. Geol. Západ. Karpát, 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 117 - 123.
- VASS, D. - ELEČKO, M. - PRISTAŠ, J. - KONEČNÝ, V. et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 46 212 Lučenec/2. - Geofond, Bratislava.
- VASS, D. - ELEČKO, M. - KANTOROVÁ, V. - LEHOTAYOVÁ, R. - KLUBERT, J., 1987: Prvý nález morského otnangu v juhoslovenskej panve. - Miner. slov. 19, 5, Bratislava, 417 - 422.
- VASS, D. - REPČOK, I. - BALOGH, K. - HALMAI, J., 1987: Revised Radiometric time-scale for the Central Paratethys Neogene. - Ann. Inst. geol. publ. hung., LXX, Budapest, 423 - 434.
- VASS, D. - ELEČKO, M. - DANILLOVÁ, J., 1987: Sedimentologická a genetická charakteristika filakovského súvrstvia (Cerová vrchovina, egenburg). - Geofond, Bratislava.
- VASS, D. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 36 434 Lovinobaňa/4. - Manuskript - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. et al., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Paňónskej panvy na území ČSSR (mapa 1:500 000). - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. - BAJANÍK, Š. et al., 1988: Štruktúrny vrt FV-1 Blhovce. - Region. Geol. Západ. Karpát 23, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. - ELEČKO, M. et al., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7 - 163.
- VAŠKOVSKÁ, E., 1984: Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika sedimentov a pôd na lokalitách Ratka a Fabianka (mapa, list 46 221 Filakovo/1). - Manuskript - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. - VOZÁR, J. et al., 1979: Permian of the West Carpathians. - Guidebook Geol. Exc., D. Štúr Inst. of Geology, Bratislava, 1 - 79.
- VOZÁROVÁ, A. - VOZÁR, J., 1982: Nové litostratigrafické členenie bazálnej časti obalu južného veporika. - Geol. Práce, Spr. 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169 - 194.
- VOZÁROVÁ, A. - KRIŠTÍN, J., 1986: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnjej aureole alpínskych granitoidov v južnej časti veporika (Západ. Karpaty). - Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen. 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 199 - 221.
- VOZÁROVÁ, A. - VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1 - 314.
- VOZÁROVÁ, A. - KRIŠTÍN, J., 1989: Termodynamické podmienky premeny metasedimentov slatvinského súvrstvia v stykovej zóne gemerika a veporika. - Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen. 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143 - 176.

- VOZÁR, J. - BEZÁK, V., 1987: Geologická mapa styčnej zóny gemerika a veporika, 1:50 000. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ZLOCHA, J. - RUSÍNOVÁ, J. - VALKO, P., 1980: Záverečná správa a výpočet zásob Kalinovo-VP, chryzolitový azbest. - Geofond, Bratislava.
- ZUBEREC, J., 1971: Inventarizácia ložísk nerastných surovín - Poltár. - Geofond, Bratislava.

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave roku 1992. Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21.

Vedecký redaktor: RNDr. Jozef Vozár, CSc.
Jazyková redaktorka: Alena Adamíková
Sadzba a technická úprava: Mária Cabadajová

Tlač a knihárske spracovanie: Tlačové a kníhviazačské stredisko GÚDŠ. Tem. skup. 03/9. Náklad 500 kusov.
Rozsah AH 13,11, VH 13,35. Cena brož. Kčs 45,-

ISBN 80-85314-13-4

ISBN 80-85314-13-4