

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
JUŽNEJ ČASTI
VÝCHODOSLOVENSKEJ NÍŽINY
A ZEMPLÍNSKYCH
VRCHOV

1 : 50 000

VLADIMÍR BAŇACKÝ et al.



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA • BRATISLAVA

VLADIMÍR BAŇACKÝ—MICHAL ELEČKO—MICHAL KALIČIAK
PETER STRAKA—LADISLAV ŠKVARKA—PETER ŠUCHA
DIONÝZ VASS—ANNA VOZÁROVÁ—JOZEF VOZÁR

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
JUŽNEJ ČASTI
VÝCHODOSLOVENSKEJ NÍŽINY
A ZEMPLÍNSKYCH VRCHOV

1 : 50 000

Zostavil:

VLADIMÍR BAŇACKÝ

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA ● BRATISLAVA

Vedecký redaktor:
RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Redakčný okruh:
RNDr. Augustín BEGAN, CSc., RNDr. Jozef BEŇKA, 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. Rudolf GABČO

OBSAH

| | |
|--|-----|
| ÚVOD (V. Baňacký) | 7 |
| PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV (V. Baňacký – D. Vass – J. Vozár) | 9 |
| GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ (V. Baňacký – P. Šucha) | 15 |
| GEOLOGICKÝ VÝVOJ (V. Baňacký – D. Vass – A. Vozárová – J. Vozár) | 18 |
| LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS | 23 |
| Proterozoikum (A. Vozárová) | 23 |
| Paleozoikum (A. Vozárová) | 27 |
| Mezozoikum (A. Vozárová – P. Straka) | 40 |
| Paleogén – neogén (V. Baňacký) | 43 |
| Neogén | 43 |
| Molasové sedimenty a neovulkanity (D. Vass – M. Elečko – M. Kaličiak) | 43 |
| Neogén – kvartér (V. Baňacký) | 56 |
| Kvartér (V. Baňacký) | 57 |
| TEKTONIKA | 83 |
| Predneogénna tektonika (J. Vozár) | 83 |
| Neogénna tektonika (D. Vass) | 86 |
| Kvartérna tektonika (V. Baňacký) | 87 |
| HYDROGEOLOGIA (L. Škvarka) | 92 |
| NERASTNÉ SUROVINY (V. Baňacký) | 99 |
| GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (V. Baňacký) | 119 |
| EXKURZNÉ LOKALITY (V. Baňacký – M. Kaličiak – A. Vozárová) | 121 |
| LITERATÚRA | 126 |
| EXPLANATIONS OF GEOLOGICAL MAP 1:50 000 OF EAST-SLOVAK LOWLAND – Summary (V. Baňacký) | 135 |

ÚVOD

Geologická mapa zobrazuje južnú časť Východoslovenskej nížiny (VSN) a Zemplínske vrchy. Nadväzuje na geologickú mapu Východoslovenská nížina – severná časť (1:50 000).

Podstatnú časť územia mapy zaberá Východoslovenská rovina, ktorá na východe prechádza do ZSSR, kde hraničí so Zakarpatskou nížinou. Na juhu nadväzuje na celok Tiszamenti síksák v MLR. Východoslovenská rovina má typický plochý reliéf, charakteristický zvyškami opustených korýt a meandrov Latorice, Ondavy, Bodrogu a Tisy. V nej (Streda nad Bodrogom, časť Klin) je najnižšie položené miesto v ČSSR (93,8 m n.m.). Celkove je povrch roviny v nadmorskej výške 99-110 m.

Samostatný podcelok vystupujúci v rámci roviny tvoria Medzibodrocké pláňavy s charakteristickou eolickou formou reliéfu, v ktorom pieskové presypy vystupujú až 15 m nad okolitú rovinu. Ešte výraznejšie pôsobia na Medzibodrockých pláňavách osamelé neovulkanické telesá Tarbucka (277 m n.m.), kopec Vršok (150 m n.m.) a Chlmecké pahorky s najvyššou kótou Vysoká (264 m n.m.)

Medzi obcami Brehov – Hraň po pravej strane Ondavy sa tiahne v dĺžke 6 km ďalšie morfológicky výrazné neovulkanické teleso Veľký vrch, s najvyšším bodom 272 m n.m.

Severovýchodne od Stredy nad Bodrogom vyčnieva nad okolitú rovinu 14 m vysoký, dunu pripomínajúci mladopaleozoický pieskovcový tvrdoš, prekrytý zvetralinovým plášťom.

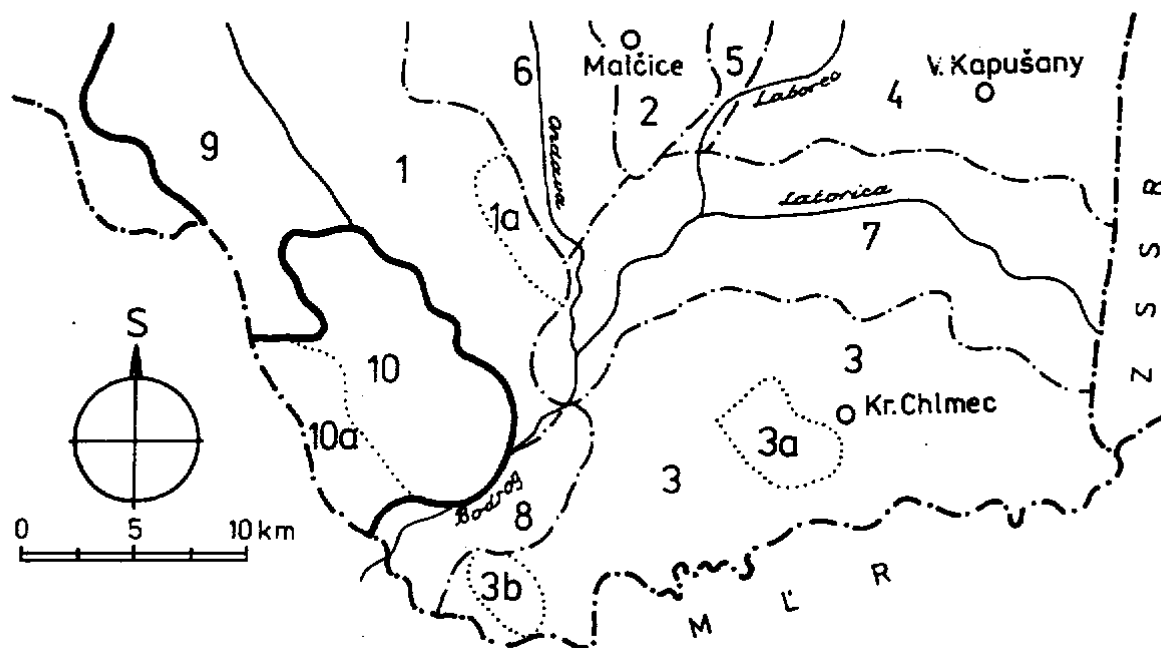
Medzi Východoslovenskou rovinou a Slanskými vrchmi sa tiahne Podslanská pahorkatina (241-107 m n.m.). Predstavuje mierne zvlnený, k Slanským vrchom prilahlý stupeň so sklonom do subsidujúcej Východoslovenskej roviny. Je budovaná predovšetkým bádenskými a sarmatskými pelitmi, deluviálnymi a nivnými sedimentmi, ďalej od pohoria pokrytými sprašmi a eolických pieskov. Miestami vystupujú v rámci pahorkatiny morfológicky výrazné neovulkanické tvrdoše. Na povrch vychádzajú i ryolitové pyroklastiká a epiklastiká.

Hlavné potoky Roňava a Chlmeč vytvorili nivy založené na neotektonicky aktívnych zlomoch. Roňava priberá z pravej strany Izru a Byštu, ktoré odvodňujú južnú časť Slanských vrchov.

Zemplínske vrchy. Tvoria horský celok s podpovrchovinným až vrchovinným, stredne členitým reliéfom, ostro vystupujúcim nad Východoslovenskú nížinu. Najvyšší bod „Rozhľadňa“ dosahuje 469 m n.m. Zemplínske vrchy tvoria zložitú hrastovú štruktúru vyzdvižnutú pozdĺž zlomov SZ-JV. Vo vrchoch sa morfológicky prejavuje černochovská a podpiliská depresia.

V západnej, okrajovej časti vrchov vystupuje ako samostatný podcelok Roňavská brána, ktorá predstavuje priekopovú prepadlinu poklesnutú medzi Zemplínskymi vrchmi a maďarským Tokai-Zempléni hegység (E. Mazúr – M. Lukniš 1978), obr.1.

Riečna sústava územia VSN a jej charakter majú nepochybne zaujímavý priebeh. Rieky rovnakej hodnoty (Latorica, Ondava, Laborec) sa koncentrujú do jednej v súčasnosti aktívnej subsidenčnej zóny. Ako ukazujú rôzne detailné štúdie, hlavne práca Z. Borsyho – E. Félegyháziovej (1983), mal vývoj hlavných riek počas vrchného pleistocénu a holocénu šesť vývojových fáz. Najväčšia rieka Tisa preteká v súčasnosti iba malým (6,7 km) pchraničným úse-



Obr. 1 Geomorfologické členenie Východoslovenskej nížiny – južná časť a Zemplínskych vrchov
 1 – Třebišovská tabuľa, 1a – Veľký vrch, 2 – Malčická tabuľa, 3 – Medzibodrocké pláňavy,
 3a – Chlmecké pahorky, 3b – Tarbucka, 4 – Kapušianske pláňavy, 5 – Laborecká rovina, 6 – Ondavská rovina, 7 – Latorická rovina, 8 – Bodrocká rovina, 9 – Podslanská pahorkatina, 10 – Zemplínske vrchy, 10a – Roňavská brána (podľa E. Mazúra – M. Lukniša 1980)

kom, ale prakticky odvodňuje celé široké územie, ktoré sa v minulosti nazývalo Potiská nížina.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

V prvých etapách výskumov predterciérnych útvarov v Zemplínskych vrchoch najmä V. Uhlig (1903), H. Böckh (1905), I. Ferenczi (1943) výskyty kryštalinika pri Byšte a Kazimíri, ako aj mladšie paleozoikum v Zemplínskych vrchoch korelovali s Braniskom a Spišsko-gemerským rudohorím. E. Vadász (1953) porovnal kryštalickej bridlice na maďarskom území so staropaleozoickým kryštalinikom Karpát a považoval ich za súčasť variského pásma. Súvrstvie vrchného karbónu podľa neho leží diskordantne na kryštaliniku a na základe rastlinných zvyškov ho zaraďuje do vestfálu – stefanu. B. Bouček – A. Příbyl (1959) mladšie paleozoikum Zemplínskych vrchov priradujú k vnútornému pásmu Západných Karpát (rozumej gemeriku) hlavne na základe absencie variského plutonizmu. Mezozoikum je podľa citovaných autorov súčasťou príkrovu sunutého od JZ k SV. O. Fusán (1958 in V. Čechovič et al. 1963) považuje „zemplínsky ostrov“ za jadrové pohorie a koreluje kryštalinikum pri Byšte i jeho obal – mladšie paleozoikum a mezozoikum, s centrálnokarpatskými jednotkami s osobitným dôrazom na oblasť Čiernej hory, t.j. veporikum (v zmysle D. Andrusova et al. 1973). G. Pantó (1965) kryštalinikum na maďarskom území (kataklastický granit, ortu- apararuly, svory a muskovitický kvarcit) koreluje s oblasťou Čiernej hory aj s Rachovským masívom. Považuje ich za paleozoikum. Z vrtu Felsőregmec a Füzérkajata uvádza „fylitovo-porfyroidovú sériu“, ktorú porovnáva so starším paleozoikom v Spišsko-gemerskom rudohorí (pačanské vrstvy) a vekom ju zaraďuje k ordoviku. Konštatuje (l.c.), že sedimenty mladšieho paleozoika (permokarbónu) ležia diskordantne na oboch uvedených metamorfovaných súboroch – katametamorfnom kryštaliniku a „fylitovo-porfyroidovej sérii“. Poznatky o metamorfitech na maďarskom území neskôr rozvinul G. Pantó et al. (1967) na základe štúdia profilov ďalších vrtov. Metódou Rb/Sr z vyseparovaného muskovitu z kryštalickej bridlice autori uvádzajú asyntetickú metamorfózu (984 ± 108 , 962 ± 39 mil. rokov). Toto kryštalinikum na povrchu i v podloží koreluje G. Pantó (1965 in G. Pantó et al. 1967) i na základe starších štúdií (G. Pantó 1965) v Západných Karpatoch s kohútskou zónou veporíd v zmysle V. Zoubka (1955). Smerom na východ poukazuje na možnú koreláciu s masívom Maramureş a v transylvánskej časti s masívmi Mese a Lupu. Nižšie metamorfované súbory, zachované len vo vrtoch, boli už skôr korelované s porfyroidovou sériou Spišsko-gemerského rudohoria hlavne na základe litologickej náplne a charakteru metamorfózy. Jej vek bol metódou Rb/Sr dokázaný ako kaledónsky (394 ± 52 ; 450 ± 130 mil. rokov, G. Pantó et al. 1967) alebo metódou K/Ar ako variský (258 ± 10 ; 262 ± 10 mil. rokov, L. Šanin 1966 in G. Pantó et al. 1967). Kontakt oboch stratigraficky, litologicky i metamorfne rozdielnych súborov je podľa G. Pantóa (1965) tektonický – neskorovariský násun vyššie metamorfovaného kryštalinika na staropaleozoickú „porfyroidovú sériu“. Mladšie paleozoikum leží diskordantne na oboch už tektonicky zblížených metamorfných segmentoch.

Podľa názoru B. Lešku – J. Slávika (1967) možno priradiť „zemplínsky ostrov“ a podložie Východoslovenskej nížiny k východokarpatským jednotkám. Uvažovali tak na základe poznatkov o odlišnom vývoji paleozoika a mezozoi-

ka v podloží severnej časti Východoslovenskej nížiny, a to i v nadväznosti na podložie priľahlej časti územia ZSSR.

Súhrnná štúdia o podloží južnej časti vnútorných Západných Karpát (O. Fusán et al. 1971) priniesla nové členenie podložia východného Slovenska na blok pozdišovsko-iňačovský (t.j. severný, zhodný s poňatím R. Rudinca – J. Slávika 1970) a blok zemplínsky (južný) s povrchovým výstupom v Zemplínskych vrchoch. Rozhranie oboch blokov je tektonické, situované na geofyzikálne zistenej línii so smerom SZ – JV, prebiehajúcej na sever od Zemplínskych vrchov.

Tieto poznatky rozvinul J. Slávik (1976) vymedzením a definovaním zemplinika ako jednotky centrálnych Karpát. Plošne ju vymedzuje na V a SV od prešovsko-slanskej línie, severne od línie styku s panónskym masívom (Szamos línia) a južne od humenskej jednotky, ktorá je podľa citovaného autora v tektonickom styku so severnou časťou zemplinika. Týmto J. Slávik (l.c.) zaradil k zemplniku v širšom zmysle všetky na povrchu i v podloží vystupujúce predterciérne útvary predmetného územia. V rámci zemplinika vymedzil zhodne s prácou O. Fusán et al. (1971) severnú pozdišovsko-iňačovskú jednotku a južnú zemplínsku jednotku. Obe sú vzájomne v tektonickom styku, ktorý autor (l.c.) charakterizuje ako severovergentný násun, podobne ako i násun zemplinika „en block“ na humenskú jednotku. V korelácii s ostatnými jednotkami Západných Karpát sa prikláňa k názoru O. Fusána (1958, in V. Čechovič et al. 1963) o vzťahu s veporikom v Čiernej hore, keď jednotky na JZ od prešovsko-slanských zlomov (aj na území MĽR) považuje za gemerikum. Ich súčasná pozícia je podľa J. Slávika (l.c.) výsledkom zblíženia v alpínskom orogéne. Autor poukazuje na základe výsledkov z vrtovej na území MĽR na juho-vergentný spätný posun južnej časti zemplínskej jednotky smerom na gemerikum. Tu však zanedbáva údaj G. Pantóa (1965) o diskordantnom uložení vrchnokarbónskych sedimentov na oboch metamorfovaných sériách korelovaných s veporikom i gemerikom, čo svedčí o ich predvrchnokarbónskom tektonickom zblížení.

Kryštalikum na J od Michalían pri Byšte a v priľahlej časti územia MĽR J. Slávik (l.c.) považuje za súčasť zemplínskej jednotky. Pozíčne vystupuje v podloží mladšieho paleozoika, čo je overené vrtnými i v Zemplínskych vrchoch (P. Grecula – K. Együd 1982) i na maďarskom území (E. Vadász 1953, G. Pantó 1965). J. Magyar (1969) opísal z čsl. územia pestrú paletu mezozonálne až katazonálne metamorfovaných hornín (fylonity, svory a pararuly). Vrt Geologického ústavu D. Štúra realizovaný pri Byšte (BB-1, hĺbka 645 m zastihol pod vrchným bádénom (74 m) metamorfovanú parasériu zloženú z migmatitizovaných pararúl a amfibolitov (A. Vozárová 1987).

Zhodnotením podložia v priľahlej časti územia ZSSR priniesol V.G. Sviridenko (1976) nový pohľad aj do poznania jednotiek podložia Východoslovenskej nížiny a humenskej jednotky. Južne od peripieninského lineamentu vymedzuje „užhorodsko-iňačovskú“ eleváciu sz.-jv. smeru, rozšírenú v podloží až do oblasti Užhorodu. Je tvorená kryštalickými bridlicami, fylitmi, vápencami stredno- až vrchnopaleozoického veku. Na západe je ohraničená severnou časťou prešovsko-slanskeho zlomu. Týmto fenoménom je obmedzená i južnejšia „kričevská zóna“, tvorená prevažne mezozoikom s bohatým bázičným vulkanizmom. Terigénne sedimenty spodného triasu sú vystriedané plytkovodným vývojom karbonátov stredného až vrchného triasu. Jura je zastúpená prevažne hlbokovodnými karbonátovými faciami, spodná krieda čiernymi až tmavosivými vápencami a vrchná krieda sivými až čiernymi argilitmi a pieskovcami. Tento vývoj mezozoika nemá podľa V. G. Sviridenka (l.c.) rovnocennú obdobu v jednotkách centrálnych Západných Karpát. Južne od kričevskej zóny,

ktorá smerom na JV zasahuje na územie ZSSR až po Mukačevo, vymedzuje V.G. Sviridenko (l.c.) v oblasti československo-sovietskych hraníc, a tým i v južnej časti Východoslovenskej nížiny opäť paleozoické sekvencie bez bližšej charakteristiky. Nevylučuje ich rovnocenné postavenie s iňačovsko-užhorodskou eleváciou, aj keď v oblasti zemplínskej jednotky (v zmysle J. Slávika 1976) všeobecne vymedzuje V.G. Sviridenko (l.c.) „košickú kotlinu“ vrátane jej podložia, čím naznačuje možnosť zaradiť ju aj k inej tektonickej jednotke. Z citovanej práce V.G. Sviridenka vyplýva pre riešenie stavby predterciérneho podložia východného Slovenska nový poznatok o iňačovsko-užhorodskej elevácii a kričevskej zóne, ktoré sa z hľadiska litologickej a stratigrafickej náplne javia ako jednotky východokarpatské.

Výsledky geofyzikálnych štúdií a ich interpretácie upozorňujú na významné rozhranie prebiehajúce severne a severovýchodne od Zemplínskych vrchov (D. Fusán et al. 1971, 1984, D. Ďurica 1982). Ide pravdepodobne o priemet tektonickej hranice kričevskej jednotky (sensu V.G. Sviridenko 1976) so zemplínskou jednotkou v užšom zmysle. D. Fusán et al. (1984) v oblasti východného Slovenska, južne od bradlového pásma, vymedzuje neoidne sformované bloky ktorých hranice sú na zlomoch. Potiský blok sa člení na čiastkové bloky: humenský, sečovský a zemplínsky. Vymedzenie dvoch blokov (humenský a sečovský), rozšírených v severnej časti podložia Východoslovenskej nížiny, sa zhoduje s vymedzením iňačovsko-užhorodskej elevácie a kričevskej jednotky v zmysle V.G. Sviridenka (1976). Zemplínsky blok sa teritoriálne zhoduje so zemplínskou jednotkou v zmysle J. Slávika (1976). Jednotky v podloží, v zmysle V.G. Sviridenka (1976) a D. Ďuricu (1982) ako iňačovsko-užhorodská elevácia, kričevská a ptrukšianska zóna, považujeme zhodne s prvým z citovaných autorov za východokarpatské.

K tektonickej stavbe a korelácii predterciérnych jednotiek v podloží Východoslovenskej nížiny a povrchových výskytov zemlinika v Zemplínskych vrchoch sa vyjadril aj B. Leško – I. Varga (1980) svojou úvahou o príslušnosti zemlinika k tatriku. P. Grecula a K. Együd (1977, 1982) uvažujú o priamej litofaciálnej a paleogeografickej súvislosti mladšieho paleozoika a mezozoika Zemplínskych vrchov s Mecsékom. Tieto úvahy sú jednostranné, vyplývajú hlavne zo znalosti geologických pomerov v Zemplínskych vrchoch. Autori P. Grecula a K. Együd (l.c.) zrejme nevzali do úvahy odlišnosti litostratigrafických sledov v oboch pohoriach. Proti ich názoru svedčia hlavne nové poznatky o stratigrafii permu a vrchného karbónu na základe makroflóry a o litofaciálnom vývoji súborov mladšieho paleozoika v Mecséku i v pohorí Villány, a najmä zásadné rozdielnosti vo vývojoch permu, triasu až spodnej jury s charakteristickými „grestenskými vrstvami“ s uhoľnými slajmi (konfr. E. Nagy 1968, K. Balogh – A. Barabás 1972, M. Kassai 1976, E. Nagy – I. Nagy, 1976).

Novšie sa geologickou stavbou Zemplínskych vrchov a interpretáciou predterciérnych útvarov vrátane podložia terciérno-kvartérnej výplne Východoslovenskej nížiny zaoberala A. Vozárová a J. Vozár pri spracovaní územia vo vysvetlivkách ku geologickým mapám 1:25 000 (in V. Baňacký et al. 1984) a v samostatnom diele (1988).

Súhrnne zhodnotila vyhľadávací prieskum uhlia a polymetalických rúd P. Grecula a kol. (k 30.6.1981) a neskôr K. Együd a kol. (v roku 1986).

Prvou súbornou prácou o neogéne južnej časti Východoslovenskej nížiny boli geologické mapy 1:200 000 a vysvetlivky k týmto mapám (J. Seneš et al. 1963, V. Čechovič et al. 1963). Od začiatku 60-tych rokov geologický výskum značne pokročil, a to hlavne zásluhou vyhľadávacieho prieskumu ropy a zemného plynu. Nové poznatky o stavbe, litológii a biostratigrafii sú

zhrnuté v správach zhodnocujúcich vrty naftového prieskumu (R. Rudinec — J. Čverčko 1970, R. Rudinec 1973, J. Čverčko — J. Smetana 1973, C. Tereska 1972) Okrem toho nové poznatky v oblasti biostratigrafie predložili I. Zapletalová (1962), R. Jiríček (1972), R. Lehotayová (in L. Ivan 1962, 1963, 1966), V. Kantorová (in V. Baňacký et al. 1984). Sedimentárno-petrografické rozbery sú zhrnuté v prácach M. Starobovej (1959), M. Zádrapu (1967, 1968).

Poznatky o celkovej stavbe územia na mape 1:50 000, list Trebišov, zhrnul J. Janáček (1963).

J. Čverčko et al. (1968) definoval jednu z významných litostratigrafických jednotiek východoslovenského neogénu — klčovské vrstvy. Revíziu litostratigrafického členenia neogénu Východoslovenskej nížiny a návrh nových litostratigrafických jednotiek predložili D. Vass a J. Čverčko (1985) Hrúbku neogénnych sedimentov analyzoval J. Janáček et al. (1969) a paleogeografickú interpretáciu urobil V. Špička (1972). Ďalšiu paleogeografickú analýzu urobili R. Rudinec a J. Slávik (1973) a neskôr R. Rudinec (1978). Vplyv tektoniky na sedimentačný režim vo východoslovenskej panve študoval J. Nemčok a R. Rudinec (1983). Novšie zhrnutie poznatkov o stavbe neogénu predložil D. Vass (in V. Baňacký et al. 1978, 1981) a M. Elečko — D. Vass (in V. Baňacký 1984).

Geologický výskum hlavne v súvislosti s vyhľadávaním ložísk bentonitov robil L. Ivan (1962, 1963, 1964, 1966, 1967). Prínosom týchto prác boli nové poznatky o sedimentoch sarmatu, ich litofaciálnom, sčasti biofaciálnom vývoji a o biostratigrafii. K poznaniu litofaciálneho vývoja neogénu na JZ od Zemplínskych vrchov prispeli hydrogeologické vrty v okolí Stredy nad Bodrogom (J. Frankovič 1969, 1980, M. Haluška et al. 1976) a v okolí Trine vrty vyhľadávacieho prieskumu na polymetalické rudy a uhlie (P. Grecula — K. Együd 1977, 1982, K. Együd 1982).

Súhrnnú prácu o tektonike východoslovenskej panvy predložili T. Buday a I. Cicha (in T. Buday et al. 1967), na ňu nadviazal J. Čverčko a J. Smetana (1973), neskôr nové názory na stavbu a podrobný opis hlavných zlomov a zlomových pásiem priniesol J. Čverčko (1977). Problematikou vihorlatského zlomu sa zaoberali B. Leško — J. Slávik (1969), kinematikou zlomovej tektoniky východoslovenskej neogénnej panvy P. Grecula et al. (1977).

Poznatky o plynových štruktúrach sú zhrnuté v prácach R. Rudinca (1976) a A. Thóna et al. (1978), okrem toho sú roztrúsené v početných čiastkových správach a výpočtoch zásob na predmetnom území, hlavne v súvislosti s ložiskom Stretava a Ptrukša (J. Čverčko — D. Ďurica 1963, J. Čverčko 1964 R. Rudinec 1966, C. Tereska 1969, M. Řeřicha 1976 a i.).

Neovulkanity v okolí Zemplínskych vrchov súhrnne spracoval M. Kuthan (in V. Čechovič 1963) v rámci zostavovania prehľadnej geologickej mapy ČSSR 1:200 000, list Trebišov. Autor tu vyčlenil ryolitové pyroklastiká I. ryolitovej fázy (báden), hyperstenické andezity I. andezitovej fázy (báden — sarmat) a ryolity II. ryolitovej fázy (sarmat).

Geologickou stavbou neovulkanitov, ich stratigrafickou pozíciou a priestorovým rozšírením na východnom Slovensku v oblasti Zemplínskych vrchov sa zaoberali J. Slávik (1968) a J. Slávik — J. Čverčko — R. Rudinec (1968).

Začiatkom 70-tych rokov boli z niektorých významných lokalít vulkanitov stanovené rádiometrické veku (O.V. Coň — J. Slávik 1971; G.P. Bagdasarjan — J. Slávik — D. Vass 1971). Získané výsledky rádiometrického výskumu vulkanitov využil J. Slávik (1972) pri stratifikácii vulkanických udalostí v oblasti Zemplínskych vrchov.

Autor na základe rádiometrických vekov i biostratigrafických údajov stanovil postupnosť vulkanizmu v tejto oblasti od bádenu po pliocén.

Otázky spätosti vulkanizmu s tektonickým režimom oblasti, distribúciu vulkanických centier v čase a priestore, ako aj základnú litologicko-petrografickú charakteristiku produktov vulkanizmu spracoval J. Slávik (1974).

V ostatnom čase sa neovulkanitmi v oblasti Zemplínskych vrchov zaoberal K. Egyűd (in P. Grecula — K. Egyűd 1981). Autor spracoval základnú petrografickú charakteristiku vulkanických hornín a ich rozšírenie.

Pre geologickú mapu južnej časti VSN a Zemplínskych vrchov v mierke 1:25 000 reambulovali neovulkanity L. Dublan — J. Lexa (in V. Baňacký et al. 1981) a J. Lexa — M. Kaličiak (in V. Baňacký et al. 1984).

V medzivojnovom období sa niekoľkými geomorfologickými prácami z východného Slovenska a Zakarpatska predstavil V. Šauer. Vo svojej práci (1928) uvádza rezíduá terasových štrkov Latorice v relatívnej výške 135 a 120 m nad riekou a zaraďuje ich do terciéru. Z vrchných terás sa podľa autora zachovala iba 60-metrová terasa Latorice. Dobré sú vyvinuté stredné terasy v relatívnej výške približne 25 m a spodné terasy 5-10 m nad Latoricou. V. Šauer (1929) poukazuje na mladé kvartérne poklesy, ktoré spôsobili zmenu riečnej siete. Ako príklad uvádza staré koryto Tisy (Veľká Krčava) južne od Veľkého Horeša na štátnej hranici ČSSR — MLR. Z. Borsy (1953) pomocou palinologickej analýzy poukazuje na subsidenciu medzibodrožia v období preboreálu a v atlantiku. Eolické piesky študoval Š. Jansák (1950), ktorý tvrdí, že boli vyviaté z nánosov karpatských riek vetrami severných smerov. Považuje ich za mladšie ako spraše a ich osídlenie udáva od neskorého neolitu. L. Šlahor (1955) sa zaoberal hlavne zrnitostným zložením eolických sedimentov. Za najstaršie považuje relikty jemnopiesčitej spraše uložené pod hrubým pokryvom naviatych pieskov wŕmu³ v okolí Kráľovského Chlmca. Autor ako jediný predpokladá navievanie pieskov z juhu a juhovýchodu. Zrnitostné zloženie a genézu eolických pieskov Slovenska študoval J. Pelíšek (1955). Piesky v Potiskej nížine považuje za menej vápnité ako v Podunajskej nížine a predpokladá, že sa vyvíjali počas wŕmu. J. Kvitkovič (1955) opisuje geomorfologické pomery v jv. časti VSN. Rozčlenil fluviálne sedimenty na pleistocénne a holocénne. Eolické piesky vznikali podľa autora vo wŕmskom glaciáli navievaním od severu. J. Kvitkovič — M. Lukniš — E. Mazúr (1956) podávajú výsledky geomorfologického výskumu slovenských nížin, medzi nimi i Východoslovenskej, kde na príklade Tisy poukazujú na popleistocénne poklesy. Eolické piesky považujú autori za wŕmské, navievané vetrami severných smerov. V eolickom reliéfe medzibodrožia vyčleňujú rôzne presypy. J. Kvitkovič (in V. Čechovič et al. 1963, J. Seneš et al. 1963) podáva geomorfologické poznatky o Zemplínskych vrchoch, prehľadne opisuje ich geomorfologické procesy a vývoj na listoch Trebišov — Čierna (1:200 000). Z. Borsy — E. Félegyháziová (1983) riešia na základe detailných geomorfologických a palinologických štúdií vývoj riečnej siete s. a sv. časti Alföldu. Poukazujú na staršie smery riečnych tokov, ktoré sa vplyvom mladých tektonických pohybov koncom pleistocénu úplne zmenili. Migráciu riek hlavne na príklade Tisy, Szamosu, Tople, Latorice a ďalších uvádzajú i z holocénu. V. Baňacký (1974) v rámci prehľadného geologického výskumu kvartéru VSN vyčlenil hlavné genetické typy kvartérnych sedimentov a stanovil ich predbežné stratigrafické členenie. V. Baňacký et al. (1978, 1981, 1984) podrobne z hľadiska kvartéru geologicky zmapoval celú južnú časť VSN v mierke 1:25 000 a podal jej geologický vývoj a stavbu. V. Baňacký et al. (1986) zostavil geologickú mapu južnej časti VSN a kvartérnu mapu Zemplínskych vrchov 1:50 000. V. Baňacký (1986) študoval zvetrávacie procesy v Zemplínskych

vrchoch a dáva ich do súvislosti s vývojom prolúvií. Poukazuje na rozšírenie, stavbu a stratigrafické postavenie kužeľových akumulácií po obvode Zemplínskych vrchov.

Litológiu eolických sedimentov a fosílné pôdy študovala E. Vaškovská (1974, 1981, 1984). E. Vaškovská (1985) podala zhodnotenie a stratigrafickú interpretáciu paleomagnetických meraní vzoriek z Východoslovenskej nížiny, ktoré analyzoval P. Pagáč z Geofyzikálneho ústavu SAV v Bratislave. Sedimentárno-petrografický výskum južnej časti VSN robil v niekoľkých etapách J. Horniš (1974, 1977, 1982, 1984, 1986), pričom sa sústredil hlavne na riešenie stavby, genézy a stratigrafie prolúviálnych, fluviálnych a eolických sedimentov. Z. Schmidt (1974) vyhodnotil malakofaunu eolických a čiastočne fluviálnych sedimentov okolia Zemplínskych vrchov. V rámci paleobotanického výskumu VSN a príľahlých území spracoval E. Krippel (1971) rašelinisko Viničky. Prínosom pre biostratigrafické členenie pleistocénu boli výsledky palinologických rozborov E. Planderovej (1968), M. Papšíkovej (1986) a mikropaleontologické vyhodnotenia E. Brestenskej (1980).

Vzhľadom na význačné akumulácie podzemných vôd je v poslednom období venovaná značná pozornosť i hydrogeologickému výskumu a prieskumu skúmaného územia.

Prvá súborná práca, ktorá hodnotí poznatky o hydrogeologických pomeroch VSN, je od A. Porubského (1957). Minerálne vody z hydrochemického hľadiska študoval M. Michalíček (1965). Hydrogeologický výskum kvartéru VSN robil P. Pospíšil (1967) a regionálny hydrogeologický prieskum niektorých častí nížiny M. Šindler (1974). V rámci edície hydrogeologických máp bola zostavená hydrogeologická mapa listu Trebišov – Čierna (P. Pospíšil et al. 1969). Hydrogeologické pomery fluviálnych sedimentov Roňavy zhodnocuje P. Tkáčik (1961) a J. Frankovič (1970). Hydrogeologické pomery na liste 38 – Michalovce v mierke 1:200 000 spracoval L. Škvarka s kolektívom (1976) a roku 1985 tlačou vydaná hydrogeologická mapa tohto územia.

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Na území mapy a vôbec na celej VSN bolo uskutočnené veľké množstvo geofyzikálnych prác, na základe ktorých boli vymedzené niektoré štruktúry vhodné na akumuláciu živíc.

Reflexno-seizmickou metódou v modifikácii spoločného reflexného bodu (SRB) boli v rokoch 1972-1974 urobené (M. Mořkovský et al. 1974) prvé regionálne profily. Výsledky meraní sú prezentované formou interpretovaných hĺbkových rezov, ktoré zachytávajú hlavné štruktúrne jednotky v panve.

Refrakčnoseizmický premeraný profil spájal v roku 1966 hlboké vrty Iňačovce-1, Stretava-7, Ptrukša-2. Meranie prinieslo cenné poznatky o reliéfe predneogénneho podložja (S. Mayer et al. 1967). V roku 1967 (M. Hrdlička et al. 1968) boli refrakčne odmerané štyri profily, podľa ktorých hrúbka neogénnej výplne centrálnej depresie dosahuje 6000 m.

Od severu na juh VSN bolo robené rozsiahle gravimetrické meranie (L. Kleperlíková – V. Homola 1954). Výrazne sa prejavila kladná anomália Zemplínskych vrchov a andezitových telies okolia Kráľovského Chlmca. Výsledkom merania z roku 1959 (M. Blížkovský – A. Kocák – B. Špaček 1960) sú mapy Bouguerových izoanomál s výrazným prejavom pochovaných vulkanických štruktúr pri Malčiciach, Beši, Ptrukši a po obvode Zemplínskych vrchov. Interpretáciou tiažových anomálií sa zaoberal I. Ibrmajer (1954), A. Šutor – V. Čekan (1965) a ďalší.

Detailný geomagnetický prieskum sa uskutočnil v rokoch 1959-1960 (O. Mann 1961). Meraním vertikálnej zložky zemského magnetického poľa dvoma torznými magnetickými váhami typu Askenia boli zachytené prúdy anomálií medzi Hraňou a Brehovom, Cejkovom a Zemplínom v širšom okolí Kráľovského Chlmca a v ptrukšianskej zóne.

V roku 1972 bol v širokom okolí Zatína, Beše, Čičaroviec, Pavloviec a Ptrukše (M. Mořkovský et al. 1972) uskutočnený geoelektrický prieskum (VES) s cieľom zistiť reliéf zakrytých vulkanických telies pri Beši a Čičarovciach. Výsledky meraní boli znázornené vo forme geoelektrických rezov, v ktorých zakreslený oporný geoelektrický horizont naznačuje približne tvar, ale nie hrúbku vulkanických telies.

Syntézu geofyzikálnych údajov z celej oblasti východoslovenského neogénu a širšieho okolia zameranú na stavbu predterciérneho podložja a neogénny vulkanizmus urobil L. Pospíšil (1983).

Najstaršie geofyzikálne práce v Zemplínskych vrchoch (P. Šucha in V. Baňacký et al. 1984) boli geoelektrické a magnetometrické merania F. Meissela (1954), ktorý použil metódu spontánnej polarizácie (SP), geoelektrického a magnetického profilovania spolu s meraniami metódou vertikálnej elektrickej sondáže (VES). Cenným výsledkom bolo zistenie anomálneho pruhu SP v oblasti Veľká Trňa – Kúpele s pokračovaním na S. Maximálne anomálie dosahovali až 600 m na východ.

Geofyzikálne práce mali tiež za úlohu prispieť k priestorovému vymedzeniu produktívnych vrstiev, k riešeniu tektonických pomerov územia a zistiť hĺbku a pokračovanie uhľonosného horizontu v podloží neogénnej trňanskej depresie.

V j. časti Zemplínskych vrchov bol použitý komplex metód (D. Obernauer et al. 1971), vrátane gravimetrického mapovania a profilov. Použité boli VES, magnetometria a symetrické odporové profilovanie (SOP). Merania mali malý dosah a určili len rozdiely v odporoch karbónu, permu a mezozoika. Magnetometria sledovala neovulkanické polohy, interpretované boli poruchové zóny s.-j. smeru.

Z hľadiska použitých metód majú z fyzikálnych vlastností najväčší význam odpory hornín: čerhovské súvrstvie charakterizujú odpory okolo 300 ohm.m; veľkotrňanské súvrstvie má nízke odpory – od 5 do 100 ohm.m; malotrňanské súvrstvie má podobné odpory ako veľkotrňanské súvrstvie; súvrstvie Šimonovho vrchu ako vulkanicko-sedimentárne súvrstvie charakterizujú premenlivé odpory od 50 do 100 ohm.m až do približne 1000 ohm.m. Pre neogén sú typické nízke odpory pod 10 ohm.m. Prítomnosť ryolitových tufov jeho odpory zvyšuje, maximálne však na odpor 40 ohm.m.

V roku 1981 začali na lokalite Veľká Trňa geofyzikálne merania v rámci úlohy Slovensko – uhlie – geofyzika (J. Šefara – J. Komora 1983). Išlo o 7 profilov premeraných metódou VES, VDV (veľmi dlhých vln), SP-VP (spontánna polarizácia – vyvolané potenciály).

Merania potvrdili značnú zložitú geologickej stavby územia. Potvrdené boli vrásovo-príkrovové a zlomové štruktúry. V oblasti Zemplínskych vrchov bol zistený v podloží čerhovského súvrstvia ďalší nízkooporový horizont, ktorého najpravdepodobnejšou interpretáciou je produktívne súvrstvie. Zmapovaný bol reliéf trňanskej depresie a potvrdil sa jej zlomový charakter. V s. a v. časti, ktoré boli odporúčené na ďalší geofyzikálno-geologický prieskum, boli opísané oblasti s menej komplikovanou stavbou a pravdepodobným výskytom produktívneho súvrstvia blízko povrchu. Ako menej nádejná oblasť bolo označené širšie okolie kóty Čokaš.

Geofyzikálny prieskum v okolí Veľkej Trne pokračoval metódami geoelektrickými (VES, VP, SP), magnetometriou, gamaspektrometriou a seizmickou metódou SRB (metóda spoločného reflexného bodu).

V tomto území bol robený tiež letecký geofyzikálny prieskum v rámci merania Slanských a Zemplínskych vrchov (I. Gnojek et al. 1981) v mierke 1:25 000 s azimutom profilov 85°, ktorý predstavuje generálnu kolmicu na väčšinu štruktúrnych smerov meranej oblasti.

Najnovšie bol v j. časti Zemplínskych vrchov a v jz. okraji VSN aplikovaný komplex geofyzikálnych metód na overenie možnosti detekcie hydrogeotermálnych štruktúr s perspektívou podchytenia nových zdrojov termálnych vôd (M. Puchnerová et al. 1985). Hlavným výsledkom je čiastočne tektonicky interpretovaná schéma hrúbok predneogénneho podložia v mierke 1:25 000, ktorá zobrazuje najvýraznejšie morfoštruktúry predneogénneho substrátu. Ďalej je dôležité zistenie výraznej geotermálnej aktivity, vymedzenie dislokácií s rôznou intenzitou vertikálneho posunu, neovulkanických telies, ako aj čiastočné určenie litologického charakteru skúmaných horninových komplexov.

Prevažujúce horniny Zemplínskych vrchov, t.j. sedimenty karbónske a permské, neovplyvňujú výrazne priebeh magnetického poľa, ktoré z čiastkovej magnetickej elevácie s maximom +50 nT vystupuje v neogéne medzi Kožuchovom a Zemplínskym Brančom postupne klesá k J cez celý zemplínsky ostrov až k jeho j. okraju na hodnotu 0 (-10 nT) pri Ladmovciach (hodnoty intenzít anomálií sú pre prepočet poľa na výšku 400 m nad terén). Miestami sa anomáliami prejavujú niektoré neovulkanity. Napríklad ryolitové teleso jv. od obce Bara, zatiaľ čo andezitové teleso na Z od obce Bara neovplyvňuje priebeh magnetického poľa.

V karbónskych horninách je v koncentráciách rádioaktívnych prvkov zre-

teľné rozhranie na spojnici Malá Trňa – Cejkov. Lokalizuje sa tu hranica medzi sedimentárnym karbónom na S a vulkanickým karbónom na J od uvedenej línie.

V sedimentoch karbónu v s. časti sú koncentrácie draslíka 1,5 %, uránu 2-3 ppm a thória okolo 8 ppm. V j. časti majú vulkanity karbónu letecky zistené koncentrácie K a Th v mierne vyšších hodnotách, a to 1,5-2,9 K, rovnaké množstvo U a 8-10 ppm Th, na z. okraji, pri Malej Trni až 12 ppm Th. Tieto údaje signalizujú prítomnosť slabo kyslých vulkanitov.

Z lokálnych zaujímavostí stoja za zmienku letecky zistené koncentrácie pri Cejkove (4 % K, 5 ppm U, 6-8 ppm Th), kde boli pozemnou orientačnou kontrolou v území lomu na usmernenom, šupinato-rozpadavom, pravdepodobne premenenom ryolite zmerané in situ hodnoty od 3 do 6 % K, 4-7 ppm U a 2-10 ppm Th.

Neogénne sedimenty obklopujúce Zemplínske vrchy obsahujú bežne 1-2 % K, 1-3 ppm U a 6-10 ppm Th.

Najnižšiu strednú objemovú hustotu vykazujú ryolitové tufy, jemnozrné (neogén) $1,65 \text{ kg.dm}^{-3}$, silne porézne horniny s vysokým stupňom zvetrania. Ryolitové tufy z vrtu TR-37 majú strednú objemovú hustotu až $2,61 \text{ kg.dm}^{-3}$. Z povrchových odberov vyplývajú tieto hodnoty: ryolity $2,26 \text{ kg.dm}^{-3}$, ryolitové tufy $1,65 \text{ kg.dm}^{-3}$, andezity $2,56 \text{ kg.dm}^{-3}$, vápence $2,64 \text{ kg.dm}^{-3}$, kremité porfýry $2,56 \text{ kg.dm}^{-3}$, bridlice $2,55 \text{ kg.dm}^{-3}$. Jednotlivé štruktúrno-stratigrafické etáže, zastúpené v geologickej stavbe Zemplínskych vrchov (mezozoikum, perm-karbón, kryštalinikum) sa evidentne líšia svojimi priemernými hodnotami hustotných parametrov, čo umožňuje ich priestorovú definíciu v tiažovom poli.

Východoslovenská nížina je hydrotermálnou oblasťou so zvýšenými povrchovými teplotami a tepelným tokom. Teploty okolo 30 °C je možné očakávať do hĺbky 230 m, pod touto hĺbkou budú vyššie. Skúmaná oblasť sa teda javí ako priaznivá na podchytenie termálnych vôd.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ

Byštianske súvrstvie je zložené z metamorfitov vysokého stupňa premeny: biotitické ruly so staurolitom, granátovo-biotiticko-silimatické ruly, amfibolicko-biotitické ruly, amfibolity, migmatity.

V predmetamorfnom stave bol tento komplex tvorený súborom sedimentov bohatých na Al, to znamená ílovcov, snáď s medzivložkami pieskovcov a ílovitých karbonátov, ktoré obsahovali polohy bázičného vulkanoklastického materiálu.

Vek hlavnej fázy progresívnej metamorfózy je považovaný za proterozoický na základe analógie s výskytmi z územia MLR, kde bol doložený rádiometricky (G. Pantó et al. 1967). Ďalšia etapa premeny je spojená s variskou tektonogenezou. Má charakter regresívnej metamorfózy, zviazanej s procesmi alkalickéj metasomatózy.

V alpínskej etape došlo k intenzívnej mylonitizácii celého súboru a k následnej nízkotermálnej hydrotermálnej premene, zviazanej s terciárnym vulkanizmom. Hoci intenzita tlakovej deformácie je nerovnomerná, je v celom súbore veľmi výrazný dvojité systém alpínskej strižnej kliváže.

Sedimentačný bazén bol v období mladšieho paleozoika kontinentálny, grabenového typu. Vznikol v dôsledku tektonickej aktivizácie starého, pravdepodobne asyntsko-kaledónskeho bloku, ku ktorej došlo v období vrcholenia variskej orogenézy.

Sedimentačný bazén bol vyplnený vulkanosedimentárnymi formáciami, v bazálnej časti v prevahe hruboúlomkovitými, obohatenými o mineralogicky zrelý kremenný detrit. Vysoké obsahy zín kremeňa v pieskovcoch čerhovského a luhynského súvrstvia signalizujú dlhé obdobie konsolidovanosti podkladu a prevládania procesov chemického zvetrávania na jeho povrchu. Objavenie sa polôh červeno sfarbených sedimentov v profile čerhovského súvrstvia môže svedčiť o type lateritického zvetrávania.

Sedimenty čerhovského súvrstvia sa ukladali v podmienkach aluviálnych, v prostredí bohatom na dostatok vodných zrážok. Predpokladom pre tento sedimentačný model bola existencia tektonicky aktívnych okrajov sedimentačného bazénu. Na základe dobre vyvinutej cykličnosti, vysokého stupňa opracovanosti valúnového materiálu a nedostatku ílovitej zložky možno uvažovať, že sedimenty čerhovského súvrstvia predstavujú fosílné uloženiny stredných častí podhorských alúvií.

Ďalší paleogeografický vývoj sedimentačného bazénu (trňanské, kašovské a cejkovské súvrstvie) bol ovplyvnený pulzujúcou tektonickou aktivitou v znosovej oblasti a zmenou klimatických podmienok.

Podstatná časť výplne sedimentačného bazénu je stefanského veku, keď kulminovala i vulkanická činnosť. Vulkanizmus bol prevažne subaerický. Výlevné telesá sú zachované len sporadicky v trňanskom a kašovskom súvrství. Podstatne bohatšie sú zastúpené ignimbrity a rôzne typy vulkanoklastík. Značná časť vulkanogénneho materiálu bola prepracovaná povrchovými činiteľmi a redeponovaná v rámci bazénu.

Stúpajúca tektonická aktivita sa odrazila i v prudkom klesaní mineralogickej zrelosti sedimentov v období od vrchného vestfálu-stefanu A až

po spodný perm. Podnebie počas celého tohto obdobia bolo teplé a vlhké. Dostatočné množstvo vodných zrážok a tektonicky aktívny reliéf podmienil prínos množstva klastického materiálu do sedimentačného bazénu. Na pomerne dlhé obdobie sa vytvorila zóna sedimentačného prostredia riečno-jazerného, ktorá do seba včleňovala širokú škálu subprostredí, vrátane korytových a povodňových sedimentov, uloženín medziramenných zálivov, občasných močiarov a rašelinísk a celej škály deltovo-jazerných sedimentov, hlavne podvodnej časti výnosových kužeľov.

Súvislejší rastlinný pokryv bol pravdepodobne hlavne na vyvýšených častiach okrajov sedimentačného bazénu, odkiaľ bol rastlinný detrit i kme-ne stromov znášané povrchovými tokmi do depresných častí.

Uhoľné sloje nerovnomernej hrúbky a všeobecne s malým plošným rozšírením majú litologické zloženie charakteristické pre limnicko-fluviálne cyklotémy, geneticky zviazané s kontinentálnymi bazénmi. Pre toto obdobie bolo charakteristické striedanie režimu stojatých vôd s režimom aktívneho prúdenia. Rastúce a neprerušené diastrofické pohyby v období stefanu B-C podmienili nepretržité ukladanie sedimentov v podmienkach aktívneho prúdenia. Pieskovce z vrchnej časti trňanského a z kašovského súvrstvia sú pomerne dobre štruktúrne vytriedené v kontraste s ich nízkym stupňom mineralogickej zrelosti, čo je charakteristické pre tektonicky aktívnu oblasť s dostatkom vodných zrážok.

Približne začiatkom spodného permu došlo k rýchlej zmene podnebia. Humidnú klímu vystriedala aridná. Výrazne sa to prejavilo v zafarbení a litologickom zložení sedimentov cejkovského súvrstvia. Podmienky sedimentácie prebiehali v aluviálnom sedimentačnom prostredí, so znakmi typickými pre aridné a semi-aridné oblasti. Proximálne a distálne aluviálne fácie sa laterálne a vertikálne striedajú s uloženinami povodňovej plošiny alebo občasných aridných jazier.

K úplnej konsolidácii celej sedimentačnej oblasti došlo ešte v pred-triasovom období (černochovské súvrstvie).

Bazálne časti lúžňanského súvrstvia odrážajú vývoj v spodnom triase. Sú charakteristické vysokým stupňom štruktúrnej a mineralogickej zrelosti. Signalizujú predchádzajúce obdobie tektonického pokoja s prerušením sedimentácie a s intenzívnym chemickým zvetrávaním. Relikty dokonale opracovaných zŕn kremeňa svedčia o viacnásobnom cyklickom prepracovaní. Relatívne malá hrúbka, dobre vyvinutá vrstevnatosť, rozšírenie vrstiev na značnú vzdialenosť dokladá usadzovanie v podmienkach tektonicky stabilného režimu. Komplex bazálnych kremenných pieskopcov subarkóz s polohami drobnozrných zlepcov je pozvoľne smerom do nadložia vystriedaný evaporitovou litologickou asociáciou. Je zložená z prachovcov ílovitých a dolomitovo-ílovitých bridlíc, miestami so šošovkovitými polohami ílovitých dolomitov a sadrovcov.

Súbor sedimentov spodného triasu (lúžňanské súvrstvie) je interpretovaný ako aluviálno-príbrežný v spodnej a lagunárno-sabchový vo vrchnej časti. Vápniťo-piesčité ílovce, rauvaky a polohy dolomitov naznačujú postupnú zmenu sedimentačného prostredia. V období stredného triasu prevládala v okrajovej časti bazénu, ktorý bol spojený s otvoreným morom, karbonátová sedimentácia. Členitosť bazénu vo vertikálnom smere dokumentuje striedanie facií od spodného do vrchného anisu. Sivé, tmavosivé až čiernosivé lavicovité masívne kalové vápence (gutensteinské vápence) i bez nálezov fauny sú zaradované do spodného anisu. Blízkosť pobrežia dokumentujú časté ílovité vložky s drobnoklastickou prímiesou. Tmavé vápence sú postupne smerom do nadložia vystriedané súborom dolomitov a svetlých vápencov s faunou.

Časté sú vložky ílovitých bridlíc a rauvakov. Striedanie dolomitov, vápencov s vložkami ílovitých bridlíc s podielom klastickej zložky je odrazom rytmickej sedimentácie okrajovej časti otvoreného morského bazénu.

Vrchnejšie členy mezozoika Zemplínskych vrchov na povrchu nie sú zachované. Možno však na základe korelácií s ostatnými výskytmi mezozoika v Západných Karpatoch predpokladať podobný vývoj, akosa interpretuje pri obalových skupinách južnej časti veporika. Alpínska príkrovová stavba Zemplínskych vrchov nie je jednoznačne dokázaná, vyššie príkrovové jednotky tu nie sú zastúpené. Nové obdobie kumulácie sedimentov v utvorených bazénoch je spojené až s terciérnou tektonikou. Mezozoikum, mladšie i staršie paleozoikum zistené hlbokými vrtmi v podloží terciérno-kvartérnej výplne Východoslovenskej nížiny na S a SV od Zemplínskych vrchov nepovažujeme za súčasť zemlinika v zmysle definície predloženej v týchto vysvetlivkách. Ptrukšianska, ani iňačovská a užhorodská jednotka nevystupujú na povrchu, preto ich geologická mapa nezohľadňuje. Sú predmetom osobitnej štúdie zhodnotenia a reinterpretácie hlbokého podložia Východoslovenskej nížiny. Toto podložie ako fenomén s afinitou k východokarpatským jednotkám má i osobitný od zemlinika odlišný vývoj tak v paleozoiku, ako aj v mezozoiku.

Do severnej časti študovaného územia zasahovala pravdepodobne v paleogéne morská záplava z priestoru vnútorných Karpát (vnútrokarpatský paleogén R. Rudinec 1980). Od konca paleogénu až po bádne bolo územie pravdepodobne vynorené, hoci existujú isté príznaky, že v okolí Zemplínskych vrchov bol pôvodne vyvinutý egenburg. Zvyšky po ňom sa však nezachovali. Prvá miocénna, sedimentmi doložená morská záplava prenikla do študovaného územia v karpate. Sedimentácia prebiehala v okrajovom morskom prostredí, s občasou evaporitickou sedimentáciou a s klastickou sedimentáciou pestrých ílovcov. V spodnom bádene sa morská transgresia rozšírila na celé územie a zaplavila aj značnú časť Zemplínskych vrchov. V strednom bádene morské prostredie degraduje (aspoň v s. časti územia), čoho príznakom je evaporitická sedimentácia. Evapority sú vyvinuté iba lokálne, inde sú suplované piesčito-tufitickými vrstvami. Vo vrchnom bádene bol obnovený morský režim. Morské prostredie sčasti ovplyvňovala rozsiahla delta vyvinutá v severnej časti východoslovenskej panvy. Sedimentáciu hlavne počas stredného a vrchného bádenu sprevádzal vulkanizmus, ktorého centrá boli v bezprostrednom okolí, alebo aj priamo v študovanom území.

V bádene, hlavne vyššom, bola aktívna synsedimentárna zlomová aktivita. Aktívnymi zlomami boli zlomy sz. smeru, ktoré vymedzujú zemplínsku hrast a prešovsko-trebišovskú depresiu. Koncom bádenu more ustupuje. Nová transgresia tentokrát brakického, postupne vysladzovaného mora začína v sarmate. Proces vysladzovania prebiehal od Z na V. Sedimentácia klastického materiálu bola epizodicky a lokálne vystriedaná uhoľnou sedimentáciou.

V sarmate kulminuje andezitový vulkanizmus a pokračuje synsedimentárna aktivita hlavne zlomov sz. smeru.

V panóne pokračuje degradácia sedimentačného prostredia, ktoré sa mení na slabobrakické až jazerné, neskôr v pliocéne výlučne jazerné, resp. riečne. Pretrváva lokálna a epizodická tvorba lignitu.

Aktivita zlomov postupne ochabovala a vulkanická činnosť skončila v panóne, prípadne už vo vrchnom sarmate.

V období neogénu bola v území zobrazenom na mape významná vulkanická činnosť. Produkty neogénneho vulkanizmu vystupujú na povrch v izolovaných celkoch od Michalian na SZ až po Kráľovský Chlmec na JV. Časť vulkanitov je prekrytá mladšími sedimentmi (pochované zemplínske vulkanické pohorie — v zmysle J. Slávika 1972).

Vulkanity tvoria dve základné petrografické skupiny hornín – acidné a intermediárne, ktoré sa vyskytujú vo viacerých stratigrafických obzorochoch od stredného bádenu do vrchného sarmatu.

Vrchnopliocénne jazero sa postupne zanášalo, zmenšovalo sa a diferencovalo na menšie prietočné jazera. Vznikali plytké močariská, z ktorých vyčnievali močiarne dreviny typu Taxodiaceae a Myricaceae, na suchšom substráte *Carya* a *Alnus*. Na formujúcich sa hrasťových štruktúrach bol rozšírený listnato-ihličnatý les (*Quercus*, *Tilia*, *Cedrus*, *Picea*). Z prietočných jazier sedimentovali íly, piesčité íly, piesky, ktorých vývoj pokračoval až do začiatku pleistocénu. V súčasnosti sú tieto sedimenty zachované v centrálnej časti trakanskej čiastkovej depresie. Do tohto sedimentačného prostredia bol z dvíhajúcich sa Zemplínskych vrchov a andezitových telies v rovine vynášaný hrubozrnný materiál, ktorý plynulú fluviálno-limnickú sedimentáciu často prerušoval. Zvyšky tejto akumulácie – slabo opracované úlomky a valúny sa nachádzajú aj od Kašova.

Fluviálno-limnický vývoj pokračoval i v starom pleistocéne ukladaním prevažne ílovitých a piesčitých sedimentov. V okrajovej časti, počas formovania hranskej (dolnoondavskej) prepادلiny sedimentovali piesčité štrky.

V mindelskom glaciáli sa prietočné jazierka ešte viac rozpadávali, v močiaroch sa tvorila gyttja a sapropely, pokojne meandrovali riečky a potoky. Faunové spoločenstvo z tohto obdobia poukazuje na nevysychajúce, pokojné prostredie typu prietočných jazierok s ílovitým až bahňitým dnom. V niektorých častiach depresii a prepادلín dochádzalo k ukladaniu jemno- až strednozrnných pieskov, rytmicky sa striedajúcich s jemnopiesčito-ílovitými vrstvičkami a drobnými valúnkami. V Zemplínskych vrchoch zvetraním uvoľňovaný hlinito-kamenitý materiál prenášala soliflukcia a proluviálne procesy ho sformovali do podhorských kužeľov a čiastočne ním vypĺňali černochovskú depresiu.

V období mindelsko-riského interglaciálu nastalo oteplenie. Podnebie bolo mierne, o niečo teplejšie ako v súčasnosti. Na hladine stojatých až pomaly tečúcich vôd voľne plávali vodné papradiny. V tomto prostredí sedimentovali prevažne pelity a čiastočne psamity.

Koncom mindelsko-riského interglaciálu riečno-jazerný charakter územia ustúpil, riečna sieť sa rozšírila. Nástupom riského glaciálu začína intenzívna fluviálna činnosť, vplyvom ktorej dochádzalo k vypĺňaniu depresii, prepادلín a celej subsidenčnej roviny nánosmi hrubých súvrství piesčitých sedimentov. V rise prebiehala i najväčšia proluviálna činnosť, počas ktorej boli vynášané periglaciálne kužele, ktoré vypĺňali priestor medzi Zemplínskymi vrchmi a roňavskou prepadlinou. Vývoj prolúvií bol prerušený v interštádiáli (ris 1/2), počas ktorého došlo k zahlineniu, a na sprášach a hlinitých delúviách prebiehala tvorba pôd. V mladšom období risu (r²) boli koncové časti kužeľov Roňavou erodované a na miestach erózie Roňava ukladala piesčité štrky. Fluviálne piesčité štrky ukladal i Bodrog v Bodrockej rovine. Oživenie vývoja nastalo v černochovskej depresii, v ktorej dochádzalo k poklesu a k jej vyplňovaniu silne zahlinenými proluviálnymi štrkami, soliflukčnými balvanmi a blokmi.

Na východnom a južnom predpolí Zemplínskych vrchov navršili eolické procesy spraše a piesky, pokryli úpätný stupeň a zarovnali terénne denivelácie. Silná erózia koncom risu odstránila veľkú časť eolických, fluviálnych a proluviálnych sedimentov a uložila ich vo fluviálnom prostredí roviny. Na úpätnom stupni Slanských vrchov podľahla erózii koncom risu roňavská akumulčná terasa, na miesto ktorej ešte v riskom glaciáli sedimentovali od východu transportované fluviálno-deluviálne hlinité štrky.

K veľkému zahlineniu došlo v risiko-würmskom interglaciáli. Výrazne sa to prejavilo vo všetkých depresiách, prepadlinách a v subsidenčnej rovine v podobe regionálne rozšíreného hlinitého sedimentačného pokryvu. Na hlinitých a piesčitých eolických a deluviálnych sedimentoch dochádzalo k tvorbe pôd a pôdnych komplexov.

Mladopleistocénny vývoj je charakteristický veľkou produkciou jemnopiesčitých fluviálnych sedimentov, ktoré rieky ukladali do subsidenčných častí územia. Ich vývoj a vývoj piesčitých štrkov v roňavskej prepadline boli prerušené interštadiálnym zahlinením ($w_1/2$). Piesčitémi štrkami boli vyplňané vo würmskom glaciáli spodné časti nív potokov na úpätnom stupni Slanských vrchov.

Na západnej strane Zemplínskych vrchov pokračuje svahová činnosť, počas ktorej proluviálne procesy vynášali úlomkovito-štrkovitý zahlinený materiál a vytvárali rôzne formy kužeľov. V tomto období dochádzalo k prejavom intenzívnej eolickéj činnosti, ktorá vytvorila sprašové komplexy a nahromadila piesčité presypy a presypové valy. Vývoj eolických sedimentov bol prerušovaný v interštadiáloch ($w_1/2$, $w_2/3$), počas ktorých sa na sprašiach vytvarali černozemné a hnedozemné typy pôd. Intenzívna bola tvorba hlinitých delúvií na predpolí okolitých vrchov.

V neskorom glaciáli sa začína pod západnými a južnými svahmi Pilisu v Zemplínskych vrchoch formovať mladá depresia, ktorú postupne vyplňali hlinitopiesčité fluviálne a fluviálno-deluviálne sedimenty. Na niektorých miestach pokračuje sedimentácia fluviálnych pieskov, nastávajú vhodné podmienky pre tvorbu organických sedimentov. Oživenie niektorých potokov vo vrchoch vyvolalo menšiu kužeľovú akumuláciu. Na dunách dochádza k narastaniu vrstiev eolického piesku. Ďalšia sedimentácia spraší pokračuje už iba v bešiansko-pavlovskom eolickom komplexe. Postglaciálny vývoj prebiehal hlavne v subsidenčnej rovine, v ktorej v starom a strednom holocéne sedimentovali hlíny, miestami piesčitého a ílovitého charakteru, ktoré s polohami pieskov a organickou zložkou tvoria jeden komplex.

V mladom holocéne jemnopiesčité, jemnopiesčito-hlinité, hlinité a ílovité povodňové kaly, slatiny a hnilokaly pokryli celú subsidenčnú rovinu a potoky na predpolí okrajových vrchov formovali svoje nivy. Na rôznych typoch sedimentov dochádzalo k ďalšej tvorbe pôd.

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS

POZDIŠOVSKO-IŇAČOVSKÁ JEDNOTKA

PALEOZOIKUM

103 Metamorfity stredného stupňa premeny

MEZOZOIKUM

102 Slabometamorfované vápence, bridličnaté vápence, bazické vulkanity (? stredný trias – ? spodná krieda)

PTRUKŠIANSKA JEDNOTKA

STARŠIE PALEOZOIKUM

101 Fylity, epimetamorfované pieskovce a acidné vulkanity

MLADŠIE PALEOZOIKUM

100 Slabometamorfované pieskovce, piesčité bridlice, flovité bridlice, acidné vulkanoklastiká (perm – spodný trias)

MEZOZOIKUM

99 Slabometamorfované vápence, bridličnaté flovité vápence, bazické vulkanity (stredný trias – ? spodná krieda)

ZEMPLINIKUM

PROTEROZOIKUM

BYŠTIANSKE SÚVRSTVIE

Tvorené je súborom metamorfitov, v rôznom stupni injektovaných biotitických pararúl, granátovo-sillimanitovo-biotitických a plagioklasových pararúl, ktoré smerom do podložja prechádzajú do amfibolicko-biotitických rúl, migmatitov a amfibolitov. Vystupuje na povrch v pomerne malom úseku jv. od kúpeľov Byšta. Výskyt je rozšírený aj smerom na maďarské územie, medzi obcami Vilyvitány a Felsőregmec.

Proterozoický vek tohto komplexu doložený Rb/Sr metódou, ako aj jeho variské metamorfné prepracovanie doložené K/Ar metódou boli zistené zo vzoriek z územia MĽR (G. Pantó et al. 1967).

Doteraz najkompletnejší profil byštianskeho súvrstvia sme získali vrtom BB-1, situovaným na JV od kúpeľov Byšta (konečná hĺbka 645 m; J. Vozár et al. 1986).

98 Metamorfity vysokého stupňa premeny: biotitické ruly so staurolitom, granátovo-biotitovo-sillimanitické ruly, amfibolicko-biotitické ruly, amfibolity, migmatity.

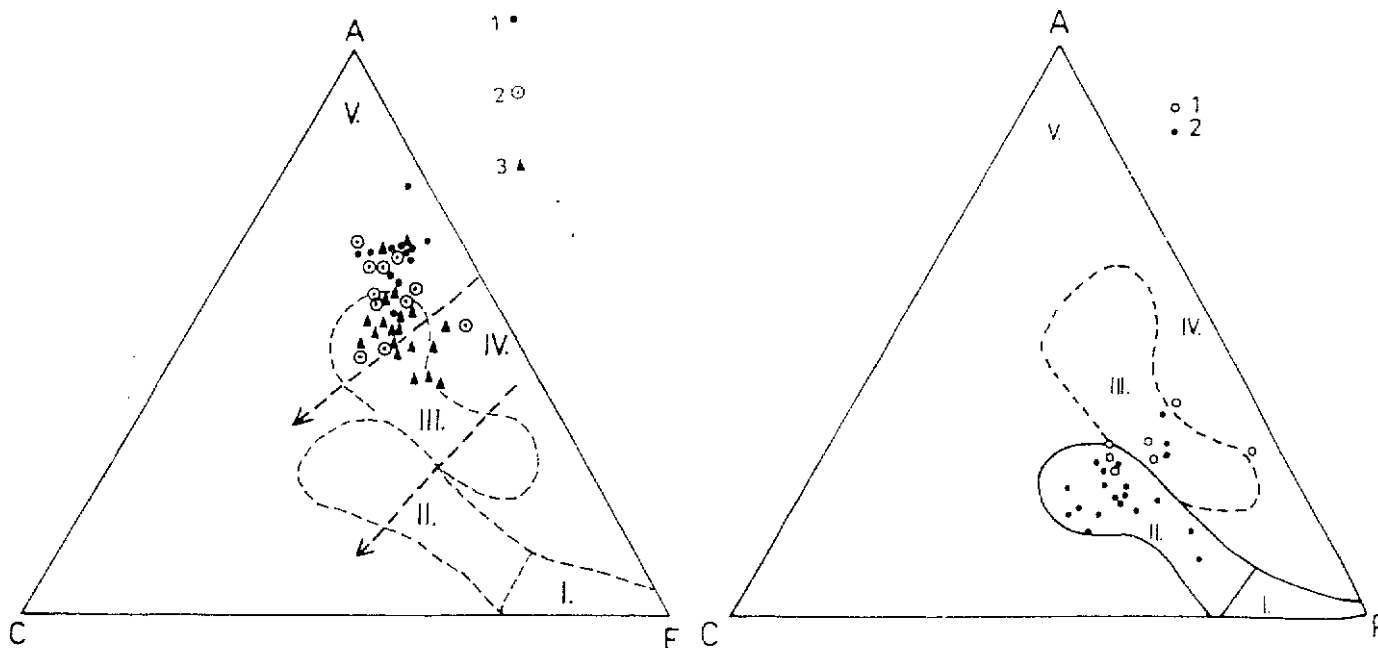
Súbor metamorfitov je pestrý na minerálne paragenézy. Typická paragenéza metamorfných minerálov v biotitických a plagioklasových rulách je kremeň + plagioklas + biotit + granát ± staurolit. Tieto horniny majú textúru drobnú- a strednozrných rúl. Z povrchových výskytov na maďarskom území bol v tejto metamorfnej fácií opísaný aj distén (G. Pantó 1965).

Smerom do podložia (overené v profile vrtu BB-1) sa objavuje v rulách paragenéza minerálov, ktorá zodpovedá počiatkom vysokého stupňa premeny. Zistené koexistujúce minerály: draselný živec + biotit + plagioklas + kremeň ± granát, titanit.

V komplexe sillimanitovo-biotitických rúl je prítomný i muskovit, ale iba ako sekundárny minerál. Vysoký stupeň premeny byštianskeho súvrstvia je

Tabuľka 1 Príklady modálneho zloženia migmatitov z vrtu BB-1

| | 593,0 m | 590,0 m | 582,5 m | 553,0 m | 528,0 m | 501,0 m | 481,0 m |
|------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| kremeň | 21 | 34 | 37 | 27 | 34 | 31 | 34 |
| plagioklas | 29 | 29 | 27 | 28 | 20 | 29 | 27 |
| ortoklas | 18 | 11,5 | 8 | 14 | 21 | 17 | 22 |
| mikroklín | - | 2 | 21 | 15 | 1 | - | - |
| biotit | 30 | 22,5 | 7 | 16 | 20 | 22 | 16 |
| muskovit | - | - | - | - | 4 | - | - |
| granát | 1 | 1 | akces. | - | - | 1 | 1 |
| titanit | 1 | - | akces. | akces. | - | - | - |
| apaťit | akces. | - | akces. | akces. | akces. | - | - |



Obr. 2 Diagram ACF modifikovaný podľa H.G.F. Winklera (1979)
1 – sillimanit-biotitické ruly, 2 – biotitické ruly, 3 – migmatity

Obr. 3 Diagram ACF modifikovaný podľa H.G.F. Winklera (1979)
1 – biotit-amfibolické ruly, 2 – amfibolity

I – pole ultrabázických hornín; II – pole bazaltických a andezitických hornín; III – drobky; IV – íly a bridlice bezkarbonátové alebo najviac s obsahom 35 % karbonátov; V – na Al bohaté íly a bridlice

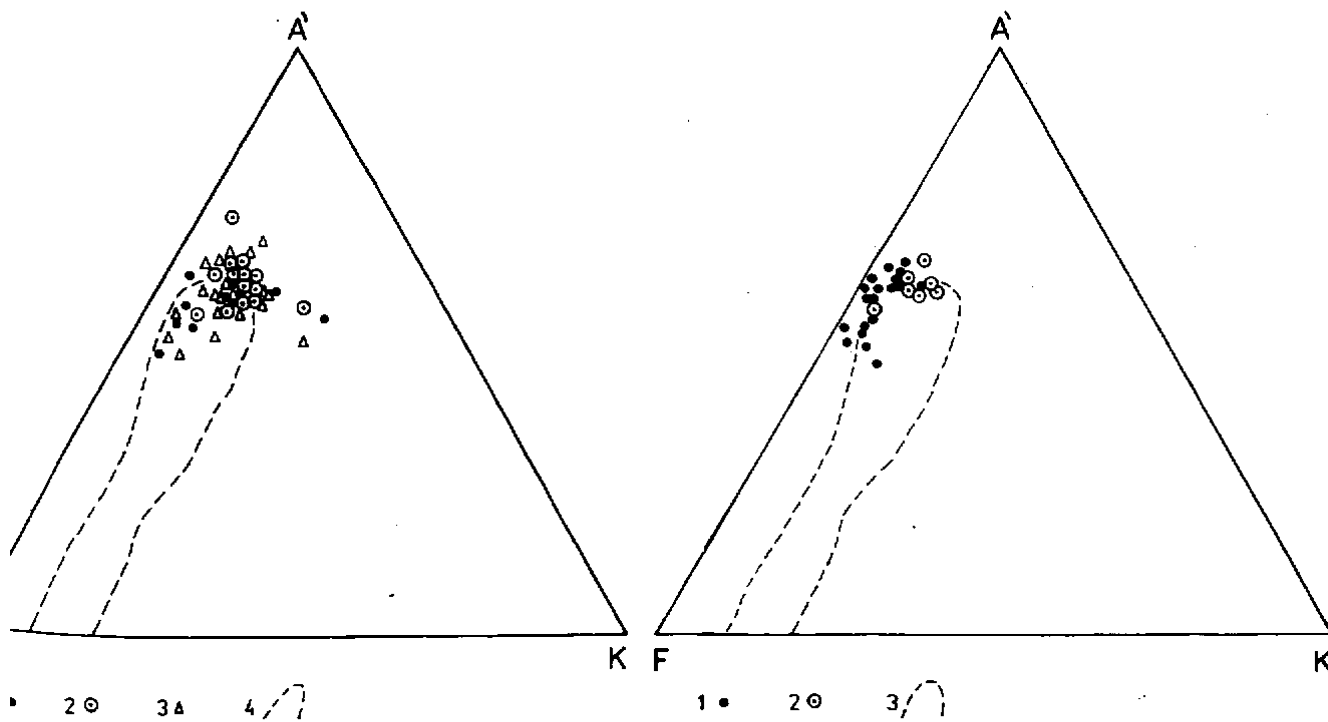
dokumentovaný i prítomnosťou anatektických rúl – migmatitov pásikovanej textúry, do ktorých komplex biotitických a granátovo-sillimanitovo-biotitických rúl pozvoľne prechádza.

Migmatity sú hrubozrnné s heterogénnou štruktúrou. Minerálna paragenéza: kremeň + plagioklas + biotit + ortoklas. Ako sprievodné minerály sú prítomné granáty, titanit, amfiboly a v ojedinelých prípadoch sillimanit. Migmatity sú postihnuté mladšou K-metasomatózou, ktorá sa prejavuje mikroli- nizáciou a vznikom sekundárneho muskovitu. Mikroklín metasomaticky zatláča živce prvej generácie (plagioklasy i draselné živce) a tvorí i samostatné porfyroblasty. Prínos K bol sprevádzaný silicifikáciou a vznikom kryštálov apatitu a turmalínu. Príklady modálneho zloženia migmatitov sú uvedené v tab.1.

Chemické zloženie a charakter zvyškových minerálov priradujú migmati- ty k radu metamorfitov vzniknutých premenou pelitov a drob (obr.2,4). V sú-

Tabuľka 2 Príklady modálneho zloženia amfibolicko-biotitovej ruly a amfibolitov z vrtu BB-1

| | 486,5 m | 577,0 m | 603,0 m | 609,5 m | 622,0 m | 630,0 m |
|------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| amfibol | 17 | 54 | 51 | 61 | 60 | 71 |
| plagioklas | 26 | 30 | 12 | 5 | 20 | 14 |
| ortoklas | 12,5 | 7 | akces. | - | - | - |
| kremeň | 28 | 9 | - | - | 4 | - |
| biotit | 15 | - | 12 | - | 5 | 5 |
| granát | 1 | - | - | - | - | - |
| titanit + apatit | 0,5 | - | - | - | - | - |
| titanit | - | - | 10 | 9 | 11 | 8 |
| epidot | - | - | 10 | 24 | - | 2 |
| kalцит | - | - | 4 | - | - | - |
| apatit + kremeň | - | - | 1 | 1 | - | akces. |



Obr. 4 Diagram A¹FK, s polom vymedzeným pre droby a íly (podľa H.G.F.Winklera 1979)
1 – biotitické ruly, 2 – sillimanit-biotitické ruly, 3 – migmatity, 4 – droby, íly

Obr. 5 Diagram A¹FK pre amfibolity (1) a amfibolické ruly (2)

hore rúl a migmatitov byštianskeho súvrstvia vystupujú polohy amfibolicko-biotitických rúl a amfibolitov. Vznikli premenou bázických výlevných hornín a ich tufov. Amfibolicko-biotitické ruly obsahujú okrem kremeňa, draselného živca, plagioklasu a biotitu ešte amfibol, titanit a granát. V amfibolitoch je podstatná časť štruktúry tvorená amfibolom, ku ktorému pristupuje plagioklas. Často vytvárajú diablastické štruktúry. Granáty sú prítomné len akcesoricky. Amfibolity sú postihnuté tiež K-metasomatózou, ktorá sa v štruktúre prejavuje vznikom biotitu na úkor amfibolov. Kremeň je v amfibolitoch prítomný len v akcesorickom množstve (tab.2). Na základe chemického zloženia môžeme predpokladať, že amfibolity vznikli premenou bázických až intermediárnych vulkanitov a vulkanoklastík alkalicko-vápenatého až tholeiitového magmatického trendu (obr.6 A,B).

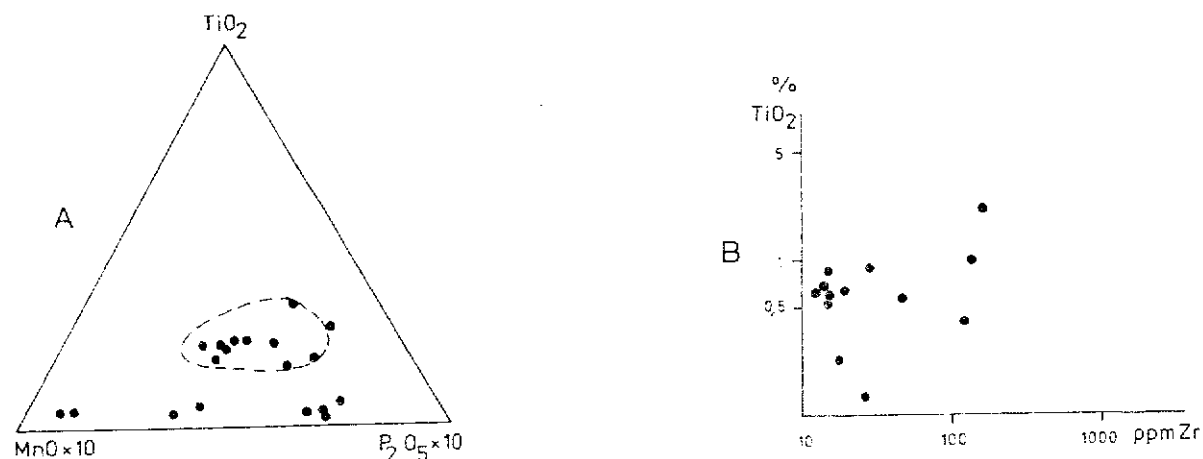
Súbor hornín byštianskeho súvrstvia je hlavne v jeho vrchných častiach (na povrchových výskytoch a vo vrte BB-1 približne až do 300 m) intenzívne mylonitizovaný. Horniny majú kataklastické štruktúry, sú porušené dvojitým systémom strižnej kliváže. Navyiac je celý tento súbor postihnutý mladou terciárnou hydrotermálnou premenou, ktorá je najintenzívnejšia práve v jeho kataklasticky deformovaných častiach.

Asociácia minerálov hydrotermálnej premeny: karbonáty (kalcit, Fe-dolomit), ílové minerály (kaolinit, dickit), kremeň, pyrit, turmalín, baryt, apatit, hematit, vzácné albit.

Horninotvorné minerály sú zatlačané sericitom, ílovitými minerálmi, karbonátom (živce), sericitom, chloritom, kremeňom, epidotom, kalcitom (biotit a amfiboly), kalcitom, leukoxénom (titanit), chloritom (staurolit).

Súbor hornín byštianskeho súvrstvia zodpovedá stupňom premeny podmienkam vrchnej časti amfibolitovej fácie až počiatkom anatexie (H.G.F. Winkler 1979). V metapelitoch sú charakterizované staurolitovou a sillimanitovou izográdou, čo zodpovedá fáciám stredných a nízkych tlakov.

Na základe chemického zloženia východiskové horniny patrili k triede pelitových a kremenno-živcových sedimentov a bázických hornín (diagramy ACF, A'FK, obr.2,3,4,5).



Obr. 6

A – diagram $TiO_2:MnO \times 10: P_2O_5 \times 10$ podľa E.D.Mullena (1983) s vyznačením poľa pre kontinentálne tholeity

B – diagram $TiO_2: ppm Zr$ podľa autorov G.H.Gale – J.A.Pearce (1982)

MLADŠIE PALEOZOIKUM

ZEMPLÍNSKA SKUPINA (vrchný karbón – perm)

Horninové súbory zemplínskej skupiny vystupujú na povrch v Zemplínskych vrchoch a západne od nich v malých výskytoch pri obciach Čerhov, Luhyňa, Kazimír uprostred terciérno-kvartérneho pokryvu.



| | | B. BOUČEK - A. PŘIBYL, 1959 | P. GRECULA - K. EGYŮD, 1982 | LITOSTR. ČLENENIE V LITOTEKTONICKOM PROFILE | LITOLÓGIA |
|--------------|--------|-----------------------------|-----------------------------|---|-----------|
| spodný trias | | | černochovské vrstvy | černochovské súvrstvie | |
| | vrchný | černochovské vrstvy | barské súvrstvie | černochovské súvrstvie | |
| perm | spodný | cejkovské vrstvy | kašovské súvrstvie | cejkovské súvrstvie | |
| | C | kašovské vrstvy | súvrstvie Simonovho vrchu | kašovské súvrstvie | |
| KARBÓN | B | vrchný oddiel | malotriňanské súvrstvie | triňanské súvrstvie | |
| | | | veľkotriňanské súvrstvie | | |
| | A | toronské vrstvy | | luhynské súvrstvie | |
| | | stredný (uhlínosný) oddiel | | čerhovské súvrstvie | |
| D | spodný | čerhovské súvrstvie | čerhovské súvrstvie | | |
| STEFAN | | | | | |
| VESTFÁL | | | | | |
| C | | | | | |

Tabuľka 3 Porovnávacía tabuľka litostratigrafického členenia zemplínskeho permokarbonsu (A. Vozátová 1983)

1 - ílovité bridlice, uhoľné bridlice so slojkami uhlia; 2 - ílovité bridlice, prachovce; 3 - pieskovce; 4 - zlepenec; 5 - ryolito-dacity; ryolito-dacitové vulkanoklastiká

V smere od podložia k stratigrafickému nadložíu pozostáva zemplínska skupina zo šiestich litostratigrafických jednotiek nižšieho rádu – súvrství (tab.3, na ktorej je vyjadrené i porovnanie s predchádzajúcim litostratigrafickým členením): čerhovského (P. Grecula – K. Együd 1982), luhynského (A. Vozárová 1983, 1986), trňanského (zodpovedá strednému a vrchnému oddielu torónskych vrstiev definovaných B. Boučkom – A. Příbylom 1959), kašovského, cejkovského a černochovského (všetky podľa B. Boučka – A. Příbyla 1959).

Súbor súvrství zemplínskej skupiny predstavuje relikť mladopaleozoickej výplne bazénu, ktorý vznikol na podklade tektonicky aktivizovaného masívu kryštalinika.

Hlavnými znakmi súvrství zemplínskej skupiny sú:

- absolútna prevaha klastických sedimentov,
- výrazne vyvinutá cykličnosť rádove malých, stredných i veľkých cyklov,
- vznik uhľonosnej litologickej asociácie v nadloží bazálnych súvrství skupiny,
- diskordantná pozícia celého súboru na bezprostrednom kryštalinickom podloží a ostrá hranica voči spodnotriasovým sekvenciám, poznačená stratigrafickým hiátom,
- ostrý prechod (na rozhraní medzi kašovským a cejkovským súvrstvím) od vlhkej teplej klímy k suchej a polosuchej teplej klíme.

Tektonickú aktivizáciu podložia a v nadväznosti na to i vznik zemplínskeho sedimentačného bazénu možno zviazať s ranoastúorskými (leonienskými?) pohybmi. Stratigrafické rozpätie súvrství zemplínskej skupiny je vestfál D (?) – spodný stefan až spodný perm (autun – saxón). Prítomnosť vrchného permu nie je dostatočne paleontologicky doložená, ale predpokladá sa, že jeho malej časti môže zodpovedať černochovské súvrstvie (zhodne s názormi A. Matějku – Z. Rotha 1950, B. Boučka – A. Příbyla 1959).

ČERHOVSKÉ SÚVRSTVIE (vestfál D)

Predstavuje bazálnu litostratigrafickú jednotku zemplínskej skupiny, pôvodne definovanú P. Greculom – K. Együdom (1982). Na povrchu vystupuje v tektonickej hrasti medzi obcami Malá Trňa a Čerhov a v malom výskyte na území MĽR. Jeho podstatná časť bola zachytená vo vrtoch Z0-7, Z0-8 (in P. Grecula – K. Együd 1982). Predpokladaná hrúbka je okolo 400 m, podľa údajov K. Együda (1982) až 600 m.

Na základe profilu vrtu Z0-8 (in P. Grecula – K. Együd 1982), kde bolo zachytené jeho bezprostredné podložie predpokladáme, že pozícia čerhovského súvrstvia na kryštaliniku je autochtónna. Priame dôkazy poskytlo i petrografické porovnanie valúnového materiálu s výskytom kryštalinika známym na povrchu pri kúpeľoch Byšta a v profile vrtu BB-1 (J. Vozár et al. 1986). Na maďarskom území je superpozícia bazálnych polymiktných zlepcov dokázaná priamo na kryštaliniku (E. Vadász 1953, G. Pantó 1965).

So svojím stratigrafickým nadložíom je čerhovské súvrstvie späté pozvoľnými prechodmi. Predpokladaný vek čerhovského súvrstvia je vestfál D. Mikroflóra, ktorá bola zistená v jeho najvrchnejších častiach, poukazuje na rozpätie vestfál D – spodná časť stefanu A (E. Planderová in E. Planderová et al. 1981). E. Planderová (l.c.) dokladá prevahu vestfálskej flóry, najmä sporu rodu *Triquitrites*, druhov *Microleticulatisporites sulcatus* (Wils. et Kr.) Smith et Butt., *Tripartites* sp., *Cirratriradites trizonarius* Dyb. Jach

Určujúcim litologickým znakom čerhovského súvrstvia je prevaha hrubo-

klastických sedimentov, hlavne strednozrnných polymiktných zlepcov sivej až sivohrdzavej farby. Usporiadanie sedimentov je cyklické. Celý súbor je zložený z mnohonásobne sa nad sebou opakujúcich malých sedimentárnych cyklov (hrúbky do 10 m). Tieto malé cykly sú usporiadané do cyklov vyššieho rádu (hrúbky 100 m i viac). Východne od Čerhova boli na povrchu vymedzené dva cykly vyššieho rádu.

Všeobecne má prevažná časť sedimentárnych cyklov normálne usporiadanie, so znižovaním veľkosti klastických zrn smerom do vrchných častí. Svojím zložením pripomínajú riečne uloženiny, v bazálnej časti cyklu korytové a vo vrchnej časti rozlivové fácie.

Vulkanické telesá v čerhovskom súvrství neboli zistené.

97 Čerhovské súvrstvie vcelku (iba v rezoch)

Polymiktné zlepence, pieskovce, podradne s medzivrstvičkami prachovcov a ílovitých bridlíc cyklicky striedané:

96 s prevahou zlepcov

95 s prevahou pieskovcov

Zlepence čerhovského súvrstvia obsahujú čiastočne, prípadne dobre opracovaný valúnový materiál parakryštalínika, granitoidov, kremeňa, intraformačných sedimentov (arkózy, droby) a vulkanitov (ryolity, ignimbrity). Podľa údajov K. Együda (1982) sa v bazálnej časti čerhovského súvrstvia nachádza približne 40 % valúnov granitoidov a 20 % valúnov metamorfitov. Smerom do nadložia relatívne stúpa obsah kremeňa. Medzi úlomkami metamorfitov opísali J. Hodermarský a F. Fabian (in P. Grecula et al. 1982) pararuly, migmatity a fylonity.

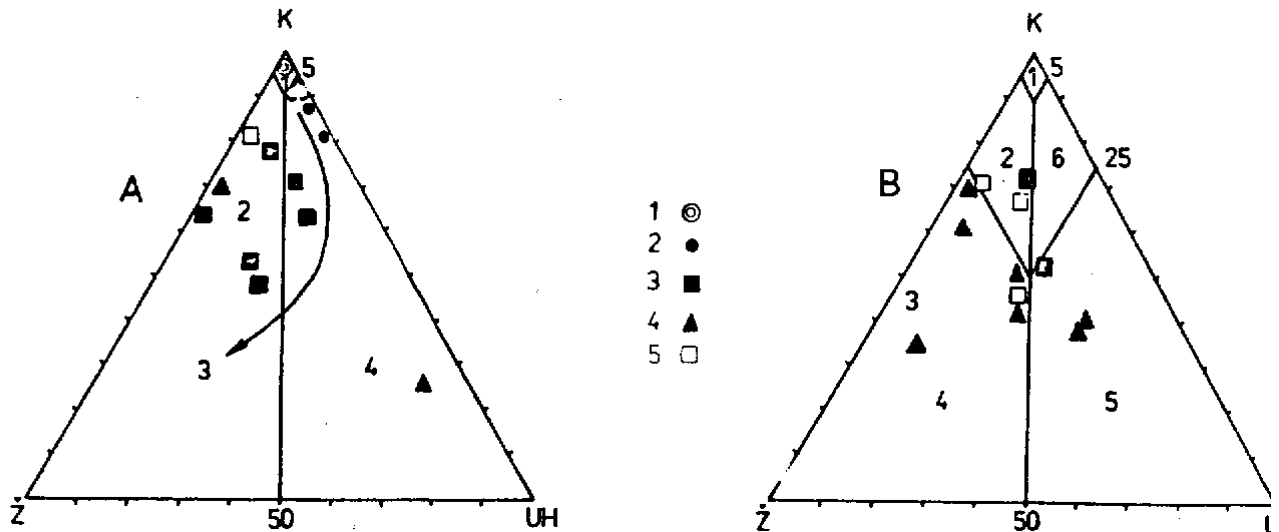
Bazálne časti malých sedimentárnych cyklov sú tvorené prevažne zlepcami, len v litologickom člene (96) prevládajú nad zlepcami hrubozrnné pieskovce. Vo vrchných častiach cyklov sa nachádzajú piesčité bridlice, prachovce, ktoré sú charakteristické horizontálne laminovaným zvrstvením. Obsahujú množstvo klastickej sľudy a úlomky zuhoľnatenej flóry. V 48 sledovaných sedimentárnych cykloch (vrt Z0-7; P. Grecula et al. 1982) tvorili zlepence 51 %, pieskovce 25 % a piesčité bridlice, prachovce 24 %.

Pieskovce čerhovského súvrstvia zodpovedajú petrograficky litickým a

Tabuľka 4 Príklady modálneho zloženia pieskovcov čerhovského a luhyňského súvrstvia

| | V z o r k y | | | | | |
|--|-------------|--------|---------|---------|---------|---------|
| | Z-6/81 | Z-5/81 | Z-3A/82 | Z-17/81 | Z-16/81 | Z-15/81 |
| kremeň | 65 | 65,5 | 67 | 81 | 49 | 58,5 |
| plagioklas | - | stopy | stopy | stopy | - | 0,5 |
| alkalický živec | 0,5 | 1,0 | stopy | stopy | - | 0,5 |
| klastická žula | 4 | 5 | 3 | 8 | 7 | 8,5 |
| úlomky vulkanitov | 5 | 6,5 | 2 | 2 | 1,5 | 1,5 |
| úlomky ostatných hornín | 1,5 | 2 | - | 3 | 10 | 2 |
| základná hmota | 24 | 20 | 28 | 26 | 32,5 | 29 |
| Vzorky Z-6/81, Z-5/81 – sv. okraj obce Čerhov Z-3A/82 – hrebeň Hečke, z. od Veľkej Tíne Z-17/81 – kameňolom Luhyňa, vrstva č.56, viď litologický profil Z-16/81 – kameňolom Luhyňa, vrstva č.32, viď litologický profil Z-15/81 – kameňolom Luhyňa | | | | | | |

kremenným drobám (tab.4). Charakteristické sú vysokým obsahom zŕn kremeňa (obr.7). Na ich zložení sa okrem toho podieľajú klastické sludy, úlomky z acidných vulkanitov a parakryštalínika.



Obr. 7 Klasifikačný diagram pieskovcov zemplínskej skupiny (podľa F.J.Pettijohn, P.E. Potter, P. Siever 1972)

1 – čerhovské súvrstvie, 2 – luhynské súvrstvie, 3 – trňanské súvrstvie, 4 – kašovské súvrstvie, 5 – cejkovské súvrstvie

B – diagram pre skupinu arenitov (menej ako 15 % základnej hmoty) – kremenné arenity (1), subarkózy (2), arkózy (4), litické droby (5), litické arenity (6)

A – diagram pre skupinu vak a drob (viac ako 15 % základnej hmoty) – kremenné vaky (1), arkózové vaky (2), živcové droby (3), litické droby (4)

Šípka na diagrame A naznačuje zmenu mineralogického zloženia pieskovcov zemplínskej skupiny v smere od podložia k nadložiu

LUHYNské SÚVRSTVIE (stefan A)

Na povrchu vystupuje pri juhozápadnom okraji Zemplínskych vrchov, medzi obcami Trňa a samotou Mária. Leží v nadloží hruboulomkovitého čerhovského a v podloží produktívnej časti trňanského súvrstvia. S oboma súvrstviami je zviazané pozvoľnými litologickými prechodmi. Hrúbka luhynského súvrstvia dosahuje 150-200 m. Jeho vek bol na základe makroflóry stanovený ako stefan A. Zistené boli predovšetkým hojné výskyty rodu *Calamites*.

V Sitár (in E. Planderová et al. 1981) uvádza nasledovné formy: *Calamites cisti* Brong., *Pecopteris* cf. *miltoni* Artis, *Calamites* cf. *infractus* Guttbier, *Alethopteris* sp., *Asterophylites trichomatosus* Stur.

Spoločenstvo mikroflóry má rozpätie stefan A-B. Prevládajú spóry druhu *Torispora securis* Balme, rodov *Lycospora*, *Punctatisporites*, *Densosporites* a najmä bisakátne striátne peľové zrná rodu *Vittatina* (E. Planderová in E. Planderová et al. 1981).

Luhynské súvrstvie je zložené prevažne z pieskovcov a ílovitých bridlíc, len s podradným zastúpením drobnozrnných zlepencov. Vnútna stavba celého sedimentárneho súboru je výrazne cyklická, s cyklami progresívne usporiadanými. Veľkosťou patria do kategórie malých cyklov (1-10 m), ktoré sú zoskupené do mezocyklov (10-50 m).

V súbore sedimentov luhynského súvrstvia prevládajú prachovce a ílovité bridlice (55 %). Drobnozrnné zlepence tvoria iba 3 %, zatiaľ čo hrubozrnné pieskovce 20 %, strednozrnné pieskovce 6 % a drobnozrnné pieskovce 16 % (vyjadrené na základe analýzy 100 vrstiev).

Pre spodnú časť luhynského súvrstvia je charakteristický súbor cyklicky sa striedajúcich pieskovcov, prachovcov a ílovitých bridlíc, len miestami s lavicami drobnozrnných zlepencov. V strednej časti súvrstvia prevládajú ílovité bridlice, ktoré sú smerom do nadložia postupne vystriedané lavicami pieskovcov.

Jedným z určujúcich znakov je dobre vyvinutá vrstevnatosť laterálne takmer rovnomernej hrúbky. Hranice medzi vrstvami sú ostré, často erozívne. Pre štruktúrne usporiadanie sedimentov luhynského súvrstvia je veľmi typické horizontálne zvrstvenie a v jemných sedimentoch dobre vyvinutá horizontálna laminácia. Tabulárne telesá pieskovcov sú gradačne zvrstvené alebo masívne.

Základným odlišovacím znakom luhynského súvrstvia je prítomnosť lamín železitých rúd hematitových, prípadne polôh pelosideritových konkrécií v tmavosfarbených ílovitých bridliciach.

Geneticky sú sedimenty luhynského súvrstvia zviazané s jazerným sedimentačným prostredím.

94 Luhynské súvrstvie vcelku, (iba v rezoch)

Cyklické striedanie ílovitých bridlíc a pieskovcov:

93 Pieskovce, striedanie pieskovcov a ílovitých bridlíc

92 Ílovité bridlice, miestami s laminami alebo konkréciami železitého materiálu s medzivrstvičkami pieskovcov

Farba sedimentov luhynského súvrstvia je prevažne tmavosivá až čierna, v miestach výskytu sedimentárnych železných rúd s fialovými a sivofialovými laminami. Pieskovce majú farbu sivú, pri navetraní hrdzavosivú. Lavice hrubozrnných pieskovcov a drobnozrnných zlepencov dosahujú hrúbku 20-50 cm. Telesá stredno- a drobnozrnných pieskovcov nepresahujú hrúbku 20 cm. V pieskovcoch sa bežne nachádzajú laminy preplavenej rastlinnej sečky, prípadne fragmenty kmeňov rodu Calamites, ktoré miestami dosahujú až metrovú dĺžku.

Zo sedimentárnych textúr boli zistené stopy po vtlačaní, sklzové textúry, roje intraklastov spojené s eroznými rozmyvmi, vzácne nízkoškálové šikmé zvrstvenie a v ílovitých bridliciach len ojedinelé bahenné praskliny. Vzácne sú stopy po bioturbačnej činnosti organizmov.

Tmavosivé až čierne ílovité bridlice obsahujú okrem lamín a konkrécií železitých sedimentárnych rúd i výrazné koncentrácie klastickej sľudy, rastlinnej sečky, úlomky kôry stromov a vtrúseniny markazitu. Bežné sú laminy karbonátového a silicitového materiálu a vo vrchnejších častiach súvrstvia i medzivrstvičky antracitizovaného uhlia.

Na mineralogickom zložení pieskovcov a zlepencov luhynského súvrstvia sa podieľa predovšetkým kremeň (tab.4). Dobre opracované valúny kremeňa veľkosti 1-5 cm tvoria v zlepencoch až 50 % (obr.7). Sprevádzané sú valúnmi sericitizovaných a silicifikovaných pararúl a úlomkami intraformačného pôvodu. Priemerné zloženie pieskovcov luhynského súvrstvia (na základe 5 vzoriek):

| | % | z toho zrn (%) | | % | z toho zrn (%) |
|--------------|-----|----------------|---------------------|------|----------------|
| kremeň | 61 | 83 | úlomky metamorfitov | 3 | 4 |
| živce | 0,5 | 1 | úlomky vulkanitov | 3 | 4 |
| klast. sľudy | 6 | 8 | základná hmota | 26,5 | - |

TRŇANSKÉ SÚVRSTVIE (stefan A-B)

Určujúcim znakom trňanského súvrstvia je vývoj cyklotém s uhoľnými slojkami. S nadložími i podložími je spojená pozvoľnými litologickými prechodmi. Litostratigrafickým rozsahom zodpovedá trňanské súvrstvie strednej a vrchnej časti torónskych vrstiev, pôvodne definovaných B. Boučkom – A. Příbylom (1959). Jeho celková hrúbka sa odhaduje na 800 až 1000 m.

Vek trňanského súvrstvia bol na základe výskytov makroflóry v uhoľných cyklotémach doložený ako spodný stefan (F. Němejč 1946, F. Němejč – J. Obrhel 1958, V. Sitár in E. Planderová et al. 1981).

Z lokalít v okolí Malej a Veľkej Trne boli určené nasledovné formy: *Asterophyllites equisetiformis* (Schloth.) Brong., *Sphenophyllum emarginatus* Brongn., *Asterotheca arborescens* Brongn., *Ptychocarpus unitus* Brongn., *Alethopteris bohémica* Franke, *Pecopteris cf. costei* Zeiller, *Spehophyllum oblongifolium* (Cernier et Kaulfuss) Unger, *Annularia pseudostellata* Potonie, *Lepidophloios laricinus* Stbg., *Lepidostrobophyllum majus* Brongn., *Calamostachys cf. saknii* Stockmans et Williere, *Sphenophyllum trichomonatus* Stur, *Calamites cisti* Brongn., *Stigmara ficioide* (Stbg.) Brongn., *Asterophyllites trichomonatus* Stur.

Spoločenstvá mikroflóry z tých istých horizontov zodpovedajú stefanu A-B (E. Planderová in E. Planderová et al. 1981).

Litologicky je možné rozdeliť trňanské súvrstvie na dva veľké cykly s hrúbkou niekoľko 100 m. Spodný veľký cyklus je charakteristický vývojom uhoľných cyklotém, ktorých je podľa údajov P. Greculu – K. Együda (1982) sedem. Hrúbka a laterálne rozšírenie uhoľných slojov sú veľmi premenlivé (podľa údajov autorov od niekoľko mm až do 160 cm. Druhý veľký cyklus neobsahuje uhľonosné litofácie. Výrazne v ňom stúpa obsah pieskocov a produktov vulkanickej činnosti.

Celý súbor sedimentov trňanského súvrstvia má zachovanú škálu sedimentárnych textúr – nízkoškálové šikmé zvrstvenie, horizontálnu lamináciu, vlnovité, flazerovité a gradačné zvrstvenie. Bežné sú erozívne textúry, hlavne na báze sedimentárnych cyklov, v ostatných častiach sklzové textúry a stopy po vtláčaní. Všeobecne sú sedimenty trňanského súvrstvia bohaté na klastické sludy, zuhoľnatú rastlinnú sečku, fragmenty kmeňov a kôry stromov (*Calamites*, *Annularia* a vo vrchných častiach súvrstvia *araukarity* – *Daxoxylon* sp.).

Sedimentačné prostredie v období ukladania trňanského súvrstvia bolo generálne riečno-jazerné, vrátane subprostredí korytových a povodňových a zóny medziramenných zálivov, občasných močiarov a rašelinísk.

91 Trňanské súvrstvie vcelku (iba v rezoch)

90 Ryolitovo-dacitové vulkanity a ich vulkanoklastiká, resedimentované vulkanoklastiká

Vystupujú v niekoľkých horizontoch nad sebou, predovšetkým však vo vrchných častiach trňanského súvrstvia. Podľa charakteru zachovaných štruktúr prevažnú časť vulkanogénnych hornín predstavovala pôvodne ryolitovo-dacitové ignimbrity a vulkanoklastiká, časti laterálne resedimentované v rámci sedimentačného bazénu. Hrúbka telies ignimbritov je 25-30 m. Tvoria ploché telesá s doskovitým povrchom. Časté sú pseudofluviálne a xiolitové textúry. Resedimentované vulkanoklastiká majú obvykle hrúbku niekoľko metrov s dobre vyvinutými sedimentárnymi textúrami (vrstevnatosť, horizontálna laminácia, medzivrstvičky neovulkanického materiálu).

Tabuľka 6 Príklady zloženia redeponovaných vulkanoklastických sedimentov trňanského súvrstvia

| | Z-6/84 | Z-3/84 | Z-4/84 |
|---------------------------------------|--------|--------|--------|
| kremeň | 4,5 | 5,5 | 3,5 |
| plagioklas | 12 | 5 | 10 |
| alkalický živec | 6,5 | 7,5 | 8 |
| biotit | 1 | 1 | 0,5 |
| úlomky vulkanického skla a vulkanitov | 43 | 70 | 51 |
| úlomky ostatných hornín | 1 | stopy | 2 |
| vitroklastická základná hmota | 32 | 11 | 25 |

Všetky vzorky sú odobraté z profilu Malá Trňa – kóta Šimonov vrch.

Tabuľka 7 Chemické analýzy ryolitov a ryolitových valúnov (an.č.1, 2, 3, 5, prevzaté z práce P. Grecula et al. 1982)

| | Číselné analýzy | | | | | | | | |
|---------------------------------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| SiO ₂ | 74,91 | 72,69 | 77,90 | 69,1 | 76,55 | 74,80 | 81,10 | 73,08 | 78,19 |
| Al ₂ O ₃ | 12,49 | 14,41 | 11,52 | 11,39 | 12,12 | 12,70 | 11,62 | 14,82 | 12,68 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,19 | 0,71 | 0,72 | 2,50 | 0,43 | 1,36 | 0,11 | 0,72 | 0,52 |
| FeO | 1,46 | 0,87 | 1,08 | 0,54 | 1,80 | 2,05 | 0,77 | 1,14 | 0,65 |
| CaO | 1,51 | 0,48 | 0,14 | 4,38 | 0,52 | 0,18 | 0,30 | 0,34 | 0,46 |
| MgO | 1,46 | 2,48 | 0,50 | 1,18 | 0,85 | 1,29 | 0,42 | 0,96 | 0,33 |
| TiO ₂ | 0,07 | 0,13 | 0,14 | 0,34 | 0,30 | 0,31 | 0,20 | 0,36 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,10 | 0,03 | 0,05 | 0,12 | 0,07 | 0,04 | 0,01 | 0,09 | 0,02 |
| MnO | 0,108 | 0,014 | 0,03 | 0,20 | 0,029 | 0,016 | 0,011 | 0,007 | 0,011 |
| Na ₂ O | 2,88 | 0,78 | 4,21 | 4,17 | 4,05 | 1,11 | 4,07 | 2,97 | 3,52 |
| K ₂ O | 1,74 | 3,74 | 2,40 | 2,94 | 1,60 | 3,10 | 1,16 | 3,33 | 1,27 |
| H ₂ O ⁻ sušina | 0,23 | 0,26 | 0,75 | 0,26 | 0,40 | 0,37 | 0,04 | 0,39 | 0,25 |
| H ₂ O ⁺ žihanie | 3,82 | 2,91 | 0,19 | 2,70 | 1,06 | 2,49 | 0,04 | 1,58 | 0,79 |
| S | | | | | 0,09 | 0,01 | stopy | 0,01 | |
| SO ₃ | | | | | 0,04 | stopy | stopy | stopy | |
| FeO* | 1,63 | 1,51 | 1,73 | 2,79 | 2,19 | 3,27 | 0,87 | 1,79 | 1,12 |
| FeO*/MgO | 1,12 | 0,61 | 3,46 | 2,36 | 2,58 | 2,53 | 2,07 | 1,86 | 3,39 |

Analýza č.1 - ryolit z vrtu ZO-10 z hĺbky 383,2 m
 č.2 - ryolit z vrtu ZO-10 z hĺbky 735,5 m
 č.3 - ryolit z povrchu, dokumentačný bod 275
 č.4 - ryolitovo-dacitový tuf, lokalita Kissava
 č.5 - valún albitizovaného ryolitu z vrtu ZO-8 z hĺbky 490 m
 č.6 - valún ryolitu z karbónskych zlepencov, dokumentačný bod č.16
 č.7 - valún ryolitu z karbónskych zlepencov, dokumentačný bod č.16
 Analýza č.8 - valún ryolitu z karbónskych zlepencov, dokumentačný bod č.16
 č.9 - valún ryolitu z karbónskych zlepencov, dokumentačný bod č.16

Príklady zloženia vulkanoklastických pieskovcov a tufov sú uvedené v tabuľke 6.

Petrochemickým charakterom sú produkty vulkanizmu zaradované k acidnejším dacitom, prevažne až k ryolitom. Obsah SiO₂ je stabilne nad 67-68 %, so stúpajúcim trendom i vo vzťahu k alkalickej zložke (Na₂O + K₂O je od 1,8 vyššie až po hodnotu 6 %). Podobne so stúpajúcim obsahom SiO₂ (67-82 %) rastie síce obsah FeO/MgO, ale hodnota je vcelku nižšia, maximálne od 1,5 do 3,0, len ojedinele dosahuje pomer uvedených zložiek hodnotu 4. Pomer FeO/MgO k

Tabuľka 8 Chemické analýzy ryolitov tufov, ignimbritov (prevzaté z práce P. Grecula et al 1982)

| | Číslo analýzy | | | |
|--------------------------------|---------------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 |
| SiO ₂ | 77,57 | 77,61 | 78,53 | 74,24 |
| Al ₂ O ₃ | 10,84 | 11,06 | 8,74 | 12,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,04 | 0,23 | 0,49 | 0,22 |
| FeO | 1,59 | 2,09 | 2,53 | 2,57 |
| CaO | 0,32 | 0,08 | 1,12 | 1,33 |
| TiO ₂ | 0,30 | 0,10 | 0,24 | 0,23 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,06 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,04 |
| Na ₂ O | 0,76 | 3,87 | 1,4 | 3,38 |
| K ₂ O | 2,71 | 2,70 | 1,16 | 2,08 |
| H ₂ O- suš. | 0,44 | 0,35 | 0,11 | 0,07 |
| H ₂ O+ žih. | 2,30 | 0,68 | 3,92 | 1,81 |
| FeO ^x | 2,53 | 2,30 | 2,97 | 2,77 |

Číslo analýzy:
 1 - jemnozrnný ryolitový tuf – dokumentačný bod číslo 276
 2 - vrstevnatý ryolitový tuf – dokumentačný bod číslo 278
 3 - rekryštalizovaný ryolitový tuf – vrt Z0-9, hĺbka 613,3 m
 4 - albitizovaný ryolitový tuf (ignimbrit) – vrt Z0-9, hĺbka 1442,6 m

Tabuľka 9 Chemické analýzy valúnov ryolitových tufov (an.č.5, prevzaté z práce P. Grecula et al. 1982)

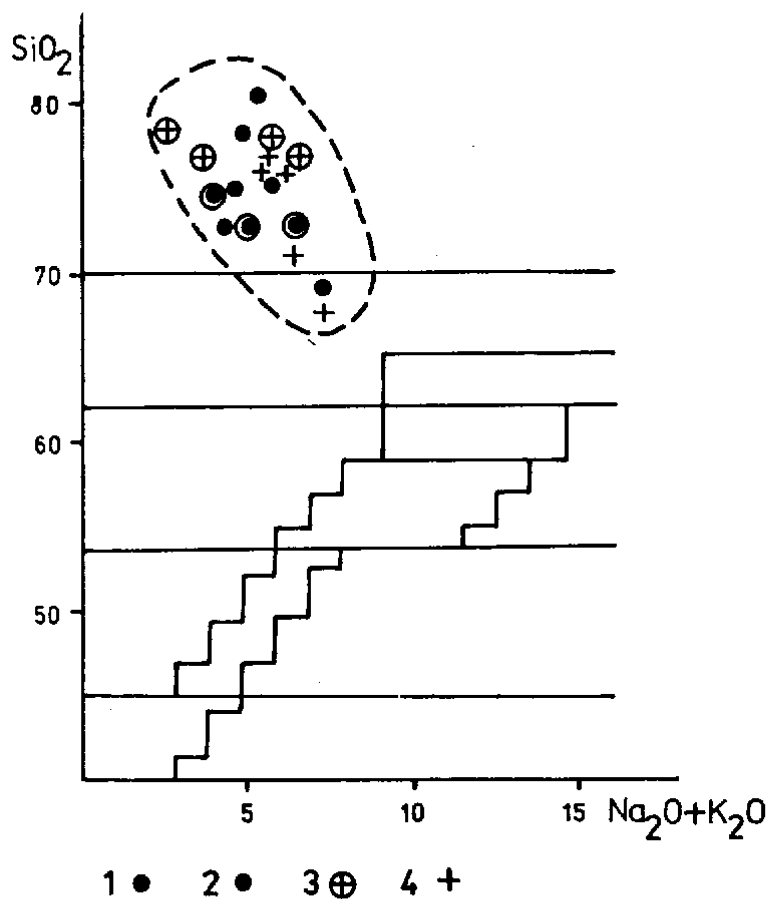
| | Číslo analýzy | | | | |
|--------------------------------|---------------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| SiO ₂ | 76,76 | 71,38 | 76,23 | 67,71 | 76,35 |
| Al ₂ O ₃ | 13,36 | 14,58 | 13,07 | 15,45 | 11,80 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,55 | 0,83 | 0,81 | 0,85 | 0,55 |
| FeO | 0,99 | 2,29 | 1,23 | 3,24 | 2,21 |
| CaO | 0,22 | 0,51 | 0,36 | 0,38 | 0,44 |
| MgO | 0,62 | 1,46 | 0,80 | 0,92 | 0,79 |
| TiO ₂ | 0,20 | 0,60 | 0,31 | 0,42 | 0,26 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,16 | 0,12 | 0,06 | 0,03 |
| MnO | 0,010 | 0,015 | 0,009 | 0,122 | 0,032 |
| Na ₂ O | 2,89 | 3,98 | 2,76 | 4,66 | 4,77 |
| K ₂ O | 2,69 | 2,19 | 2,52 | 2,49 | 0,93 |
| H ₂ O- suš. | 0,32 | 0,18 | 0,02 | 1,55 | 0,43 |
| H ₂ O+ žih. | 1,35 | 1,80 | 1,52 | 1,86 | 1,15 |
| S | 0,02 | stopy | stopy | 0,06 | stopy |
| SO ₃ | stopy | 0,04 | 0,03 | 0,11 | - |
| FeO ^x | 1,48 | 3,04 | 1,96 | 4,00 | 2,70 |
| FeO ^x /MgO | 2,39 | 2,08 | 2,45 | 4,35 | 3,42 |

Číslo analýzy:
 1 - valún ryolitového tufu – odkryv v karbónskych zlepencoch, dokumentačný bod číslo 16
 2 - valún ryolitového tufu – dokumentačný bod číslo 16
 4 - valún ryolitového tufu – dokumentačný bod číslo 16
 5 - valún ryolitového tufu – vrt Z0-8, hĺbka 487,5 m

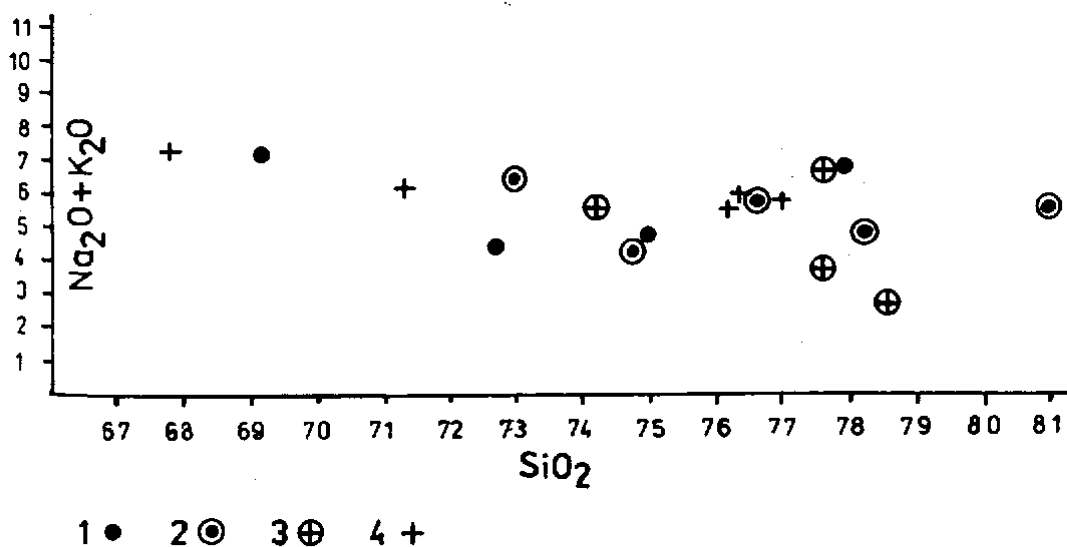
obsahu TiO₂ od minimálnych hodnôt až po 0,4 % uvádzajú tab.7,8. Pri prehodnotení uvedených zložiek, možno vulkanity nielen v trňanskom, ale i v kašovskom súvrství zaradiť do skupiny alkalicko-vápnitých hornín s výrazným stupňom alkaličnosti (obr.8,9,10,11). Petrochemický charakter odráža podmienky genézy magmatických hornín viazaných na výstupové cesty (zlomy) v spevnenom bloku.

Pôvod magmy je pravdepodobne z hlbšieho kôrového zdroja. Výstupové cesty i podmienky pri efúzii čiastočne ovplyvnili chemické zloženie. Horniny sme zaradili podľa výsledkov z 18 vzoriek z ryolitov – dacitov a ignimbritových prúdov.

- 89 Pieskovce s polohami zlepencov
- 88 Pieskovce
- 87 Pieskovce, prachovce a flovité bridlice



Obr. 8 Chemické zloženie mladopaleozoických vulkanitov
 1 – ryolity, 2 – valúny ryolitov, 3 – ryolitové tufy, ignimbrity, 4 – valúny ryolitových tufov, ignimbritov



Obr. 9 Chemické zloženie mladopaleozoických vulkanitov
 1 – ryolity, 2 – valúny ryolitov, 3 – ryolitové tufy, ignimbrity, 4 – valúny ryolitových tufov, ignimbritov

V spodnej časti trňanského súvrstvia tvoria zlepenca asi 5 %, pieskovce 25-30 % a ílovité bridlice s medzivrstvičkami drobnozrnných pieskovcov a prachovcov, s lokálne vyvinutými slojkami až 65 % z celého súboru sedimentov. S prechodom do vrchných častí trňanského súvrstvia pribúdajú pieskovce (40-50 %), zlepenca (10 %) a zároveň sa vytrácajú uhoľné horizonty. V priamej závislosti na petrografickom a litologickom zložení sa mení farba sedimentov trňanského súvrstvia. V spodnej časti súvrstvia prevláda tmavosivá až čierna farba, vo vrchnej časti zelenosivá a strednosivo sfarbené sedimenty tvoria 50 %, miestami i viac.

Spomenuté veľké sedimentárne cykly sú zložené z mezocyklov (od 10 do 50 m), ku ktorým patria i cyklotémy v spodných častiach trňanského súvrstvia, a z malých cyklov (1-10 m), ktoré sa nad sebou mnohonásobne opakujú. Všeobecným znakom sedimentárnych cyklov je zjemňovanie do vrchných častí.

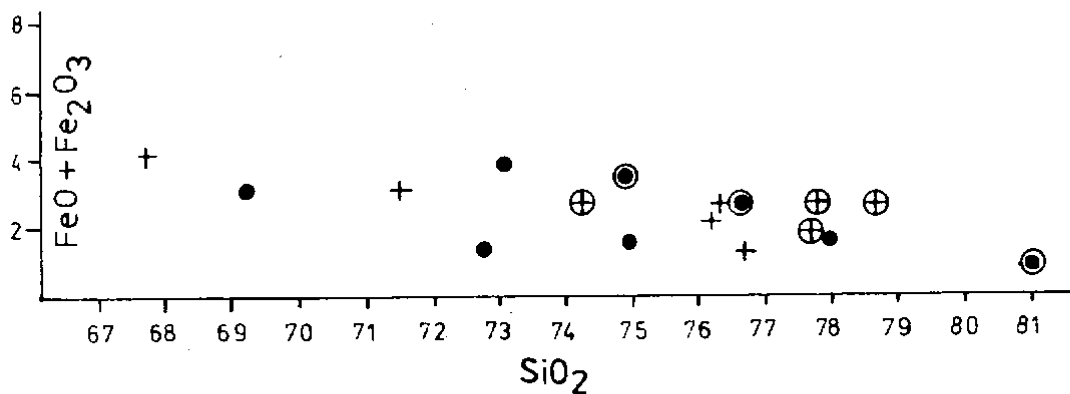
Uhoľná cyklotéma začína na báze lavicami pieskovcov alebo drobnozrnných zlepenecov, ktorých kontakt voči podložiu je erozívny. Stredné časti cyklotém sú zložené z viacerých nad sebou sa opakujúcich malých cyklov, zastúpených stredno- až drobnozrnnými pieskovcami, prachovcami a ílovitými bridlicami. Vrchné časti cyklotém sú tvorené uhoľnými bridlicami s laminami prachovitého klastického materiálu, s hojnou klastickou sľudou a zuhoľnatou rastlinnou sečkou. Obsahujú uhoľné slojky variabilnej hrúbky, ktoré sú zvyčajne opäť prekryté uhoľnými bridlicami. Podľa údajov K. Együda (1982) v niektorých cyklotémach boli zistené i šošovky čiernych, piesčitých karbonátov.

Na rozdiel od luhynského súvrstvia v sedimentoch trňanského súvrstvia prudko klesá množstvo zrn kremeňa a stúpa obsah živcov klastickej sľudy, úlomkov hornín a intraformačných vulkanitov (obr.7). Priemerné zloženie pieskovcov (n = 8): kremeň 44 %, plagioklas 6 %, alkalický živec 9 %, klastická sľuda 13 %, úlomky hornín 4 %, úlomky vulkanitov 7 %, základná hmota 17 %. Príklady mineralogického zloženia pieskovcov trňanského súvrstvia sú uvedené v tab.5.

Tabuľka 5 Modálne zloženie pieskovcov trňanského súvrstvia

| | V z o r k y | | | | | | | |
|-------------------------|-------------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | Z-27/81 | Z-1/82 | Z-13/81 | Z-12/81 | Z-13/84 | Z-12/84 | Z-15/84 | Z-14/84 |
| kremeň | 42,5 | 35 | 38 | 35 | 55 | 50 | 58 | 37 |
| plagioklas | 11,5 | 2 | 9 | 5 | 3 | 4 | 7 | 7 |
| alkalický živec | 13 | 6 | 17 | 15 | 5 | 4 | 6 | 7 |
| klastická sľuda | 10 | 5 | 1 | 34,5 | 9 | 16 | 10 | 18 |
| úlomky vulkanitov | stopy | 13 | 13 | - | 4 | 8 | 6 | 9 |
| úlomky ostatných hornín | 14 | - | 5 | 0,5 | 2 | 2 | 1 | 8 |
| základná hmota | 9 | 39 | 17 | 10 | 22 | 16 | 12 | 14 |

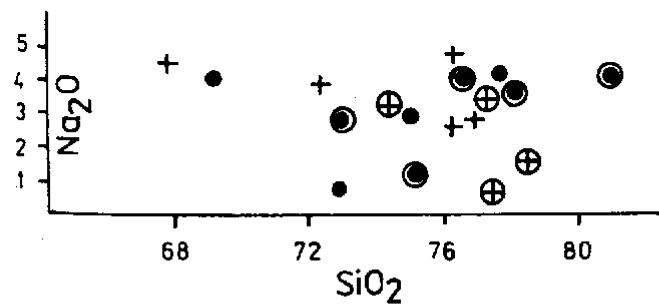
Vzorky: Z-27/81 — oblasť Kissavu na jv. od Malej Trne
 Z-1/82 — s. svah kóty Viničná hora
 Z-13/81, Z-12/81 — j. svah kóty Rozhladňa
 Z-12, 13, 14, 15/84 — dolina v. od trňanských kúpeľov



1 • 2 ⊙ 3 ⊕ 4 +

Obr. 10 Chemické zloženie mladopaleozoických vulkanitov

1 – ryolity, 2 – valúny ryolitov, 3 – ryolitové tufy, ignimbrity, 4 – valúny ryolitových tufov, ignimbritov



1 • 2 ⊙ 3 ⊕ 4 +

Obr. 11 Chemické zloženie mladopaleozoických vulkanitov

1 – ryolity, 2 – valúny ryolitov, 3 – ryolitové tufy, ignimbrity, 4 – valúny ryolitových tufov, ignimbritov

KAŠOVSKÉ SÚVRSTVIE (stefan B-C)

Tvorí súbor klastických sedimentov, prevažne pieskocov s polohami ryolitovo-dacitového vulkanoklastického materiálu. Definovali a pomenovali ho B. Bouček – A. Příbyl (1959). Na základe superpozície a skremených kmeňov araukaritov ho zaradili do stefanu C. Novšie na základe mikroflóry E. Planderová (in E. Planderová et al. 1981) stanovila vek stefan B-C. Charakteristické formy: *Thymospora perverrucosa* (Alp.) Wile et Ven., *Collimnisporites ovalis* Peppers, *Florinites* div. sp., *Potonieisporites* div. sp., *Disaccites striatiti* div. sp., *Vittatina ovalis* Klaus, *Aumancisporites* sp., *Cordaitina* sp.

Farba sedimentov kašovského súvrstvia je sivohnedá, zelenosivá a svetlosivá, sivobiela, prípadne žltosivá pri vulkanoklastických horninách. Sedimentárne cykly nie sú úplne vyvinuté. Typické sú malé cykly s prevahou pieskocov. Ílovité brekcie tvoria približne 15-20 % celého súvrstvia.

V najvrchnejších častiach kašovského súvrstvia sa objavujú polohy polymiktných zlepencov s dobre opracovaným valúnovým materiálom. V jemnozrnejších sedimentoch kašovského súvrstvia sa našli stopy po bioturbáčnej činnosti organizmov.

Sedimenty kašovského súvrstvia vznikli v kontinentálnom prostredí, podmienenom rýchlym znosom a transportom v silných, jednosmerných prúdoch.

86 Ryolitovo-dacitové vulkanoklastiká

Sú masívne, s ostrohranným rozpadom, prevažne vitroklastické, prípadne kryštalo-vitroklastické. Laterálne i vertikálne sú sprevádzané vulkanoklastickými pieskovecami. Príklady modálneho zloženia vulkanoklastických pieskovcov sú uvedené v tab.10, analýzy č.5,6,7.

Tabuľka 10 Príklady modálneho zloženia pieskovcov kašovského súvrstvia

| | V z o r k y | | | | | | | | |
|-------------------------|-------------|---------|----|----|----|----|----|----|----|
| | Z-21/81 | Z-35/81 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| kremeň | 33 | 51 | 46 | 37 | 33 | 33 | 32 | 37 | 20 |
| plagioklas | 16 | 7 | 16 | 21 | 14 | 12 | 20 | 16 | 6 |
| alkalický živec | 35 | 12 | 9 | 5 | 5 | 1 | 3 | 2 | 1 |
| klastická sľuda | 4 | 17 | 18 | 4 | 6 | 22 | 11 | 3 | 2 |
| úlomky vulkanitov | 7 | - | 4 | 5 | 28 | 2 | 28 | 34 | 54 |
| úlomky ostatných hornín | 3 | 1 | - | 16 | 8 | - | 1 | 3 | 1 |
| základná hmota | 2 | 12 | 7 | 12 | 6 | 30 | 5 | 5 | 22 |

Vzorky: Z-21/81 – jz. od obce Cejkov v profile cesty Kúpele – kóta Plochá hora
 Z-35/81 – z. od Černochova v oblasti kóty 203
 1-7 – vrt VP-1133 realizovaný ÚP, n.p. Liberec, závod Spišská Nová Ves
 1 - 528,9 m, 2 - 771,5 m, 3 - 836,8 m, 4 - 982,8 m, 5 - 961,3 m, 6 - 919,8 m, 7 - 1000 m

Horizontálne laminované textúry a pravidelná vrstevnatosť zistená v ryolitovo-dacitových tufoch podporuje predpoklad o premiestňovaní a usadzovaní vulkanoklastického materiálu v subakválnych podmienkach. Na zložení tufov sa podieľajú úlomky porfyrických výrastlíc kremeňa, plagioklasov, alkalických živcov a biotitu (spolu približne 20 %). Podstatnú časť ich štruktúry však tvoria úlomky vulkanického skla a vulkanitov mikrokryštalickej, felzitovej a mikroporfyrickej štruktúry.

85 Polymiktné pieskovce s medzivrstvami ílovitých bridlíc, v bazálnej časti zlepenca

Pieskovce kašovského súvrstvia sú relatívne dobre štruktúrne vytriedené (nízky obsah základnej hmoty, dobré zrnitosťné vytriedenie) v protiklade k nízkemu stupňu ich mineralogickej zrelosti. Sú bohaté na živcový detritus, klastickú sľudu a úlomky vulkanitov (obr.7). Príklady modálneho zloženia pieskovcov kašovského súvrstvia sú uvedené v tab.10.

Valúnový materiál v zlepencoch je tvorený rôznymi typmi svorov a pararúl, kremeňom, granitoidmi a intraformačnými vulkanitmi. Sedimenty kašovského súvrstvia sú hlavne vo vrchných častiach silne sľudnaté.

CEJKOVSKÉ SÚVRSTVIE (stefan 0 – autun – saxón)

Je výrazne odlišiteľná litostratigrafická jednotka, charakteristická hlavne fialovočerveným, prípadne červenohnedým zafarbením a hruboúlomkovitými sedimentmi. Súvrstvie pomenovali a definovali V. Bouček – A. Příbyl (1959) ako cejkovské vrstvy. Podľa charakteristického litologického zloženia, zafarbenia a superpozície autori považovali tieto sedimenty i bez biostratigrafických dôkazov za spodný perm.

Z horizontov zodpovedajúcich spodnej časti cejkovského súvrstvia určila E. Planderová (in E. Planderová et al. 1981) spoločenstvo mikroflóry v rozpätí stefan D – autun. Charakteristické sú rody Vittatina a Potonieisporites. Vo vrchnej časti cejkovského súvrstvia (barské súvrstvie podľa P. Greculu – K Egyűda 1982) bola zistená už vrchnopermská mikroflóra. E. Planderová (l.c.) uvažuje však na základe prítomnosti bisakátnych peľov Jagasporites delasancei Klaus, Taeniaesporites angulistriatus (Klaus), Lueckisporites sp. skôr o spodnej časti vrchného permu.

Hrúbka sedimentov cejkovského súvrstvia sa pohybuje okolo 300-400 m. Sedimenty cejkovského súvrstvia sú usporiadané do cyklov typických pre alúdiá riek aridných oblastí. Sú štruktúrne i mineralogicky nezrelé. V súbore sedimentov cejkovského súvrstvia sa miestami vyskytujú polohy ryolitových tufov.

V rámci cejkovského súvrstvia možno vyčleniť približne dva veľké cykly. Každý z nich je na báze tvorený cyklicky usporiadanými aluviálnymi sedimentmi s vysokým obsahom zlepcov a vo vrchných častiach rozlivovými sedimentmi, prípadne uloženinami občasných jazier.

84 Ryolitové tufy, ignimbrity

Sú to svetlosivé horniny s masívnou spečenou textúrou. Podľa veľkosti fragmentov boli zistené tufy pieskové a glomerátové. Charakteristické sú prejavy tepelného pôsobenia pozdĺž okrajov vulkanoklastických fragmentov. Podstatnú časť týchto hornín tvorí sklovitý materiál, v ktorom sa nachádzajú úlomky vulkanického skla a vulkanitov, vyrastlíc biotitu, kremeňa a len v malom množstve živcov.

Modálne zloženie vz. Z-10/84: kremeň 9 %, plagioklas + alkalický živec len sporadicky, biotit 4 %, úlomky vulkanitov 20 %, rekryštalizovaná sklovitá hmota 61 %, xenolity nevulkanických hornín 6 %.

Xenolity tvoria hlavne úlomky pararúl, svorov a granitoidov. Na okrajoch sú tepelne premenené.

Chemická analýza ryolitového ignimbitu, lokalita Malá Bara, vz. Z-19/84: SiO₂ 76,80, Fe₂O₃ 1,17, Al₂O₃ 12,33, MnO 0,01, TiO₂ 0,09, P₂O₅ 0,20, CaO 0,09, MgO 0,56, K₂O 6,71, Na₂O 0,22, strata sušením 0,32, strata žíhaním 1,45.

Zvýšený obsah SiO₂ a K₂O je pravdepodobne obplyvnený prostredím pri výstupových cestách a efúzií.

83 Polymiktné zlepence, pieskovce, ílovité bridlice fialovočervenej a červenoohnedej farby

Tabuľka 11 Príklady modálneho zloženia pieskovcov cejkovského súvrstvia

| | V z o r k y | | | | |
|--|-------------|-----------|---------|-------|----|
| | Z-39/81 B | Z-39/81 A | Z-36/81 | 1 | 2 |
| kremeň | 38 | 53 | 26 | 44 | 62 |
| plagioklas | 13 | 10 | 2 | 9 | 1 |
| alkalický živec | 11 | 8 | 3 | 2 | |
| klastická sľuda | 5 | 20 | 40 | 24 | 7 |
| úlomky vulkanitov | 19 | - | 1 | 9 | 11 |
| úlomky ostatných hornín | 2 | 2 | - | stopy | 1 |
| základná hmota | 12 | 7 | 28 | 12 | 18 |
| Vzorky: Z-38/81 A,B – lesná cesta sv. od Černochova | | | | | |
| Z-36/81 – z. od Černochova | | | | | |
| 1 – vrt VP-1133, ÚP, n.p. Liberec, závod Spišská Nová Ves, hĺbka 400,8 m | | | | | |
| 2 – vrt VP-1133, ÚP, n.p. Liberec, závod Spišská Nová Ves, hĺbka 314,0 m | | | | | |

V bazálnych častiach súvrstvia prevládajú rozpadané zlepenice s dobre opracovanými, často pomerne veľkými (nad 10 cm) valúnmi metamorfovaných hornín (hlavne chloritizovaných biotitických a granátovo-biotitických pararúl) granitoidov, kremeňa, intraformačných vulkanitov a rôznych typov sedimentov.

Malé sedimentárne cykly sú od seba oddelené erozívnymi rozmyvmi. Sú tvorené na báze korytovými a vo vrchnej časti rozlivovými fáciami. Zo sedimentárnych textúr sú zachované erózne rozmyvy a korytá, horizontálna laminácia a miestami šikmé zvrstvenie.

V sedimentoch cejkovského súvrstvia boli pozorované hojné stopy po činnosti organizmov a ojedinele tiež zachované výplne tiel Vermes (dĺžky až 15 cm)

Pieskovce cejkovského súvrstvia sú mineralogicky nezrelé, extrémne bohaté na klastickú sľudu. Príklady ich modálneho zloženia sú uvedené v tab.11

ČERNOCHOVSKÉ SÚVRSTVIE (turing ?)

Ako samostatná litostratigrafická jednotka bolo definované a vymedzené B. Boučkom – A. Příbylom (1959). Predstavuje monotónny komplex červenohnedých, nevýrazne bridličnatých ílovcov. Odhadová hrúbka černochovského súvrstvia je max. 50 m. Na povrchu je zachované iba v reliktoch, v. od obce Černochovo a Veľká Bara.

Černochovské súvrstvie vystupuje v podloží spodnotriasových pieskovcov a drobnozrnných zlepenčov, ležia na ňom nesúhlasne (lokalita jazero pri obci Bara).

82 Fialovočervené bridličnaté ílovce

Ílovce majú takmer masívnu textúru. Obsahujú prímies klastických zŕn prachovej veľkosti, ktoré sú tvorené kremeňom, úlomkami felzitov a rozloženými živcami. Na rozdiel od cejkovského súvrstvia je v ílovcoch černochovského súvrstvia obsiahnuté len malé množstvo klastickej sľudy. Charakteristické sú drobné chloritové konkrécie tmavozelenej farby.

Chemické zloženie ílovcov černochovského súvrstvia, vzorka 6 Z-7/84, lokalita j. od obce Malá Bara: SiO₂ 53,64, Fe₂O₃ 6,78, FeO 0,84, Al₂O₃ 20,08, MnO 0,03, TiO₂ 0,45, P₂O₅ 0,64, CaO 0,60, MgO 3,38, K₂O 7,17, Na₂O 0,20, strata sušením 1,50, strata žiňaním 4,63.

Pomerne vysoký obsah Al₂O₃ a nízky obsah Na₂O svedčí o relatívne chemicky zreloch ílovitých sedimentoch. Obsah Fe₂O₃ + FeO nepresahuje 8 %, čo zodpovedá normálnym ílovitým sedimentom. Vyššie hodnoty Fe₂O₃ sú v zhode s jemnorozptýleným hematitovým pigmentom v ílovitej hmote. Vysoký obsah K₂O svedčí o prítomnosti hydrosľúd, ktoré by mohli mať primárny, čiastočne i sekundárny pôvod. Množstvo MgO je ovplyvnené prítomnosťou chloritových konkrécií.

Relatívne zvýšené obsahy K₂O a MgO a tomu zodpovedajúci vznik autigénnych hydrosľúd, chloritov a obsah Al₂O₃ naznačujú, že ílovce černochovských vrstiev vznikli v alkalickom prostredí. Môžeme predpokladať, že ide o slabo resedimentované reziduálne íly aridných oblastí, nahromadené v občasných vodných nádržiach, v prostredí, ktoré mohlo byť silne alkalické. Čiastočne tomu nasvedčuje i slabo zvýšený obsah P₂O₅, čo by mohlo byť spôsobené prítomnosťou autigénnych fosfátov.

MEZOZOIKUM

LÚŽŇANSKÉ SÚVRSTVIE (griesbach – spodný anis)

Na povrchu je rozšírené v malých výskytoch medzi obcou Viničky a kótou Brezinky. Zachytené bolo vo vrtoch Z0-1 (P. Grecula – K. Együd 1982) a VP-

1133 (vrt realizovaný Čs. uránovým prieskumom, n.p., Liberec, závod Spišská Nová Ves). Na základe litologickej náplne a superpozície vymedzujeme toto súvrstvie v zhode s definíciou O. Fejdiovej (1980, 1985), označujeme ho ako lúžňanské.

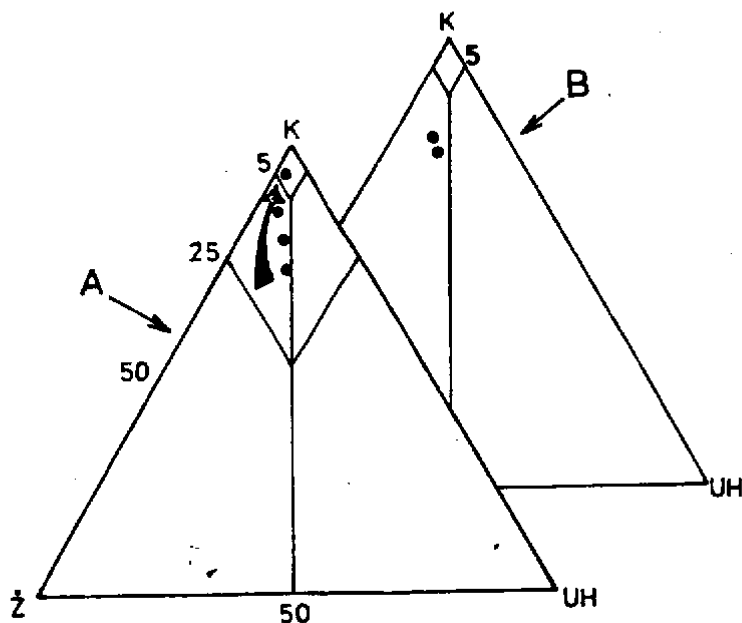
Toto súvrstvie bolo pôvodne charakterizované P. Greculom a K. Együdom (1982) ako súbor zlepcov, kremencov a bridlíc, ktorý vekom zodpovedá najpravdepodobnejšie spodnému triasu. Zaradili doň i súbor červenohnedých a fialovočervených ílovcov vystupujúcich v stratigrafickom podloží svetlosivých kremenných pieskovcov spodného triasu. Tieto ílovce s vulkanoklastickým materiálom sme vyčlenili zo spodnotriasovej sekvencie v zhode s B. Boučkom – A. Příbylom (1959) ako černochovské súvrstvie. Podobne nepovažuje za vhodné vyčleňovať drobnozrnné zlepenec alebo gravelity a pieskovce ako osobitné litologické členy (vrstvy viničianske a haftianske sensu P. Grecula – K. Együd 1982), pretože v bazálnej časti lúžňanského súvrstvia sa v sedimentárnych cykloch striedajú. Odhadovaná hrúbka lúžňanského súvrstvia je 50-100 m.

81 Pieskovce, pestré ílovité bridlice, piesčité zlepenec, vyššie žltosivé dolomitové ílovité bridlice s laminami a medzivrstvičkami sadrovce

Bazálna časť lúžňanského súvrstvia je tvorená prevažne drobnozrnnými zlepenkami, ktoré sa striedajú s lavicami horizontálne alebo šikmo laminovaných kremenných arenitov a subarkóz. Celý súbor sedimentov má dobre vyvinutú vrstevnatosť. Jednotlivé vrstvy sú usporiadané do malých sedimentárnych cyklov (drobnozrnný zlepenec alebo hrubozrnný pieskovec, stredno- a drobnozrnný pieskovec, drobnozrnný pieskovec s medzivrstvičkami fialovosivých alebo žltosivých pelitov). Hrúbka jednotlivých vrstiev dosahuje 15-20 cm. Všeobecne sú zlepenec a pieskovce lúžňanského súvrstvia štruktúrne i mineralogicky zrelé. Medzi úlomkami prevláda kremeň (obr.12). V zlepencoch boli okrem

Obr.12 Klasifikačný diagram pieskovcov lúžňanského súvrstvia (podľa F.J. Pettijohna, P.E. Pottera, R. Sievera 1972)

A – diagram pre skupinu arenitov (pieskovce s menej ako 15 % základnej hmoty), B – diagram pre skupinu vak a drob (pieskovce s viac ako 15 % základnej hmoty). Šípka naznačuje zmenu mineralogického zloženia pieskovcov lúžňanského súvrstvia v smere do nadložja



toho zistené úlomky fialovočervených ílovcov a prachovcov, čiernych a tmavosivých laminovaných prachovcov, ryolitov felzitovej štruktúry, vzácne úlomky z granitoidov a biotitických rúl. V pieskovcoch okrem prevládajúcich kremenných zrn boli zistené predovšetkým zrná ortoklasu a mikroklínu, acidných vulkanitov a v malom množstve plagioklasov a klastickej sľudy (tab.12).

Súbor sedimentov lúžňanského súvrstvia prejavuje smerom do stratigra-

Tabuľka 12 Modálne zloženie pieskovcov lužňanského súvrstvia

| | V z o r k y | | | | | |
|-------------------------|-------------|------------|------------|---------|------------|----|
| | Z-8/84 | Z-41/81/1/ | Z-42/81/4/ | Z-43/81 | Z-42/81/5/ | 1 |
| kremeň | 74 | 63 | 61 | 81 | 67 | 66 |
| plagioklas | stopy | - | - | - | - | 1 |
| alkalický živec | 9 | 12,5 | 11 | 4 | 10,5 | 11 |
| klastická slúda | stopy | 0,5 | 1 | - | 1 | 1 |
| úlomky vulkanitov | 2 | 5 | 5 | 2 | 7 | 13 |
| úlomky ostatných hornín | stopy | 3 | 2 | - | 0,5 | - |
| základná hmota | 15 | 16 | 20 | 13 | 14 | 8 |

Vzorky: Z-8/84 – j. od obce Malá Bara, lom z. od kóty Stredný vrch
 Z-41/81, Z-42/81/4/, Z-42/81/5/, Z-43/81 – litologický profil západným svahom kóty Brezinky, v. od obce Černochovej
 1 – vrt VP-1133 realizovaný ÚP, n.p. Liberec, závod Spišská Nová Ves, hĺbka 275,8 m

fického nadložja výrazné zjemňovanie. Do komplexu pieskovcov sa vkliaňujú medzivrstvičky ílovitých bridlíc a prachovcov, spočiatku fialovo sfarbených, vo vyšších častiach sivozelených a žltosivých. Klastické zrná v prachovcoch a ílovitých bridliciach sú tvorené kremeňom, ortoklasom, mikroklínom, klastickými slúdami a úlomkami acidných felzitov.

Vrchné časti lužňanského súvrstvia sú tvorené predovšetkým dolomitickými a sadrovcovovo-dolomitickými bridlicami žltosivej farby, v ktorých sa nachádzajú miestami výraznejšie polohy evaporitov (vrt VP-1133). Na zložení týchto evaporitových sedimentov sa podieľa okrem illitu, dolomitu, sadrovca a anhydritu i prímies klastických zrn hlavne kremeňa a slúd a autigénne minerály – chalcedón, hrubokryštalický dolomit, vzácne albit a pyrit.

LADMOVSKÉ SÚVRSTVIE (stredný anis – spodný ladin ?)

Do ladmovského súvrstvia bol zahrnutý komplex masívnych lavicovitých tmavosivých vápencov a svetlých dolomitov, ktorému je všeobecne pripisovaný strednotriasový vek. Vyvíja sa litologicky postupne z lužňanského súvrstvia. Jeho maximálne rozšírenie na povrchu je v priestore na juhovýchod od kopca Brezinky až do okolia Ladmoviec.

80 Tmavosivé masívne a lavicovité vápence (stredný anis)

Predstavujú spodný člen strednotriasového karbonátového komplexu. Sú to tmavosivé až čierne lavicovité, lokálne masívne kalové vápence, silne prežilkované bielym kalcitom, miestami rekryštalizované a dolomitizované. Vyvíjajú sa vo fácií gutensteinských vápencov bez nálezov fauny alebo organoklastík v priamom nadloží vrchnej časti spodného triasu (rauvakizovaných karbonátov a dolomitov spodného anisu). Najmohutnejšie sú zachované v páse medzi kopcami Borsuk (267,0 m n.m.) na jeho východných svahoch, v priestore na J a JV od kopca Brezinky. Úložné pomery vápencov v tejto časti sú zhodné so sklonom svahu. Možno práve preto je tu veľmi málo dobrých odkryvov. Tieto vápence sú dobre sledovateľné aj v z. časti lomu I pod Babským vrchom. Dobré sa dajú sledovať tiež na severných svahoch kopca Szomoš (215,4 m n.m.) kde vystupujú v niekoľkých prirodzených odkryvoch ako samostatná poloha.

79 Svetlé dolomity s vložkami vápencov, miestami ílovitých bridlíc, rauvakov a brekcií (vrchný anis – spodný ladin ?)

Veľmi pozvoľným prechodom z tmavých vápencov gutensteinského typu do

súvrstvia svetlých dolomitov s polohami vápencov je daná litologická hranica medzi týmito dvoma typmi stredotriasových karbonátov. Sivé dolomity s polohami sivých až svetlých vápencov tvoria najmohutnejšie vyvinutý súbor stredného triasu tohto územia. Dolomity tvoria kompaktnjšiu masu súvrstvia. Sú svetlohnedé, žltkaste až ružovožlté, lokálne tmavohnedé, miestami až čierne, s malými vložkami jemných ílovitých bridlíc, rauvakov a brekcií. Majú charakter masívnej, výrazne rozpukanej horniny bez náznakov vrstevnatosti. Sú nositeľmi krasových javov. Najlepšie sa dajú pozorovať v lomoch pod Babským vrchom a v lome sv. od kopca Szamoš a s. od obce Ladmovce, v okolí kóty 176,3 m n.m. V dolomitoch sa nachádzajú polohy vápencov od tenkodoskovitých až po lavicovité. Sú tmavosivé, sivé až svetlosivé. Ide pravdepodobne o rytmické striedanie sedimentácie od dolomitovej až po vápencovú. Vápence sú miestami silne kalové, detritické, miestami však majú charakter „čistých“ sedimentov. Úložné pomery sú málo variabilné. Na j. a jv. svahoch kopca Szamoš, na Holom kopci a v lomoch pod Babským vrchom majú zhodný sklon približne 25-40°, uklonené sú k SV. Na s. svahoch Szamoša sú vztýčené alebo uklonené.

Z týchto vápencov bola vypreparovaná konodontová fauna. Pozitívna vzorka bola odobratá s. od obce Ladmovce, pri jej s. okraji, z malého poloopusteného lomu. Konodontová fauna podľa P. Straku: *Gondolella excelsa* (Mosher), *Gondolella cornuta* (Budurov et Stefanov), *Gondolella constricta* Mosher et Clark. Toto spoločenstvo poukazuje na vek ilýr až fasan, ale nakoľko žiadne iné druhy konodontov sa tu nevyskytujú, prikláňame sa skôr k veku stredná a najvyššia časť ilýru. To však nevylučuje, že okolité dolomity s ďalšími polohami vápencov dosahujú vek spodný ladin.

PALEOGÉN — NEOGÉN vcelku (iba v rezoch)

78 Pieskovce, ílovce, paleogén a karpát

V geologických rezoch pod sedimentmi, resp. vulkanitmi neogénneho veku a na predterciálnom podloží predpokladáme prítomnosť bližšie neidentifikovaných sedimentov, ktoré môžu zodpovedať vnútrokarpatskému paleogénu alebo karpátu. Ide pravdepodobne o piesčitoílovitý, resp. piesčitobridličnatý vývoj.

NEOGÉN

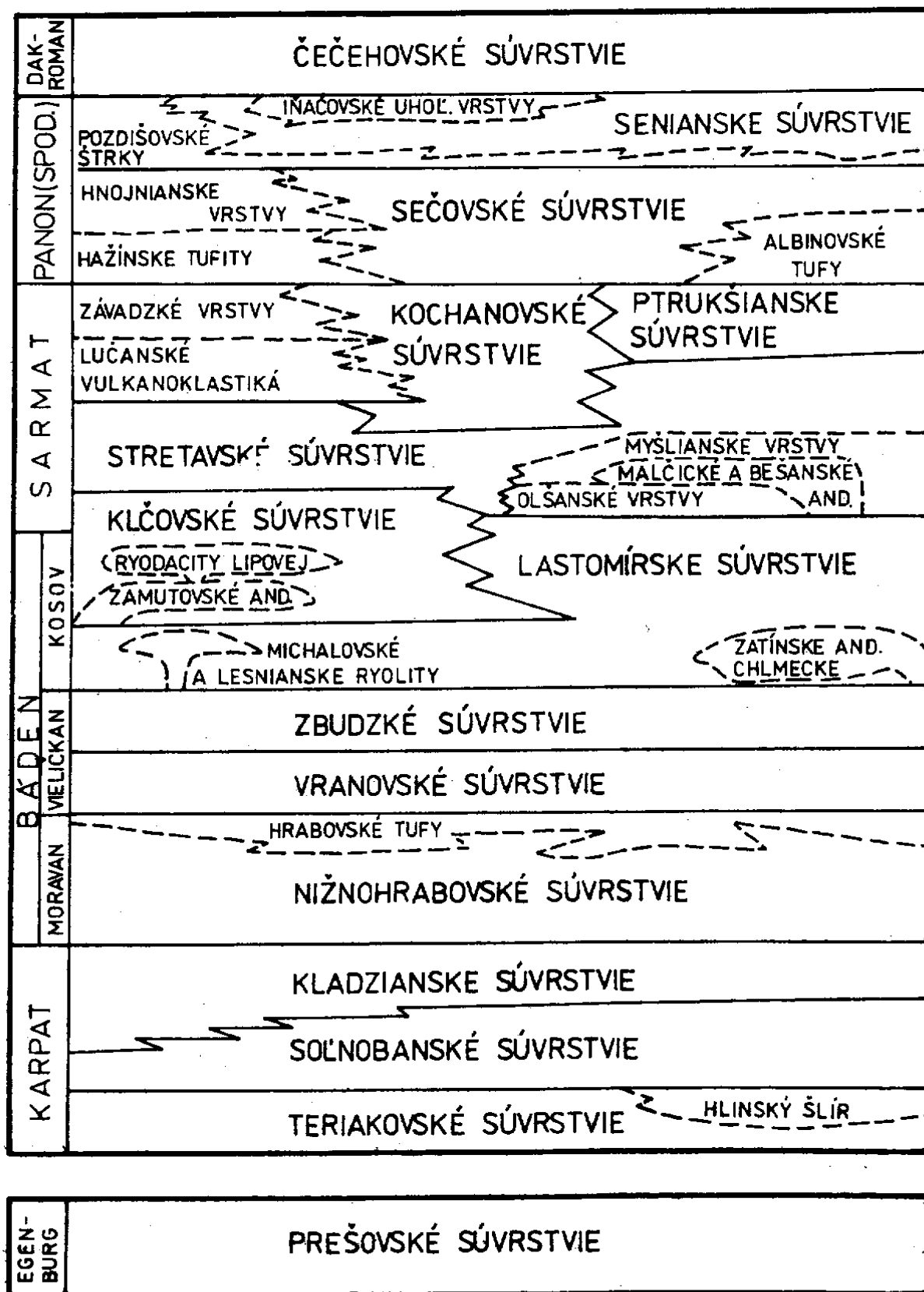
MOLASOVÉ SEDIMENTY A NEOVULKANITY

Neogén v j. časti Východoslovenskej nížiny leží transgresívne a diskordantne na predneogénnom podloží. Reprezentujú ho sedimenty a vulkanity počínajúc karpátom a končiac pliocénom (obr.13). Hrúbka neogénu dosahuje až 6000 m (R. Rudinec 1980).

KARPAT

Pravdepodobne najstaršími neogénnymi sedimentmi v študovanej oblasti sú sedimenty karpátu, ktoré podľa predstavy R. Rudinca (1978, obr.3) zasahujú do priestoru listov Vojany a Veľké Kapušany. Priame dôkazy o rozšírení karpátu a o jeho látkovom zložení v uvedenej oblasti doteraz nejestvujú. Citovaný autor sa pri paleogeografickej rekonštrukcii karpátu opiera o údaje získané z vrtovej Pozdišovce-1, Iňačovce-2 a Rebrín-1, ktoré sú situované s., resp. sz. od študovaného územia a ktoré prevrtali karpát vyvinutý vo fázi tmavých ílovcov s polohami pieskovcov (R. Rudinec 1969, 1973, C. Tereska 1972).

Obr. 13 Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny (D. Vass – J. Čverčí 1985)



Spodný báden – moravan je vyvinutý pravdepodobne na väčšine skúmaného územia, s výnimkou elevácie Ptruksa a vyzdvihnutej časti Zemplínskych vrchov. Leží diskordantne na predneogénnom podloží, resp. na karpate. Zväčša je prekrytý mladšími horninami a na povrchu prikrytý kvartérom, ktorý vystupuje iba na j. a jz. v okolí obce Viničky.

Litologicky je spodný báden – moravan tvorený nižnohrabovským súvrstvom (77). V okolí Černochova bolo toto súvrstvie hrubé asi 70,0 m prevrtné vrtom Zi-9. Podľa litologického opisu L. Ivana (1962) je tvorené sivými piesčitými, resp. bentonickými ílmi, ktoré sa striedajú s pieskovecami a v spodnej časti aj so zlepencami. Zlepence sú polymiktné, s valúnmi hornín budujúcich Zemplínske vrchy. Ide zrejme o transgresívnu fáciu. Vo vrchnej časti sú ryolitové tufy s pemzou, s úlomkami a valúnkami ryolitov a karbonických pieskovecov.

Najúplnejší profil spodného bádenu zo sv. svahov zemplínskej hrasti poskytol vrt Zátin-1, v ktorom neprevrtná hrúbka spodného bádenu dosahuje 600 m (C. Tereska 1969). Spodný báden je tvorený vápnitými prachovcami a ílovcami s polohami vápnitých pieskovecov, kyslých tufov až tufitov a ryodacitu.

Slienité ílovce sú bituminózne, a preto tmavé. V asociácii ťažkých minerálov obsahujú často a hojne pyroxén vulkanogénneho pôvodu, čo poukazuje na možnosť synsedimentárnej vulkanickej aktivity intermediárneho typu. Ďalej obsahujú granát, apatit, zirkón, turmalín, anatas, pyrit, magnetit. Prachovú prímes, resp. polohy prachovcov tvoria zrnká kremeňa, plagioklasov, muskovitu, baueritu, chloritu. Prachovce obsahujú až 26 % karbonátov, prevláda dolomitová zložka (M. Zádrapa 1967, in C. Tereska 1969).

Pieskovce sú vápnité, pozostávajú zo zrn kremeňa, živca (oligoklas prevláda), úlomkov hornín (rohovce, kremence, ílovce), akcesórií (zirkón, turmalín, pyrit). Tmel je karbonátický (M. Zádrapa l.c.). Tufy sú často silne prekremené. Ryodacit je propylitizovaný. Ide pravdepodobne o ekvivalenty hrušovských, resp. novoselických tufov na Zakarpatskej Ukrajine.

Opísané súvrstvie obsahuje morskú mikrofaunu. I. Cicha (in V. Čechovič et al. 1963, str.23) zistil v okolí Černochova mikroasociácie s *Lenticulina* (*Planularia*) *auris*, *Globorotalia mayeri* a paralelizoval predmetné súvrstvie s lagenidovými zónami Viedenskej panvy, t.j. so spodným bádénom. Z vrtu Zi-10 (černochovský záliv) R. Lehotayová (in L. Ivan 1962) zistila bohaté planktonické spoločenstvo s *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia scitula*, *Globoquadrina* sp. a bentonickými druhmi *Pullenia bulloides*, *Nonion pompiloides*. Autorka však toto spoločenstvo nekvalifikuje ako typické spodnobádenské.

V nižnohrabovskom súvrství je spoločenstvo foraminifer z vrtu Zátin-1 netypické a súvrstvie stratigraficky zaradené na základe širokých súvislostí a laterálnej korelácie v rámci Východoslovenskej nížiny.

Nižnohrabovské súvrstvie v nadloží kryštalickej hornín pravdepodobne prevrtnal vrt BB-1 pri Byšte. Ide o vápnité ílovce a prachovce, ktoré neobsahujú typickú spodnobádenskú faunu. Popri preplavených elementoch je prítomné autochtónne spoločenstvo foraminifer, ktoré poukazuje na brakické prostredie. Na základe širších súvislostí a laterálnej korelácie sa domnievame, že ide o sedimenty spodného bádenu, ale nemožno vylúčiť ich príslušnosť k mladšiemu bádenu, t.j. k vranovskému, resp. klčovskému súvrstviu.

Stredný báden – vieličkan má podobné plošné rozšírenie ako spodný báden. Je pravdepodobné, že stredný báden transgreduje na ptruksiansku eleváciu.

ciu (R. Rudinec 1978, str. 231). Maximálna hrúbka v skúmanom území je okolo 350 m. Na povrch, resp. v podloží kvartéru vystupuje po oboch stranách Zemplínskych vrchov – medzi Kašovom a Zemplínom a medzi Trňou a Boršou. Okrem toho tiež z. od obce Kazimír.

Litologicky stredný bádén zodpovedá vranovskému súvrstviu (76). V okolí Zemplínskych vrchov leží buď na spodnom bádene, alebo transgresívne a diskordantne na predterciálnom podloží. Podľa vrtu TR-37, situovanom sz. od obce Trňa, vranovské súvrstvie je vyvinuté prevažne v monotónnej prachovcovo-ílovcovej fácii. Ílovce a prachovce sú vápnité (obsah CaCO_3 kolíše od 8,06-27,32 %, obsah MgCO_3 od 4,38-6,82 %). Majú sivú až sivozelenú farbu, sú často piesčité a prechádzajú do prachovcov. Sú v nich laminky, útržky a polohy ryolitových tufov a tufitov, miestami bentonitizovaných. Siltovcovo-ílovcová litofácia prevláda aj v panvovom vývoji, kde hlavnú masu súvrstvia tvoria vápnité siltovce a ílovce s polohami pieskovca. V okolí Kráľovského Chlmca do vranovského súvrstvia vstupujú vulkanické a vulkanoklastické horniny, ktoré tvoria výrazný vrstevný celok.

Vápnité siltovce a ílovce majú sivú farbu, sú často piesčité, resp. so siltovou prímiesou a kryštálkami pyritu. V asociácii ťažkých minerálov boli zistené: turmalín, pyroxén, granát, rutil, apatit a zirkón (C. Tereska 1969).

Vranovské súvrstvie obsahuje morské foraminifery, ktoré opísala z vrtu pri Veľatoch R. Lehotayová (in L. Ivan 1962, 1963, 1966) a V. Kantorová z vrtu TR-37 pri Trni (in V. Baňacký et al. 1984). Spoločenstvo pozostáva okrem iného z druhov: *Valvulineria marmaroschensis*, *V. complanata*, *Cyclamina vulchoviensis*, *C. zemplanica*, *Uvigerina pygmaea*, *U. aculeata*, *U. asperula*, *U. hispida*, *U. hispidocostata*, *U. semiornata*, *Globigerina prebulloides*, *G. bulloides*, *G. concinna*, *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides trilobus*, *Turbotalia bykovae*, *T. mayeri*, *Pseudotriplasia elongata*. Ide o typické spoločenstvo vieličkanu (zóna so *Spiroplectamina carinata*).

Spoločenstvá foraminifer z vrtu TR-37 (Trňa) poukazujú na kolísanie hĺbok mora v priebehu sedimentácie vranovského súvrstvia.

Sedimentácia začína (aspoň v okolí Zemplínskych vrchov) v litorálnom pásme otvoreného mora. Neskoršie dochádza k prehĺbeniu mora až na rozhranie sublitorál – vrchný batyál. Ukončenie sedimentácie súvrstvia prebieha opäť v podmienkach litorálneho pásma.

V súvrství je prítomný aj nanoplanktón. Najpočetnejšie sú zastúpené druhy: *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulonostroma pseudo-umbilica*, *Pontosphaera multipora*, *Cyclicargolithus floridanus*. Podľa R. Lehotayovej (in V. Baňacký 1984), ktorá spracovala tento nanoplanktón, ide o spoločenstvo zóny NN 5. Autorka zaraďuje sedimenty s uvedeným nanoplanktónom k vieličkanu.

Vranovské súvrstvie s vrstvičkami vulkanických hornín vo vrte Zátín-1 je sterilné. K strednému bádenu je priradené na základe korelácie s územím s. od skúmaného a na základe pozície v podloží vrstiev so *Spiralis andrusovi* (R. Jiříček 1968 in C. Tereska 1969).

Na skúmanom území sú pravdepodobne vyvinuté aj ekvivalenty zbudzkého súvrstvia, avšak v inom litologickom vývoji. Ide o tzv. vrchné vulkanodetritické vrstvy stredného bádenu vo vrte Zátín-1. Sú korelované so zbudzkým súvrstviem prostredníctvom bentonicko-tufitického súvrstvia z okolia Novosadu, ktoré leží pod vrchným bádénom a obsahuje sadrovec (C. Tereska 1969).

Vulkanity stredného bádenu sú zastúpené komplexmi ryodacitových vulkanoklastík a pyroxenických andezitov vystupujúcich na povrch v oblasti Kráľovského Chlmca a prevíraných vo vrte Zátín-1.

Andezity sú podľa stratigrafickej pozície korelovateľné s bazálnou časťou

ťou uložením intermediárneho vulkanizmu overeného vo vrte Zatín-1 (v spodnej časti intervalu 1620-2460 m). Časové trvanie intermediárneho vulkanizmu, ktorého súčasťou sú i andezity od Kráľovského Chlmca, je daná hodnotou $15,0 \pm 0,8$ a $15,9 \pm 0,1$ mil. rokov (P.G. Bagdasarjan et al. 1971), t.j. stredný a časť vrchného bádenu. V podloží vulkanicko-sedimentárnej série s andezitmi vo vrte Zatín-1 sú sedimenty stredného až spodného bádenu s polohami ryolitových tufov. S týmto acidným vulkanizmom je spájaný aj výskyt ryodacitových tufov v podloží andezitov pri Kráľovskom Chlmcu (L. Dublan – J. Lexa in V. Baňacký 1981).

V okolí Kráľovského Chlmca je možné vyčleniť:

a/ komplex ryodacitových vulkanoklastík, vystupujúci v podloží efuzívneho andezitového komplexu v. od obce Plešany.

74 Redeponované ryodacitové tufy

Ide o horniny svetlosivej farby a hrubopsamitickej zrnitosti. Ich hlavnou zložkou je bublinatá a vláknitá pemza s obsahom 50-60 %. Kryštaloklasty sú tvorené plagioklasom do 0,4 mm a zriedkavým kremeňom. Litoklasty sú zastúpené devitrifikovaným vulkanickým sklom (10 %) s ojedinelým plagioklasom do 3 mm. Prítomné sú aj sklzové úlomky ryodacitu. Základná hmota je zložená z drobných úlomkov dezintegrovanej pemzy.

73 Ryodacitové pemzové tufy

Vystupujú v nadloží redeponovaných tufov a patria k litogenetickému typu pemzových pyroklastických prúdov. Majú svetlosivú farbu s nazelenalým odtieňom. Hornina je na 95 % zložená z bublinatej a vláknitej pemzy veľkosti do 5 cm. Z kryštaloklastov je zastúpený plagioklas. Základná hornina je zložená z dezintegrovanej hmoty.

b/ komplex pyroklastických andezitov a redeponovaných tufov

72 Redeponované andezitové vrstevnaté psamitické tufy

Vystupujú v bezprostrednom podloží nadložných efuzív, pričom na kontakte sú vypálené, červenej farby. Tuфы sú dobre vytriedené, ojedinele s drobnými úlomkami pemzy do 2-3 cm. Ich petrografické zloženie naznačuje genetic-kú spätosť s erupčným centrom produkujúcim nadložné andezitové efúzie – lávové prúdy.

71 Lávové prúdy pyroxenických andezitov

Vystupujú v nadloží redeponovaných tufov. Sú uložené nad sebou a sú výsledkom efuzívnej aktivity vulkanického centra, ktorého polohu na základe smeru fluidality a rozloženia lávovoklastických brekcií možno predpokladať na SZ. Hrúbka jednotlivých andezitových prúdov je niekoľko desiatok m a ich celková hrúbka nepresahuje 200 m. Lávové prúdy sú charakterizované masovým vývojom lávovoklastických brekcií, ktoré tvoria 20-30 % celkovej hrúbky prúdov. Brekcie sú vyvinuté hlavne v bazálnych častiach prúdov. Efúzie lávových prúdov sú vzhľadom na vulkanické centrum súčasťou externej vulkanickej zóny. Medzi andezitmi lávových prúdov boli zistené dve základné petrografické variety: hyperstenicko-augitické a augiticko-hyperstenické andezity (L. Dublan – J. Lexa in V. Baňacký 1981).

75 Zatinské andezity

Vystupujú na báze stredného bádenu vo vrte Zatín-1, sú pyroxenické premenené propylitizované. Spreádzajú ich vulkanoklastiká – litokryštalické a

lapilové tufy; piesčité tufity. Tieto horniny sú často premenené karbonatizované a chloritizované (iba v rezoch).

Vrchný bádén – kosov. Je vyvinutý na celom území, s výnimkou elevovane časti Zemplínskych vrchov. Jeho maximálna zistená hrúbka je 1700 m (vrt Zatín-1). Kosov je litologicky reprezentovaný lastomírskym súvrstvom (70). Na povrch, resp. v podloží kvartéru vystupuje na s. a sv. okraji Zemplínskych vrchov medzi obcami Veľatý, Zemplínsky Klečenov a Kašov. Okrem toho vystupu je v okolí Michalian a v okolí obcí Brezina a Byšta.

Súvrstvie je tvorené sivými až tmavosivými piesčitými vápnitými ílovcami až siltovcami s polohami pieskovcov, kyslých tufov a tufitov. Klastický materiál je jemný, zložený zo zrn kremeňa, menej muskovitu a sericitu. Základná hmota je ílovitá, slabo vápnitá.

Asociácia ťažkých minerálov: apatit, zirkón, rutil, turmalín, anatas, u pieskovcov je najhojnejšie zastúpený granát, ktorý však chýba v pelitoch.

Tufity sú podľa M. Starobovej (in J. Janáček 1963) svetlosivé, nazeleňalé ryolitové, silne premenené. Obsahujú bežnú tufitickú asociáciu (apatit zirkón). Netufitická prímes tvorí buď veľmi malé percento, alebo nie je prítomná. Na báze lastomírskoho súvrstvia v okolí Ptrukše, kde leží transgresívne na predterciérnom podloží, sú vyvinuté bazálne konglomeráty.

Lastomírske súvrstvie obsahuje morské foraminifery *Bulimina elongata*, *B. pupoides*, *B. pyrula*, *B. insignis*, *B. antiquetiformis*, *Cibicides dutemplei*, *Florilus communis*, *Valvulineria arcuata*, *Pullenia bulloides* a i.

Spoločenstvo zodpovedá vrchnému bádenu – kosovu, zóne bulimimo-bolivovovej (B. Jandová in J. Janáček 1963, R. Jiříček 1972). Faunistické spoločenstvo poukazuje na to, že sedimenty vznikali v plytkom neritiku až vrchnom batyáli, v teplom mori s normálnou salinitou.

Vo vrte Zatín-1 podstatnú časť vrchného bádenu tvorí vulkanodetritické súvrstvie – zatínske vulkanity (75), resp. andezity hrubé až 1400 m (R. Rudinec – C. Tereska 1972, str.26). Súvrstvie pozostáva z pyroxenických andezitov, ryolitov a vulkanoklastík. Medzi vulkanogénnymi horninami sú polohy bituminóznych ílov a vápenatých pieskovcov. Pieskovce klasifikoval M. Zádrapa ako liticko-drobové. Sú tvorené zrnkami kremeňa, živca a úlomkami hornín (kvarcit, fylit, rohovec, ílovec). Asociáciu ťažkých minerálov tvoria turmalín, granát, zirkón, amfibol. Tmel je ílovito-karbonatický, často tufitický (M. Zádrapa in C. Tereska 1969).

Vulkanodetritické súvrstvie je prevažne sterilné, miestami však obsahuje polohy s morskou faunou (*Valvulineria arcuata*, v bazálnej časti *Spirialis andrusovi*, ojedinele *Glandulina laevigata*, *Truncatella* sp., *Odontonias* sp. a i., R. Jiříček in C. Tereska 1969).

Andezitový lávový prúd s vrchnobádenského vulkanodetritického súvrstvia (z vrtu Zatín-1, hĺbka 1709–1714 m) bol datovaný K-Ar metódou a jeho numerický vek je $15,0 \pm 0,8$ mil. rokov. Podobný vek bol stanovený tiež pri andezitovom tufo z vrtu Žipov-1: (jz. od Trebišova) – $15,0 \pm 2$ mil. rokov. Datované horniny ležia uprostred komplexu stredno- až vrchnobádenského veku.

Vedľa zatínskych vulkanitov, resp. andezitov vrchnobádenského veku sú tiež zastúpené rozsiahle komplexy ryodacitov a ryodacitových vulkanoklastík. Komplex je tvorený extruzívnymi telesami hruboporfyrických i drobnoporfyrických ryodacitov a lávových prúdov s rôznymi fáciami ryodacitových vulkanoklastík. Vystupujú na povrch v jz. a sv. časti Zemplínskych vrchov a v oblasti Veľkého a Malého Kamenca.

Stratigrafické zaradenie do vrchného bádenu je dané jednak ich pozíciou, jednak biostratigrafickými údajmi, ale i rádiometrickými vekmi. Ryodacitové extrúzie pri veľkom a Malom Kamenci sú v pozícii pod lávovým prúdom

andezitu, ktorý na základe petrografickej podobnosti paralelizuje s andezitmi spodnosarmatského veku pri Brehove. Hrubé, slabo triedené ryodacitové tufy v. od Luhyne obsahujú vložky pelitických sedimentov, z ktorých I. Ferenczi (in V. Čechovič et al. 1963) uvádza bádenskú mikrofaunu. O vrchnobádenskom veku tufov tohto komplexu svedčí aj pozícia tufov na sedimentoch báden- nu zistených vrtom Tr-27, ktoré obsahujú bádenskú mikrofaunu (A. Zlínka 1984). Rádiometrické veky z ryodacitov tohto komplexu však nedávajú jednoznačné údaje (O.V. Coň – J. Slávik 1971, G.P. Bagdasarjan et al. 1971). Rozdielnosti z údajov rádiometrického datovania sú v rozpore s geologickými a petrografickými poznatkami, podľa ktorých tieto horniny tvoria jeden komplex. Zbližuje ich petrografická podobnosť a submarinný charakter premien.

68 Extrúzie hruboporfyrického ryodacitu

Vystupujú na povrch medzi obcami Streda nad Bodrogom, Veľký a Malý Kamenec. Ide o rozsiahle extruzívne teleso tvorené svetlosivým, ružovým, slaboporovitým hruboporfyrickým ryodacitom s blokovitou odlučnosťou.

Petrografické zloženie

Výrastlice tvorí: plagioklas – An 25–38, veľkosť 1–4 mm, 25–30 %; kremeň – resorbovaný, veľkosť 1–4 mm, 5–10 % amfibol – opacitizovaný, veľkosť 0,5–2 mm, 1–3 %; biotit – veľkosť 0,5–1,5 mm, 1–2 %; hyperstén – ojedinelý, chloritizovaný.

Základná hmota: felsitická, sférolitická, s rôznym zastúpením hematitového pigmentu.

K extrúziám tohto typu patrí aj teleso pri Zemplíne. Intenzívne premeny (silicifikácia, adularizácia) a prítomnosť silicifikovaných brekcií ho zblížujú s telesami jemnozrnných ryodacitov na s. strane Zemplínskych vrchov.

69 Extrúzie a prúdy jemnozrnných ryodacitov

Extruzívne telesá jemnozrnných ryodacitov vytvárajú na povrchu nesúvislý rad eróziou vypreparovaných telies po s. okraji Zemplínskych vrchov (Veľatý, Hrčel, Kašov, Cejkov). Ich charakteristickým znakom sú intenzívne premeny – silicifikácia a adularizácia so vznikom silicifikovaných a draselné metasomovaných ryodacitových brekcií a sekundárnych kvarcítov brekciovitého typu.

Teleso pri Veľatoch je slabo odkryté a morfológicky nevýrazné. Tvorené je argilitizovaným ryodacitom a relikmi porfyrickej štruktúry.

Morfológicky výrazné ryodacitové teleso vystupuje j. od obce Hrčel, a to v prostredí paleozoických hornín. Možno ho považovať i za intruzívne, resp. za koreňovú zónu extruzívneho telesa. Hornina je nepravidelne blokovo až stĺpcovite rozpadavá, svetlá, silne autometamorfovaná a silicifikovaná. Miestami nadobúda až vzhľad jemnozrnného kvarcitu s lastúrnatým lomom. V z. časti telesa je sj. zóna drvenia a brekciácia sprevádzaná intenzívnou silicifikáciou a vznikom jemnozrnných kvarcítov rohovecového vzhľadu a jemnými impregnáciami markazitu.

Z petrografického hľadiska ide o afanitický ryodacit s ojedinelými výrastlicami plagioklasu veľkosťou do 1 mm, v čiastočne silicifikovanej kryptokryštalickej (felsitickej) základnej hmote.

Morfológia telesa sz. od Kašova (kóta Štrekov) indikuje jeho extruzívnu formu. Tvorené je sivým až nažltlým ryodacitom, s podobným zastúpením výrastlíc plagioklasu s veľkosťou do 1–2 mm a obsahu 15 %.

Ryodacitové teleso jv. od obce Kašov vystupuje v prostredí ryodacito-

vých tufov. Má pretiahnutú formu a ploché uloženie fluidálnych textúr v s. časti (sklony 5-30° k J). Ide o extruzívne teleso s prechodom do lávového prúdu. Z petrografického hľadiska ide o ryodacit s výrastlicami plagioklasu An 25-40, veľkosť 0,5-1,6 mm, obsah 8-10 % s ojedinelými výrastlicami hypersténu do 1 mm. Základná hmota je felsiticko-pilotaxitická, s drobnými lištičkami plagioklasu.

Z. od Kašova, v oblasti kóty Ronkalík na s.-j. zlomoch, vystupujú prieniky ryodacitu. Ryodacit je silne silicifikovaný, argilitizovaný, s reliktnou porfyrickou štruktúrou.

Ryodacitové teleso j. od obce Cejkov je situované v prostredí ryodacitových tufov. Má výrazné s.-j. predĺženie v j. časti s prechodom do lávového prúdu. Prieniky ryodacitov s. od Cejkova sú jemnozrnné, afanitické, intruzívne silicifikované, s charakterom sekundárnych kvarcitov.

67 Silicifikované a adularizované brekcie

Chaotické, svetlé silicifikované brekcie až sekundárne kvarcity sprevádzajú teleso hruboporfyrického ryodacitu pri Zemplíne.

Sú v nich úlomky ryodacitov s andularizovaným plagioklasom a silicifikovanou základnou hmotou. Časté sú prejavy hematitizácie a prítomnosť jaspisu. Charakter premien je typickým znakom kyslého submarinného vulkanizmu.

66 Redeponované ryodacitové vulkanoklastiká

Ryodacitové vulkanoklastiká vytvárajú horizont v nadloží premenného extruzívneho telesa z. od obce Zemplín. Vulkanoklastiká majú pestré farby (zelené až hnedé). Sú zvrstvené a triedené, tvorené prevažne opracovanými úlomkami silicifikovaných a draselne metasómovaných ryodacitov. Ryodacity majú variabilnú základnú hmotu od felsitickej, felsiticko-pilotaxitickej až po mikrogranitickú. Prítomné sú tiež úlomky granitových porfýrov s reliktnými granofyritickej základnej hmoty a úlomky sekundárnych kvarcitov. Horninové fragmenty predstavujú 50-70 % zloženia horniny v nontronitizovanom zeolitizovanom pemzovo-tufovom matrixe s prejavmi silicifikácie. Miestami možno pozorovať hematitizované horizonty s prítomnosťou jaspisu.

Vulkanoklastiká úzko asociujú so silicifikovanými a draselne metasómovanými brekciami v povrchovej časti podložného extruzívneho telesa, kde tiež možno pozorovať prejavy epigenetickej hematitizácie.

Vulkanoklastiká sú produktom explozívno-hydrotermálnej brekciácie v plytko-submarinnom prostredí. V prvom štádiu boli sformované sekundárne kvarcity a brekcie v kupolovitej časti extrúzie (intrúzie?), ktoré v štádiu pokračujúcich explozívno-hydrotermálnych procesov boli rozrušené a redeponované. Zrornosť hornín sa pohybuje od jemnozrnných po hrubozrnné, s veľkosťou úlomkov 1-2 cm i viac. Charakter zvrstvenia a triedenia nasvedčuje, že ide o redepozíciu v plytkovodnom prostredí pobrežnej zóny. Hematitizované horizonty a jaspisy treba spájať s pokračujúcimi exhaláciami v oblasti centra.

Uvedené fenomény sú jedným z typických znakov sprevádzajúcich polymetalické sulfidické ložiská typu „Kuroko“ viazaných na submarinný kyslý vulkanizmus.

65 Jemnozrnné redeponované ryodacitové tufy

Vystupujú v depresii medzi Veľkou Trňou a Luhyňou na povrchu v obmedzenom rozsahu. Zistené boli vrtom Tr-27. Ide o jemné až strednozrnné, triedené redeponované ryodacitové tufy tvorené úlomkami výrastlíc (plagioklas, kremeň), úlomkami svetlého vulkanického skla, pri hrubších varietách aj pem-

zy. Tufy ležia v bezprostrednom nadloží biostratigraficky datovaného vrchného bádenu (A. Zlínka 1984). Spodnejší horizont redeponovaných tufov s analogickým uložením s prejavmi zeolitizácie je už v podloží uvedených sedimentov.

64 Hrubé ryodacitové pemzové tufy

Tufy vystupujú na povrch na j. strane Zemplínskych vrchov v oblasti Veľkej Bary, Malej a Veľkej Trne, Čerhova, Luhyne a na s. strane pri Kašove a Cejkove.

Ide prevažne o netriedené, chaotické pemzové tufy s častými fenoménmi indikujúcimi uloženie podmorských sklzov. V tufoch pri Luhyne sú v pemzových tufoch ojedinelé valúnky ryodacitov, starších andezitov a závalky tufitických ílovcov. Intenzívne spevnenie ryodacitových tufov v niektorých častiach je výsledkom postgenetickej zeolitizácie a slabej silicifikácie. Podobné textúry možno pozorovať i v tufových horizontoch, pri Kašove a Cejkove. Pri Kašove s hrubozrnnými pemzovými tufovi asociujú aj jemnozrnné tufy bez závalkov, ktoré vzhľadom na lavicovitý charakter uloženia a slabé triedenie možno považovať za produkt submarinného masového transportu. J. od Cejkova možno pozorovať v tufoch prejavy intenzívnej silicifikácie a draselnej metasomatózy.

Z petrografického hľadiska ide o materiál pochádzajúci z porfyrických ryodacitov s výrastlicami plagioklasu, kremeňa, amfibolu a biotitu s veľkosťou do 4 mm, analogický ako ryodacity od Stredy nad Bodrogom a Kamenca.

63 Vrchný bádén – spodný sarmat – klčovské súvrstvie ?

K vrchnému bádenu – spodnému sarmatu je potrebné zaradiť sterilné súvrstvie, ktoré leží pod stretavským súvrstviem sarmatu. C. Tereska (1969) koreluje tieto vrstvy s klčovským súvrstviem. Ide o približne 200 m hrubé súvrstvie tvorené sivými ílovcami a siltovcami, menej je vápnitých pieskovcov a na báze sú andezitové tufy. Obsahujú resedimentovanú faunu spodného a stredného, prípadne i vrchného bádenu.

SARMAT

Je rozšírený takmer v celom študovanom území. V okolí Zemplínskych vrchov bol zistený na jz., j. a s. okraji, erózne zvyšky sarmatských vulkanitov ležia aj vo vyzdvihnutej časti pohoria.

62 Sarmat jz. od Zemplínskych vrchov v podloží tokajského súvrstvia nevieme vzhľadom na nedostatok biostratigrafických dôkazov podrobnejšie začleniť. Pravdepodobne zodpovedá stretavskému súvrstviu, ale na rozdiel od neho je tvorený prevažne kyslými tufovi, tufitmi a bentonitmi.

Sarmat tvoria nasledujúce litostratigrafické jednotky:

- stretavské súvrstvie zodpovedá spodnému až strednému sarmatu v brakickom vývoji;
 - kochanovské a tokajské súvrstvie zodpovedá strednému a vrchnému sarmatu v sladkovodnom vývoji;
 - ptrukšianske súvrstvie zodpovedá vrchnému sarmatu v brakickom vývoji.
- Maximálna hrúbka sarmatu dosahuje asi 2200 m.

58 Stretavské súvrstvie

Leží na sedimentoch vrchného bádenu, dosahuje hrúbku až 1800 m. Na po-

vrch, resp. zakryté kvartérom vystupuje na sv. svahoch zemplínskej hrasti a v priestore medzi Lastovcami a Brezinou. Sú to sivé vápnité piesčité íly – ílovce s polohami bentonitov, resp. bentonitizovaných tufitov a pieskovcov. Asociáciu ťažkých minerálov tvorí zirkón, apatit, staurolit, biotit a amfibol. V ľahkej frakcii je hojné fluidálne vulkanické sklo (M. Starobová 1959).

Do spodnej časti stretavského súvrstvia v okolí Beše a Čičaroviec sa vkladajú andezitový komplex – malčické a bešianske andezity (61). Pozostáva z andezitových prúdov a vulkanoklastík. Tento komplex leží zväčša medzi vrchným bádénom a vrstvami s typickou spodnosarmatskou faunou (napr. vo vrte Stretava-21, Čičarovce-3). Nad vulkanosedimentárnym komplexom leží súvrstvie sivých vápnitých ílov a vápnitých pieskov, pieskovcov s polohami kyslých tufov a tufitov.

Stretavské súvrstvie obsahuje hojnú brakickú faunu. V jeho spodnej časti sa vyskytuje fauna foraminifer tvoriaca spoločenstvo cibicidovej zóny: *Cibicides badenensis*, *C. lobatulus*, *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina pseudocostata*, *Hemicytheria schreteri*, *Alphidium macellum* (I. Zapletalová 1962, K. Čopianová 1963 in C. Tereska 1969, R. Jiříček 1972). Zvyčajne sa striedajú polohy sterilné s fosilifernými. Vyššie sa vyskytujú polohy s faunou zóny veľkých elfidií: *Elphidium aculeatum*, *E. Macellum*, *E. Magnum* (I. Zapletalová l.c., K. Čopianová l.c.), ďalej sú prítomní zástupcovia rodu *Mohrensternia* a *Quinqueloculina* (R. Jiříček l.c.).

Vo vrchnej časti súvrstvia sa vyskytuje fauna s *Elphidium hauerinum*, *Articulina cf. articuloides* A. problema, *Elphidium listeri*, *Ammonia beccarii*, *Silicoplacentina* sp., *Bolivina moldavica* (I. Zapletalová 1964, R. Jiříček 1972).

Z uvedených foraminiferových spoločenstiev vyplýva, že rozsah stretavského súvrstvia zodpovedá spodnému – strednému sarmatu.

Vekovým ekvivalentom stretavských vrstiev (t.j. spodného a stredného sarmatu) sú popri pochovaných malčických a bešianských andezitoch aj niektoré andezity a ryolity v okolí Zemplínskych vrchov.

Z nich má spodnosarmatský vek komplex hyperstenických až augiticko-hyperstenických andezitov s akcesorickým kremeňom, amfibolom a biotitom, ktorý pozostáva z extruzívnych telies a lávových prúdov s autoklastickými brekciami.

Stratigrafické zaradenie do spodného sarmatu je dané jednak ich superpozíciou, jednak rádiometrickým datovaním. Rádiometrický vek andezitu z lomu pri obci Brehov s údajom $14,7 \pm 1,4$ mil. rokov (G.P. Bagdasarjan et al. 1971) je blízky veku najvrchnejšieho bádenu. Treba však pripomenúť, že uvedená hodnota predstavuje priemer z troch meraní.

V blízkosti výstupu andezitov v najspodnejších vrstvách sarmatu v zóne *Cibicides badenensis* boli zistené tufy pyroxenických andezitov, ktoré J. Slávik et al. (1968) považuje za súveké s andezitmi, a preto sa nevyklučuje ich spodnosarmatský vek. Ako už bolo uvedené, spodnosarmatský vek majú i malčické a bešianske andezity. Ďalším argumentom potvrdzujúcim spodnosarmatský vek andezitov je pozícia lávového prúdu v nadloží starších vrchnobádenských ryodacitových extrúzií medzi Stredou nad Bodrogom a Kamencom.

60 Extruzívne telesá pyroxenických andezitov a ich brekcie

Extruzívne telesá vystupujú na povrch s. od Brehova (kóta Veľký vrch), sz. od Somatora (kóta Vršok) a sv. od Stredy nad Bodrogom (kóta Roháč).

V extruzívnom telese Veľkého vrchu s. od Brehova prevládajú celistvé tmavé andezity blokovej až stĺpcovej odlučnosti, bez jasného vzťahu k forme telesa.

Zóna pórovitých andezitov a extruzívnych brekcií rozdeľuje teleso na dve časti. Extruzívne brekcie lemujú okraje telesa na jz., j. a jv. strane. Tvorené sú ostrohrannými fragmentmi sklovitých, často pórovitých andezitov s prejavmi montmorillonizácie. Základná hmota je tvorená jemnejším drveným materiálom s intenzívnejšími prejavmi oxidácie a argilitizácie. Ojedinele boli zistené xenolity kontaktne premenených tufov a sedimentov. Charakter brekcií nasvedčuje, že ide o pôvodné prostredie vzniku extruzívneho telesa.

Extruzívne teleso kóty Vršok, sz. od Somatora, je tvorené celistvým až mierne pórovitým andezitom s nepravidelne blokovitou odlučnosťou. V okrajových častiach andezity prechádzajú do naružovelých, mierne pórovitých extruzívnych brekcií. Okrajová brekcia má sklovitý charakter s prejavmi silicifikácie a argilitizácie, čo indikuje subakvátny charakter brekciácie.

Extruzívne teleso kóty Roháč sv. od Stredy nad Bodrogom je tvorené celistvým, pri okrajoch mierne pórovitým a fluidálnym andezitom s dobre definovateľnou vejárovitou vnútornou stavbou.

Z petrografického hľadiska sú extruzívne telesá tvorené hyperstenickým až augiticko-hyperstenickým andezitom s akcesorickým amfibolom, biotitom a kremeňom. Základná hmota je felsiticko-pilotaxitická až mikroliticko-pilotaxitická s drobnými lištičkami plagioklasu.

59 Lávové prúdy pyroxenických andezitov a ich brekcie

Na povrchu vystupujú v širšom okolí Sirníka, Brehova, Cejkova a na vrchole kóty Tarbucka v. os Stredy nad Bodrogom. Ide o pomerne rozsiahle lávové prúdy väčších hrúbok s podstatným zastúpením lávových brekcií.

Lávové časti prúdov sú tvorené tmavým celistvým andezitom s nepravidelne blokovou až doskovitou odlučnosťou s prechodmi do pórovitých brekciovitých andezitov s prejavmi argilitizácie a limonitizácie. Lávové brekcie majú variabilný charakter, od blokových brekcií tmavého sklovitého andezitu až po pórovité a vesikulované blokové brekcie s výraznou argilitizáciou povrchu fragmentov. Ojedinele sú v brekciách prejavy silicifikácie so vznikom chalcedonu, opálu a jaspisov, čo svedčí o ich subakvátnom prostredí vzniku.

Z petrografického hľadiska sú andezity hyperstenické, s akcesorickým amfibolom, biotitom a kremeňom. Na rozdiel od extruzívnych telies majú hyalopilitickú a pilotaxitickú základnú hmotu s prejavmi oxidácie.

54 Kochanovské súvrstvie

Je typicky vyvinuté v okolí Sečoviec (mimo študovaného územia) a zasahuje až do s. okolia Zemplínskych vrchov. Ďalej na J laterálne prechádza do tokajského súvrstvia, ktoré je vyvinuté hlavne na území MĽR (Tokajské vrchy a okolie). V., resp. sv. prechádza do vrchnej časti stretavského súvrstvia a do ptrukšianskeho súvrstvia.

Kochanovské súvrstvie hrubé niekoľko 100 m je tvorené sivozelenými vápnitými až piesčitými ílmi, resp. siltami s hojnými polohami redeponovaných ryolitových tufov, resp. s rozptýleným redeponovaným ryolitovým materiálom. Ojedinele sú prítomné sloje lignitu, ktoré sú hrubé až 3,0 m.

V kochanovskom súvrství nebola nájdená brakická fauna. Vo výplavoch sa našli iba úlomky silicispongií a ostrakódov.

Palinologický rozbor uhoľného vývoja z okolia Michalian urobila E. Plan-

derová (in Ľ. Ivan 1962). Najhojnejšie sa vyskytuje rod *Carya*, menej hojné sú *Taxodiaceae*, *Nysaceae*, *Myricaceae* a rod *Engelhardtia*. Spoločenstvo mikroflóry zodpovedá strednému – vrchnému sarmatu.

Z ekologického hľadiska uhoľné vývoje vznikali v prostredí plytkých močiarov obklopených mezofytálnym lesom.

53 Tokajské súvrstvie

Je vyvinuté hlavne na jz. úpätí Zemplínskych vrchov, odkiaľ pokračuje na územie MĽR, kde je jeho stratotypová oblasť. Je hrubé viac než 500 m a tvorené prevažne vulkanickými a vulkanoklastickými horninami (ryolity, ryolitové tufy a tufity), ktoré sú často bentonitizované. Prítomné sú tiež polohy čistého bentonitu a slojky lignitu.

Sarmatského veku a pravdepodobne časovým ekvivalentom tokajského súvrstvia je ryolitové extruzívne teleso Viničky a ryolitové vulkanoklastiká pri Strede nad Bodrogom. Po petrografickej stránke sa značne líšia od vrchnobádenských ryodacitov.

J. Slávik et al. (1968) a J. Slávik (1968) zaraďujú ryolity do vrchnej časti elfídiovej zóny, resp. až do spodnej časti zóny s *Elphidium hauerinum*. Predpokladáme ich vekovú paralelizáciu s ryolitmi s. časti Tokajských vrchov ktorých spodnosarmatský vek je doložený faunou v myšlianskych vrstvách (J. Švagrovský 1964). Rádiometrické veku ryolitov a obsidiánu od Viničiek – $11,1 \pm 0,8$; $11,4 \pm 0,5$ a $12,2 \pm 2$ mil. rokov (D. Vass et al. 1978) sú však mladšie ako spodnosarmatské.

57 Ryolitové extrúzie s prechodom do lávového prúdu

Vystupujú na povrch medzi obcami Viničky a Malá Bara priamo v nadloží mladšieho paleozoika a mezozoika. Priebeh fluidálnych textúr jednoznačne indikuje extruzívny tvar s vejárovitou vnútornou stavbou s. od Viničiek, kóta Borsuk). Smerom na SZ a JZ extrúzia prechádza do plošného lávového prúdu s hrúbkou okolo 50 m.

Teleso je budované svetlosivým, nahnedlým alebo naružovelým, slabo porovitým felsitickým ryolitom. Ryolit má prevažne blokovitú odľučnosť a vo v. časti telesa s výraznou fluidalitou aj doskovitú odľučnosť.

V okrajovej časti telesa j. od Malej Bary a pri Viničkách na báze telesa vystupujú sférolitické a sklovité variety ryolitu s prechodom do akumulácie sklovitých brekcií s perlitom a obsidiánom.

Z petrografického hľadiska ide o afanitický ryolit s obsahom len ojedinelých drobných lištičiek plagioklasu a biotitu. Základná hmota je premenlivá, vo vnútorných častiach telesa felsitická a smerom k okrajom telesa felsiticko-sféritická až sklovitá. Podobne ryolity vystupujú v západnej časti mapy v okolí Byšty.

56 Ryolitové epiklastiká a redeponované tufy

Vystupujú v opustenom lome pri Strede nad Bodrogom v podloží mladších pyroxenických andezitov. Ide v podstate o zvrstvené epiklastické konglomeráty, pieskovce a redeponované tufy s úlomkami ryolitov, perlitov a obsidiánov typu telesa Viničky. Vo vrchnej časti sú vrstvy deformované s prítomnosťou plastickej masy podmorského sklzového telesa.

55 Bentonitizované ryolitové tufy

Sú produktom kyslého sarmatského vulkanizmu. Tufy sú pemzové, miestami výrazne bentonitizované. V ich podloží vystupujú vrchnobádenské až spodnosarmatské vápnité íly.

K najmladším produktom sarmatského vulkanizmu zaraďujeme komplex jemnozrnných pyroxenických a bazaltoidných andezitov. Patria sem lávové prúdy na kóte Vlčia hora z. od Cejkova, na kótach Kláštorsky vrch a Vakovec j. od Cejkova, na kopci Kamienčok, pri ceste medzi Ladmovcami a Zemplínom, na kóte Pilis z. od Veľkej Bary a pri Strede nad Bodrogom.

Vzhľadom na to, že ide o izolované relikty prúdov na rôznom podloží, jednotiacim prvkom komplexu je zhodné petrografické zloženie hornín.

Stratigrafické zaradenie do vrchného sarmatu vyplýva zo superpozície andezitov z nadložja ryolitových vulkanoklastík strednosarmatského veku v Strede nad Bodrogom. Rádiometrický vek andezitu zo Stredu nad Bodrogom, 12,65 mil. rokov (D. Ďurica et al. 1978), poukazuje na stredný sarmat.

51 Lávové prúdy bazaltoidných andezitov a ich brekcie hyaloklastického typu

Dosahujú hrúbku maximálne 50 m, priemerná hrúbka je okolo 20-30 m. Tvorené sú prevažne doskovitým, laminovaným celistvým andezitom, menej často andezitom s blokovitým rozpadom. Prúdy sú uložené väčšinou horizontálne. Z petrografického hľadiska ide o jemnozrnné bázické pyroxenické andezity až bazaltoidné andezity porfyrickej štruktúry s výrastlicami:

plagioklas – zonálny, An – 65-80, veľkosť 0,5-1,5 mm, obsah 25-30 %

hyperstén – veľkosť 0,5-2 mm, obsah 5-8 %

augit – často glomerofyrický, veľkosť 0,5 mm, obsah 3-5 %.

Základná hmota je variabilná v závislosti od podmienok tuhnutia, najčastejšie mikrolitická a mikroliticko-pilotaxická. Ojedinele bola pozorovaná detritická a mikroofiticko-intersertálna štruktúra základnej hmoty.

50 Redeponované hyaloklastické brekcie

Vystupujú v reliktoch v podloží a nadloží lávového prúdu pri Strede nad Bodrogom. Brekcie v nadloží sú autochtónne, bezprostredne späté s podložným andezitom. Tvorené sú angulárnymi fragmentmi čierneho sklovitého andezitu do 0,5-1 m, fragmentmi čiernych, variabilne vesikulovaných úlomkov a zelenej palagonitovej substancie. Brekcie v podloží prúdu sú redeponované, triedené a zvrstvené. Zrnitosť je variabilná.

52 Ptrukšianske súvrstvie

Je vyvinuté vo v. časti skúmaného územia hlavne v oblasti Ptrukše. Jeho maximálna hrúbka je 300 m. Ivoria ho vápnité piesky a slabo tmelené pieskovce s polohami sivých a nazelenalých jemnopiesčitých vápnitých ílov, tufitických ílov a tufitov. Súvrstvie obsahuje brakické spoločenstvá mikrofauny pozostávajúce z Protoelphidium cf. subgranosum, Ammonia beccarii, Elphidium macellum, Quinqueloculina fluviata, ostrakódov, faunu mäkkýšov reprezentujú Cardium plicatifittoni, Maetra vitalina, Musculus sarmaticus, Iru naviculatus (I. Zapletalová 1964, R. Jiříček 1972).

Spoločenstvo fauny poukazuje na vrchnosarmatský vek.

PANÓN A PLIOCÉN

Sedimenty panónu a pliocénu sú rozšírené hlavne v strednej a v. časti skúmaného územia od Veľkého Kamenca a od obce Bodrog na V. Okrem toho vystupujú vo forme denudačných zvyškov na sv. úpätí zemplínskej hrasti, pri obci Cejkov, Zemplínske Jastrabie a Novosad. Litologicky boli tieto sedimenty rozčlenené na nasledovné súvrstvia:

48 Sečovské súvrstvie

Na povrch vystupuje v ohraničenom zvyšku pri obci Cejkov a zakryté kvartérom medzi Malčicami a Zemplínskym Hradišťom. V okolí Cejkova tvoria súvrstvie sivé, hnedosivé, prípadne škvrnité a vápnité íly. V centrálnej časti Východoslovenskej nížiny dosahuje súvrstvie hrúbku 300-400 m. V spodnej časti pozostáva z pestrých vápnitých ílov, vo vrchnej časti zo sivých vápnitých ílov. V súvrství sú tiež polohy tufov, tufitov, polohy uhoľných ílov a slojky lignitu. Súvrstvie obsahuje mikrofaunu spodnopanónskeho typu: *Cyprideis tuberculata*, *Bythinia tentaculata* (R. Jiříček 1972, str.63, 64).

V mikrofloristickom spoločenstve, ktoré sa našlo v íloch pri Cejkove, sú prítomní zástupcovia ihličnatých, hlavne *Pinus*, typ *Haploxylon* a *P. silvestris*. Z Angiospermae hlavne *Quercus*, *Castanea*, *Engelhardtia*, *Platycaria*. Zriedkavejšie je zastúpená čeľaď *Myricaceae* a rod *Pterocarya*. E. Planderová (in V. Baňacký et al. 1974), ktorá spracovala mikroflóru, sa domnieva, že spoločenstvo je spodnopanónskeho veku.

47, 46 Senianske súvrstvie

Leží spravidla na sečovskom súvrství, ale jeho denudačné reliktu v okolí Novosadu a Zemplínskeho Jastrabia ležia na starších neogénnych sedimentoch. V centrálnej časti panvy jeho hrúbka dosahuje 600 m. V skúmanom území je toto súvrstvie tvorené hlavne pestrými ílmi, sú prítomné aj štrky (47), ktorých hlavná oblasť rozšírenia je s. od skúmaného územia.

S., v. a jv. od Kráľovského Chlmca sú vyvinuté iňačovské uhoľné vrstvy (46), ktoré sú považované za súčasť senianskeho súvrstvia. Ich hrúbka je približne 150-240 m. Pozostávajú z ílov, uhoľných ílov, tufitov a štrkov. Sú v nich sloje lignitu, lokálne hrubé 1-1,5 m, výnimočne až 4,0 m.

V súvrství bolo nájdené chudobné sladkovodné spoločenstvo *Limax crassus*, *Valvata* cf. *variabilis*, *Candoniella albicans*, *C. sp. III*. Na základe tejto fauny ho R. Jiříček (1972, str. 61-63) koreluje s panónom „C“.

49 Senianske a sečovské súvrstvie vcelku (iba v rezoch)

46 Čečehovské súvrstvie

Leží diskordantne na senianskom súvrství. Jeho prítomnosť predpokladáme len vo v. časti skúmaného územia. Je hrubé asi 200 m a tvoria ho pestré íly, piesky a štrky. Štrky sú prítomné hlavne pri okrajoch Zemplínskych vrchov (napr. v. obce Zemplín), zatiaľ čo smerom na V do centra panvy prevláda materiál pelitický. Asociáciu ťažkých minerálov tvorí granát, turmalín, rutil, opakové minerály a hyperstén v kolísavom zastúpení (J. Horniš 1974, 1977 in V. Baňacký et al. 1981). V súvrství sa našla veľmi ojedinele fauna *Candona candida*, *Cyclocypris globosa*, *Cypris candonaeformis*, *C. tambovense*, *Planorbis* sp. (R. Jiříček 1972, str.63). Peľové spektrum má pliocénny charakter: *Carya*, *Castanea*, *Engelhardtia* čeľaď *Myricaceae* a *Chenopodiaceae* (E. Planderová in V. Baňacký et al. 1981).

NEOGÉN – KVARTÉR

FLUVIÁLNO-LIMNICKÉ SEDIMENTY

45 Piesky, piesčité íly, íly (pliocén – starý pleistocén)

Sedimenty fluviálno-limnického charakteru sa zachovali na báze trakan-

skej čiastkovej depresie – v. od Chlmeckých pahorkov. Sú zastúpené prevažne piesčitými a ílovitými sedimentmi. Piesčité vrstvy obsahujú 91,4 % piesku, 7,4 % prímеси prachovej a 1,2 % štrkovej zložky. Celkove sú piesky charakteristické priemernou vytriedenosťou a zníženou symetriou zrnitostnej krivky. Zrnitostné parametre: $Q = 0,14$; $Md = 0,25$; $Q_3 = 0,35$; $So = 1,58$; $Sk = 0,78$. V ťažkej minerálnej frakcii prevládajú opakové minerály – 94,4 %, zložené z agregátov, prípadne rozložených mikrokonkrécií, pričom siderit z podložných pliocénnych sedimentov je v podstatnej miere premenený na limonit, prípadne hematit, a preto vzhľadom na prechodný charakter zaradujeme tieto sedimenty na rozhranie pliocén – pleistocén (J. Horniš 1986). Podobne i R. Jiříček (1969) podľa obsahu hematitu v kvartérnych sedimentoch oddeľuje v podloží kvartéru nachádzajúcu sa pestrú pliocénnu sériu so sideritom od pesternej pleistocénnej série s hematitom.

V ťažkej minerálnej frakcii možno pozorovať takmer úplnú redukciu hypersténu (0,4-0,3 %), ktorá je podľa J. Horniša (1982) dôsledkom odlišných sedimentačných podmienok počas usadzovania sedimentu, ako aj vplyvom intrastatálneho rozpúšťania, ktoré prebiehalo oveľa dlhšiu dobu ako v nadložných – mladších sedimentoch.

Výsledky paleomagnetických meraní (E. Vaškovská 1985) z ílovitej vrstvy trakanskej čiastkovej štruktúry poukazujú na úsek polarizačnej epochy Matuyama z hranice pliocén – pleistocén tesne nad vrchnopleistocénnym obdobím epizódy Olduvai (1,67-1,87 mil. rokov).

KVARTÉR

FLUVIÁLNO-LIMNICKÉ SEDIMENTY

42 Piesky, piesčité íly (starý pleistocén) – iba v rezoch

V nadloží pliocénno-pleistocénnych sedimentov ležia v trakanskej čiastkovej depresii piesčité a ílovité riečno-jazerné uloženiny. Na ostatnom území v strážňanskej čiastkovej štruktúre a v hranskej prepadline sú v ich podloží vrchnopliocénne íly a piesky. Piesčité súvrstvia v trakanskej čiastkovej depresii zastupujú piesky tvoriace 83,6-88,7 % s prachovou zložkou 7,5-13,0 % a drobným štrkom 11,1-3,9 %. Piesky majú priemernú vytriedenosť a symetrickú zrnitostnú krivku.

Zrnitostné parametre: $Q_1 = 0,13-0,23$; $Md = 0,22-0,40$; $Q = 0,36-0,59$; $So = 1,6-1,66$; $Sk = 0,85-0,99$. V ťažkej minerálnej frakcii majú popri dominantných opakových mineráloch 62,3-78,2 %, významnejší obsah majú iba granáty 7,4-14,9 %, v malej miere aj pyroxén. V porovnaní s nadložnými sedimentmi je obsah pyroxénov, najmä hypersténu výrazne redukovaný (3,2-9,3 %, čo potvrdzuje staropleistocénny charakter sedimentácie.

Z ílovitej vrstvy tohto súvrstvia získaný paleomagnetický údaj (E. Vaškovská 1985) poukazuje na normálnu polaritu zodpovedajúcu pravdepodobne epizóde Jaramillo (starý pleistocén a potvrdzuje tak superpozičný vývoj depresie a biostratigrafické a petrografické výsledky.

V strážňanskej čiastkovej depresii sa z tohto obdobia zachovali ílovité sedimenty dosahujúce 4-10 m hrúbku. Vo vápnitých polohách tohto súvrstvia uvádza R. Jiříček (1969, 1977 – písomná korešpondencia a ústne oznámenie) z vrstiev CK-3, Sb-16 ostrakodovú faunu *Scottia browniana* (Jones), *Cytherissa lacustris* (Sars). Fauna tohto charakteru sa nachádza i vo vápnitých súvrstviach bazálnej časti bežovskej depresie vo vrstvách Kch-110, VK-XII a je

charakteristická pre staropleistocénne sedimenty Východoslovenskej nížiny. Ostrakódové spoločenstvo v kvartéri prechádza od starších sedimentov do nadložných – mladších pozvoľne, ale oproti podložným pestrým vrstvám v pliocéne tvorí ostrú biostratigrafickú hranicu, za ktorú už nepreniká žiadny typický kvartérny druh (R. Jiríček 1969).

Aj vo vrte BM-59 v. od Stredy nad Bodrogom sme v hĺbke 34 m na báze ílovitej, slabo vápnitej polohy našli ostrakódovú faunu, ktorú podľa E. Brestenskej (1980) zastupujú *Scottia browniana* (Jones), *Cytherissa lacustris* (Sars), *Ilyocypris bradyi* (Sars), *Ilyocypris gibba* (Ramdohr.).

Relikty fluviálno-limnických sedimentov sa zachovali i v bazálnej časti hranskej (dolnoondavskej) prepadliny v blízkosti vulkanického telesa Veľký vrch (271,9 m. n.m.). Celé toto súvrstvie tvorí približne 5-10 m hrubý komplex pieskov a drobných štrkov, ílovitých vrstvičiek a šošoviek, ktoré obsahujú zvyšky paleovegetácie. Vysokým percentom sú podľa palinologických rozborov zastúpené Umbeliferae. Z Angiospermae prevláda rod *Betula*, *Alnus*, *Quercus*, *Castanea*. Hojné sú druhy rodu *Artemisia*, čo podľa E. Planderovej (1968) zodpovedá vilafranku. V ílovitom podloží prevláda čeľaď Myricaceae, poukazujúca na mierne teplé podnebie čečehovského súvrstvia (ruman – dák).

40 Íly, piesčité íly (mindel), iba v rezoch

Sú rozšírené hlavne v strážňansko-trakanskej depresii. Zvyšky týchto sedimentov sa zachovali tiež v bežovskej depresii a v okrajovej – v. časti Bodrockej roviny. Tvoria ich prevažne sivé, vo vyšších častiach hnedé až tmavohnedé, miestami jemnopiesčité íly, dosahujúce okolo 10 m hrúbku. V slieňitých polohách tohto súvrstvia sa nachádzajú vo vrtoch Sb-16, Kch-110 a VK-XII zvyšky ostrakódovej fauny. Druh *Scottia browniana* (Jones) v podložných vrstvách (starý pleistocén) vystriedala podľa J. Jiříčka (1969) *Scottia tumida* (Jones) a nastúpila *Candona neglecta* (Sars). Vo vrte BM-59 sme vo vrchnej časti ílovitého, čiastočne vápnitého súvrstvia našli zvyšky ostrakódov, ktoré podľa E. Brestenskej (1980) zastupujú *Candona neglecta* (Sars) a *Candona* juv.

Výsledky paleomagnetických meraní ílov (vrt BM-8, hĺbka 37 m) udávajú normálnu magnetizáciu zodpovedajúcu geomagnetickej epoche Brunhes (E. Vašková 1985). Podľa geologických a biostratigrafických kritérií ide o staršiu časť stredného pleistocénu.

V piesčitých polohách ílovitého súvrstvia mindelského glaciálu v trakanskej čiastkovej štruktúre je redukcia hypersténu 13,9 % a v j. časti tejto štruktúry 14,5-15 %, ide teda o starý sedimentačný cyklus – mindel (J. Horniš 1982).

Mindelové sedimenty sa zachovali i v piesčitom vývoji. V hranskej prepadline sú zastúpené jemno- až strednozrnným pieskom, ktorý sa miestami rytmicky strieda s jemnopiesčito-ílovitými horizontálnymi vrstvičkami vyznievajúceho fluviálno-limnického vývoja. V centrálnej časti tejto prepadliny mindelské súvrstvie zastupujú zahlinené strednozrnné piesky s drobnými valúnikmi, hrúbka akumulácie je asi 12 m.

Jemno- až strednozrnné, miestami až rôznoszrnné piesky s ojedinelými valúnikmi sa zachovali v bežovskej depresii. Prevládajúcim minerálom je poloostrohranný až ostrohranný, číry alebo slabo zakalený kremeň. Hojné sú úlomky hornín, hlavne andezitov, menej sludy, ojedinele živce. V ťažkej frakcii pribúdajú opakované minerály zastúpené magnetitom, ilmenitom, v spodných polohách pribúda limonit a leukoxén. Na druhom mieste je hyperstén, ktorý prejavuje zreteľný trend ubúdania, je redukovaný na 9,8-11,4 %, čo predstavuje

starý sedimentačný cyklus – mindel v zmysle J. Horniša (1982). Hojné je zastúpenie granátu, ktorého obsah je pomerne veľmi stabilný, bez väčších výkyvov. Veľký je obsah amfibolu a chloritu, ale je nepravidelne rozložený, augit pribúda s hĺbkou.

39 Prevažne hlíny (mindelsko-riský interglaciál)

Sedimenty holšteinského interglaciálu tvoria významný stratigrafický horizont, 1-10 m hrubý. Je zachovaný v strážňansko-trakanskej a bežovskej depresii, čiastočne i v hranskej prepadline. Sú to prevažne hlinité sedimenty s polohami a šošovkami piesku, rašelin, hnilokalov a sú vhodným fosiliferným prostredím, v ktorom sa zachovali (E. Brestenská 1980) mikro- a makrospóry vodných papradín s druhmi *Azolla filiculoides* Lam. fossilis Flor-schütz a *Salvinia natans* (L.), na základe ktorých zaraďujeme tieto sedimenty do mindelsko-riského interglaciálu.

Megaspóry vodnej papradiny *Azolla filiculoides* (L.) sme našli vo vrtoch hlavne strážňansko-trakanskej, čiastočne bežovskej depresie (BM-7, BM-33, BM-56, BM-57, BM-60). Je to voľne plávajúca rastlina stojatých až mierne tečúcich vôd s teplým podnebí interglaciálu.

FLUVIÁLNE SEDIMENTY

Tvoria najrozšírenejší typ kvartérnych sedimentov mapy. Vypĺňajú rôzne mobilné časti roviny, nivy potokov podslanského úpätného stupňa, predpolia Zemplínskych vrchov a roňavskú prepadlinu.

31 Piesky (ris), iba v rezoch

Fluviálne procesy v riskom glaciáli produkovali veľké množstvo piesčitého materiálu, zachovaných na celom území roviny, s výnimkou dvíhajúcich sa, v súčasnosti pochovaných, hrastových štruktúr. Dosahujú 5-20 m hrúbku.

Na s. okraji hranskej prepadliny tvoria piesčité sedimenty okolo 8 m hrubý pokryv, ktorý severnejšie prechádza do fluviálnej výplne Ondavskej roviny. Zrnitostné parametre týchto sedimentov sú nasledovné: $Q = 0,16$; $Md = 0,29$; $Q_{75} = 0,54$; $So = 1,84$; $Sk = 1,03$. V centrálnej časti tejto prepadliny sa nachádzajú rôzozrnné, dospodu jemnozrnné ílovité piesky dosahujúce 7,70 m hrúbku. Ojedinelé valúniky v týchto pieskoch tvoria prevažne andezity a ich pyroklastiká, podradne sú zastúpené kremence a silicity, materiál slabo až stredne opracovaný. V ťažkej frakcii sú okrem opakových minerálov (limonit, magnetit, leukoxén) najviac zastúpené hyperstény.

Nepravidelne sú rozšírené riské piesčité sedimenty v strážňansko-trakanskej depresii. Najväčšie hrúbky, asi 20 m, dosahujú v trakanskej čiastkovej štruktúre. Na iných miestach dosahujú iba 4-10 m. Sú prevažne jemnozrnné (frakcia 0,1-0,25 mm) a strednozrnné (0,25-0,5 mm), dosahujú 97,6-98,6 % zastúpenie, ostatnú zložku tvorí prach 1,4-1,7 % a štrk 0,7 %. Miestami sa v týchto sedimentoch depresie nachádzajú valúny, balvany a ploché tanierovité formy perlosideritov. Zrnitostné parametre: $Q_1 = 0,20-0,27$; $Md = 0,27-0,32$; $Q_3 = 0,34-0,36$; $So = 1,15-1,30$; $Sk = 0,93-0,95$. Ako vidieť, sú to veľmi dobre vytriedené piesky, majú symetrickú zrnitostnú krivku a pestrú asociáciu ťažkých minerálov. Prevládajú opakové minerály, 27,8-36,2 %; prítomný hyperstén je oproti nadložným vrstvám silne korodovaný (20,6-25,4 %), granát tvorí 16,0-16,8 %, augit – diopsid 11,4-13,7 %, amfiboly 4,4-6,8 %, chlorit 0,6-4,6 %, zakalené minerály 3,8-5,0 %, turmalín 0,3-1,2 %, epidot -zoizit 0,6-1,2 %, ostatné minerály sú zastúpené pod 1 %.

Z fosilného dreva (*Fraxinus*), uloženého v riských pieskoch strážňan-

skej čiastkovej depresie, sme získali rádiokarbónový chronologický údaj starší ako 47 000 rokov (GIN 2567, E. Vaškovská 1985). Keďže hranica použiteľnosti C^{14} je za súčasného stavu u nás obmedzená a stanovený vek je starší ako 47 000 rokov, podporilo by to zaradenie tohto súvrstvia tak, ako sa nám javí z celkovej geologickej interpretácie, biostratigrafických kritérií a paleomagnetizmu, do riského glaciálneho obdobia.

Značne sú rozšírené piesčité sedimenty v bežovskej depredii. Prevažne jemnozrnné piesky obsahujú drobné valúniky kremenných pieskovcov, silicitov, peľosideritov a andezitov. Vytriedenosť pieskov sa pohybuje v rozsahu 1,38-1,5. Ľahká frakcia vyniká typickou monotónnosťou. Prevládajú poloostrohrané až polozaoblené zrná kremeňa, prítomné sú sľudy, ojedinele živce. Ťažká frakcia sa vyznačuje pestrým zložením.

32 Piesčité štrky (ris), iba v rezoch

V západnej časti Bodrockej roviny v hĺbke približne 20 m ležia piesčité štrky dosahujúce asi 5 m hrúbku. Valúny štrkov sú slabo opracované, zastúpené svetlosivým vápencom, andezitmi, ryolitmi, pieskovcom, kremencom a tufmi. V asociácii ťažkých minerálov prevládajú opakové minerály (32,8 %), hyperstén (22,6 %), granát (15,1 %), augit a diopsid (10 %), zakalené minerály (3,7 %), staurolit a disthen (1,4 %), apatit (0,6 %). Zrnitostné parametre sú nasledovné: $Q_1 = 0,42$; $Md = 0,27$; $Q_3 = 0,17$; $So = 1,57$; $Sk = 0,97$.

V j. časti roňavskej prepادلiny sa sformovalo 5-10 m hrubé súvrstvie piesčitých štrkov. Materiál je stredne až dobre opracovaný, zastúpený prevažne andezitmi a ich tufmi, ryolitmi, menej sú prítomné silicity a kremenec. Vysoké zastúpenie hypersténu poukazuje na znosové centrum v Slanských vrchoch a z andezitového telesa Pilis v Zemplínskych vrchoch.

30 Prevažne hlíny (riso-würmský interglaciál), iba v rezoch

Hlinité sedimenty émskeho interglaciálu tvoria výrazný a charakteristický horizont pre celú východoslovenskú rovinu. V ňom sa miestami nachádzajú vrstvičky a šošovky hnilokalov, celková hrúbka dosahuje 1-3 m.

21 Jemnozrnné piesky (würml), iba v rezoch

Piesčité sedimenty prvého würmského štadiálu majú na území mapy veľké rozšírenie. Vzhľadom na relatívne krátke (štadiálne) obdobie vývoja sú ich hrúbky v strážňansko-trakanskej depresii pozoruhodné (okolo 20 m).

Sedimenty sú zastúpené hlavne pieskami 94,7-98,2 %, z ktorých jemnozrnné piesky tvoria 18-50 % a strednozrnné 27,3-69,0 %. Zrnitostné parametre: $Q = 0,17-0,27$; $Md = 0,22-0,32$; $Q = 0,26-0,40$; $So = 1,20-1,35$; $Sk = 0,91-1,05$. Piesky sú veľmi dobre vytriedené a vyznačujú sa symetrickou zrnitostnou krivkou. Majú pestrú asociáciu ťažkých minerálov, zastúpenú opakovými minerálmi (22,0-35,4 %); granátmi (14,6-25,6 %); hypersténmi (22,0-28,0 %); augitmi, diopsidom (7,4-13,1 %); amfibolmi (2-10,4 %); chloritom (0,6-3,8 %) zakalenými minerálmi (2,8-5,2 %); turmalínom (0,7-1,4 %); epidotom, zoizitom (1,8-2,0 %); ostatné minerály sú pod 1 %.

V Bodrockej rovine zastupuje fluviálne akumuláciu würml asi 4 m hrubý pokryv jemnozrnných pieskov, ktorých zrnitostné parametre sú nasledovné: $Q_1 = 0,20$; $Md = 0,22$; $Q_3 = 0,15$; $So = 1,39$; $Sk = 0,98$. Pri ťažkých mineráloch dominujú: hyperstén (25,6 %), opakové minerály (22,6 %), granáty (16,4 %), augit, diopsid (11,8 %), zakalené minerály, amfiboly, chlorit (6,2 %), staurolit (0,4 %).

V bežovskej depresii je zloženie ťažkých minerálov podobné ako v ris-

kých pieskoch, iba obsah hypersténu dosahuje až 36 %. Prehľad zrnitostných parametrov: $Q_{25} = 0,16$; $Md = 0,21$; $Q_{75} = 0,27$; $So = 1,30$; $Sk = 0,98$.

V s. časti hranskej prepadliny tvoria piesky dobre vytriedený sediment, ktorý obsahuje menšiu prímes drobných valúnikov prevažne andezitov, kremen-cov, pieskovcov a silicítov. Najvýznamnejšiu zložku ťažkej frakcie tvorí hyperstén a augit. Maximálne hodnoty hypersténu dosahujú až 40 %, väčšinou sa však pohybujú medzi 20-30 %. Opakové minerály, v ktorých sa vyskytuje limonit, magnetit, ilmenit, pyrit a leukoxén, sa pohybujú v priemere medzi 40-50 %. Stabilnou zložkou zostáva granát, ktorý je v niektorých vzorkách zatlačený do úzadia prevládajúcimi vulkanogénnymi minerálmi a tvorí asi 4 % obsahu ťažkej frakcie. Vcelku možno konštatovať, že obsah granátov tvorí vo fluviálnych sedimentoch severnej – okrajovej časti prepadliny v priemere 5-9 %. Okrem spomínaných ťažkých minerálov sú podradne zastúpené amfiboly, turmalín, zirkón, apatit, epidot, zoizit, chlorit a staurolit, pričom staurolit vykazuje až 2 % podiely (J. Horniš 1982).

22 Piesčité štrky (würm¹), iba v rezoch

Vypínajú j. časť roňavskej prepadliny, kde tvoria asi 8 m hrubý pokryv. Petrograficky sú zastúpené andezitmi, ryolitmi, ojedinele sa vyskytujú horniny z mladopaleozoických vrstiev, ktoré sa do prepadliny dostali v podobe slabo opracovaných valúnov a balvanov, vyplavených z okolitých prolúvií. V bazálnej časti pribúda piesčité zložka, ktorá často spolu so štrkom býva stmelená do zlepencov, prípadne tvorí pieskovcové lavice.

20 Prevažne hliny (interštadiál würm^{1/2}), iba v rezoch

Výrazný hlinitý interštadiálny horizont pozorujeme v strážňansko-trakanskej depresii, kde tvorí 1-5 m hlinitú vrstvu. Miestami je táto vrstva zachovaná iba v reliktoch, prípadne celkom podľahla erózii.

Podobné hlinité interštadiálne vrstvy (w^{1/2}) pozorujeme v Bodrockej rovine, roňavskej a hranskej prepadline a v bežovskej depresii.

18 Jemnozrnné piesky (würm^{2,3}), iba v rezoch

Najväčšiu hrúbku (max. 30 m) dosahujú tieto sedimenty v strážňansko-trakanskej depresii. Piesky sú prevažne jemnozrnné (0,1-0,25 mm) a dosahujú 31,7-75,7 %. Strednozrnné piesky (0,25-0,6 mm) dosahujú 13,1-63,2 %. Celkovo na piesky pripadá 94,4-99,0 %, na prach 1,0-5,6 %. Zrnitostné parametre: $Q_1 = 0,17-0,24$; $Md = 0,19-0,27$; $Q_3 = 0,23-0,33$; $So = 1,16-1,17$; $Sk = 1,08-1,09$. Sediment je dobre vytriedený a má symetrickú zrnitostnú krivku.

V ľahkej minerálnej frakcii prevládajú zrná kremeňa, pričom sú často zastúpené aj kryštáliky β kremeňa. V menšej miere sú prítomné sľudy a úlomky hornín, podradne sa vyskytujú živce a karbonáty. Minerálne zloženie ťažkej frakcie je charakteristické pre náplavy Latorice, Tisy a Bodrogu. Prevládajú opakové minerály 16-27,2 %; granáty 17,0-18,6 %, hyperstén 20,0-24,0 %, augit, diopsid 12,0-13,6 %, amfiboly 7,6-8,0 %, základné minerály 6,8-11,0 %, chlorit 4,2-5,0 % epidot, zoizit 3,0 %, ostatné minerály sú zastúpené pod 1 %.

Miestami dosahujú piesčité sedimenty svojím koeficientom vytriedenia až eolický charakter. Pri porovnávaní asociácie ťažkých minerálov s ostatnými spracovanými vzorkami, ako aj podľa charakteru zrn v ľahkej frakcii (relatívna čírosť kremeňa) však ide o fluviálny pôvod (J. Horniš 1977).

Rádiometrické datovanie fosílného dreva (Ulmus) metódou C¹⁴ z bazálnej časti týchto pieskov stanovuje vek na 45 800 ± 1000 rokov (GIN 2568). Vek

ďalšieho fosílného dreva zo strážňanskej čiastkovej depresie (E. Vašková 1985) je určený na $45\ 000 \pm 1000$ rokov (GIN 2569), čo v oboch prípadoch zodpovedá začiatku vrcholného glaciálu.

Piesčité sedimenty tohto súvrstvia majú podobný charakter a zloženie ako piesky würmu¹.

Aj v bežovskej depresii je charakter týchto pieskov rovnaký. Prevláda číry alebo zakalený kremeň, úlomky andezitov, menej sa nachádzajú sludy a živce. V ľahkej frakcii prevládajú opakové minerály zastúpené magnetitom, ilmenitom, smerom dolu pribúda limonit a leukoxén, výrazné zastúpenie má i hyperstén, hojný je granát. Obsah amfibolu a chloritu je značný, ale nepravidelný: augit pribúda s hĺbkou. Mladému würmskému sedimentu nasvedčuje úplne malá redukcia hypersténu. Zrnitostné parametre: $Q_{25} = 0,2$, $Md = 0,27$, $Q_{75} = 0,36$, $Sv = 1,34$, $Sk = 0,99$.

V Bodrockej rovine dosahujú piesky maximálne 10 m. Majú rovnaký charakter a zloženie ako piesky v ich podloží. Podobne ako na celom území medzi-bodrožia, i tu sú fluviálne piesky v povrchových častiach premiešané s eolickým pieskom, ktorý sa sem dostal počas „obmývania“ dún a deflačnou činnosťou.

V centrálnej časti hranskej prepادلiny tvoria jemnozrnné piesky s ojedinelými valúnikmi asi 9 m hrubú výplň, prerušovanú 1 m hrubou vrstvou povodňových interštadiálnych hĺn ($w_{2/3}$). V ťažkej frakcii prevládajú opakové minerály a hyperstén, ostatné sú nepravidelné až podradne zastúpené.

19 Piesčité štrky (würm^{2,3})

Sú rozšírené v roňavskej prepadline, v ktorej tvoria 10-15 m hrubý komplex. Materiál je oproti starším podložným piesčitým štrkom o niečo lepšie opracovaný. Prevládajú vulkanogénne horniny nad paleozoickými. Povrch štrkov je prekrytý plášťom hlinitých sedimentov, iba v Slovenskom Novom Meste a jeho j. okolí piesčité štrky vychádzajú na povrch.

17 Prevažne hlíny (interštadiál würmu^{2/3})

Sedimenty tejto fácie sa nachádzajú hlavne v podloží pieskových dún na Medzibodrockých pláňavách. Tvoria 1-3 m hrubú hlinitú, miestami piesčito-hlinitú vrstvu, často s prímiesou rastlinného detritu a hnilokalov.

Hlinité interštadiálne sedimenty ($w_{2/3}$) s obsahom ojedinelých drobných valúnikov neovulkanických hornín sú uložené i v j. časti roňavskej prepادلiny, kde tvoria 1-2 m hrubú polohu.

Podobný interštadiálny horizont sa nachádza v centrálnej časti hranskej prepادلiny, kde tvorí v prostredí fluviálnej piesčitej akumulácie 1 m hrubú vrstvu.

23 Piesčité štrky (würm)

Vystupujú na povrch v úzkej nive potoka Izra od Slanských vrchov po obec Brezina. Od obce ďalej po toku sa ponárajú pod mladšie nivné hlinité sedimenty. Materiál piesčitých štrkov je rôznorodý, výlučne vulkanogénny, s prímiesou balvanov 15-20 cm veľkosti. Miestami možno pozorovať v tomto súvrství piesčité a hlinité polohy. Hrúbka tejto akumulácie dosahuje maximálne 5 m.

Piesčité štrky vypĺňajú i bazálne časti nivy Roňavy od Luhyne smerom na S. V nich sú uložené vrstvičky a šošovky jemno- až strednozrnného piesku. Celé súvrstvie má hlinitý charakter. Petrografické zloženie zodpovedá neovulkanitom Slanských vrchov. Hrúbka fluviálnej výplne dosahuje na S 3 m, na J pri Michaľanoch do 12 m.

Piesčito-štrkovité akumulácie vypĺňajú i bazálne časti nivnej výplne potoka Byšta a Chlmec.

6 Prevažne hliny (holocén)

Sú najrozšírenejším sedimentom vo fluviálnom vývoji postglaciálu. Tvoria ich hlavne prachovité, miestami ílovité uloženiny, často s vrstvičkami a šošovkami piesčitej akumulácie. Celý profil súvrstvia má hnedastý odtieň, ktorý v spodných častiach prechádza do sivohnedej až sivej farby.

V povrchovej časti hranskej (dolnoondavskej) prepadliny pri Brehove bol v hĺbke 6,3–7,3 m navrtaný tmavosivý až čiernosivý hlinitý sediment, ktorý obsahoval zvyšky mäkkýšovej fauny s druhmi *Valvata piscinalis* (Müll.), *Valvata naticina* Menke, *Valvata pulchella* (Stud.), *Lythoglyphus naticoides* (C.Pfr.), *Viviparus viviparus* (L), *Sphaerium rivicola* (Lam.), *Pisidium supinum* A. Sch. Táto fauna poukazuje na asociáciu mäkkýšov, ktoré žili na jemnopiesčitom, bahnitom dne riek, čo zodpovedá našim poznatkom o paleotoku Ondavy. Malakofauna predstavuje podľa Z. Schmidta (1974) teplé spoločenstvo holocénu (preboreál).

Hlinité sedimenty vystupujú na veľkých plochách, pokrývajú a vyrovnávajú predholocénny povrch fluviálnych sedimentov. V reliéfe povrchu sú často zvyšky mŕtvych ramien, sčasti zanesené povodňovými kalmi.

Povrchové časti nivy Chlmca zastupujú hlinité sedimenty, ktoré smerom dolu prechádzajú do jemnopiesčitých. Celé súvrstvie dosahuje okolo 5 m.

V nive Roňavy a v s. časti roňavskej prepadliny majú hlinité sedimenty v spodných častiach ílovitý charakter. Miestami sa v nich nachádzajú tenké vrstvičky pieskov rôzneho zrna. Hrúbka celého súvrstvia nepresahuje 3 m.

Podobný charakter majú aj sedimenty nivy Izry, ktoré dosahujú až 5 m hrúbku. V nive Byšty sú hlinité sedimenty v bazálnej časti piesčitejšie.

3 Hliny, miestami s reliktnými mŕtvymi ramienami zanesenými povodňovými hlinami (subboreál – subatlantik)

Po oboch stranách Latorice až k Laborcu pokrývajú povrchové časti roviny hlinité sedimenty, v prostredí ktorých sa nachádzajú zvyšky mŕtvych ramien vyplnené povodňovými kalmi. Komplex mladoholocénnych hlinitých sedimentov leží na strednom, miestami na starom postglaciáli. V niektorých kopaných sondách v rovine Latorice ležia povodňové hliny mladého holocénu priamo na piesčitých sedimentoch neskorého wŕmu.

Mladoholocénne hlinité sedimenty vypĺňajú i malé povrchové zníženia, resp. depresie na holocénnom povrchu roviny.

7 Jemnopiesčité hliny (holocén)

Vyskytujú sa v širšom okolí Vojky, Trakan, Veľkého Horeša a Kamenca. Sú to v podstate fluviálno-hlinité sedimenty, v ktorých tvoria značnú prímies preplavené jemnozrnné až prachovité eolické piesky.

8 Jemnozrnné piesky (holocén)

Sú málo rozšíreným sedimentom na území mapy. Vyskytujú sa na maličkých úsekoch v okolí Čiernej, Kráľovského Chlmca, Plešian, Lelesa. Ide o relikty niekdajšieho piesčitého pokryvu Tisy, ktorý bol v mladšom období holocénneho vývoja roviny eróznymi procesmi odstránený. Piesky sú miestami hlinité, čiastočne pokryté niekoľko cm hrubým pokryvom piesčitej hliny.

4 Jemnopiesčité hliny (subboreál – subatlantik)

Sú rozložené pozdĺž Bodrogu a Ondavy. Ležia na stredno-holocénnych hli-

nitých sedimentoch a würmských fluviálnych pieskoch. V okolí Veľkých Kapušian, Oborína, Veľkých Raškoviec vystupujú v ich podloží fluviálne sedimenty starého holocénu, resp. najmladšie spraše a eolické piesky.

5 Jemnozrnné piesky (subboreál – subatlantik)

Jemnopiesčité sedimenty mladého holocénu vznikali prevažne v pokojnom sedimentačnom prostredí meandrov Bodrogu pri Somotore a Kline nad Bodrogom. Sedimenty pri Kline pochádzajú z piesčitých eolických komplexov vulkanického telesa Tarbucka, odkiaľ svahovými procesmi boli vynášané do riečneho prostredia Bodročkej roviny. Piesky obsahujú ojedinelé hlinité vrstvičky a hrubé zrná andezitov a rylitov. Piesčitý komplex dosahuje hrúbku 0,50-3,0 m.

2 Jemnozrnné piesky (subatlantik – subrecent)

Tvoria najmladšiu piesčitú, fluviálnu akumuláciu. Zaberajú malé plochy mapy. Ich rozloženie sa viaže na blízkosť eolických presypov, z ktorých geneticky pochádzajú. Vystupujú pri Hrani, Oboríne, Vojanoch, Veľkých Kapušianoch. Sú jemnozrnné až prachovité, miestami až na rozhraní hlinitých jemnozrnný piesok-jemnopiesčitá hlina. Sediment je hnedý až sivohnedý, smerom dovnútra sivý, dosahujúci 0,30-1,50 m hrúbku.

1 Piesčité štrky (kamenec Roňavy, subrecent – recent)

Vystupujú na malom úseku v koryte Roňavy s. od Slovenského Nového Mesta pri samote Farárov dvor. Tvoria ich lavice resedimentovaných piesčitých štrkov rôzneho zrnitostného zloženia, na ktorých sa miestami nachádza tenký hlinito-piesčitý pokryv.

FLUVIÁLNO-DELUVIÁLNE SEDIMENTY

37 Zahlinené štrky (ris²) s pokryvom deluviálnych hĺn (würm)

Po erózii a odnose materiálu roňavskej terasy (terasa je zachovaná v regióne Východoslovenská nížina – s. časť) došlo zhruba od úrovne Lastoviec, po ľavej strane nivy Roňavy do Michalian, v štádiálnom období ris² k ukladaní fluviálno-deluviálnych sedimentov. Materiál pozostáva zo 44,6 % štrkovej frakcie (nad 2 mm), 23 % piesčito-prachovitej zložky (priemer zrna 0,005-2 mm) a 32,4 % ílovitej frakcie (pod 0,005 mm). Predstavuje slabo vytriedený až nevytriedený sediment. Valúny štrkov sú slabo opracované, prevládajú kremence a kremene, podradnejšie sú zastúpené andezity a ich pyroklastiká, silicity, kryštalické bridlice, arkózovité pieskovce a ílovce.

V ťažkej frakcii tvoria opakové minerály až 86,9 %. Sú tvorené hlavne ilmenitom, menej magnetitom, leukoxénom a limonitom. Z priehľadných minerálov sú hojnejšie zastúpené zirkón (3,1 %) a granát (2,8 %). Hyperstén tvorí 1,7 %, turmalín a rutil po 1 %. Ostatné minerály sú pod 1 %.

U ľahkých minerálov prevládajú zrnká kremeňa, hojné sú živce, podradne sludy a úlomky hornín (J. Horniš 1986).

Veľmi dobrá vytriedenosť, pestré petrografické zloženie štrkov, ako aj asociácia ťažkých minerálov s nízkym obsahom hypersténu podporuje fluviálno-deluviálny znos materiálu, transportovaný zo Zemplínskych vrchov a z ich periférie.

11 Prevažne hliny (neskorý würm – holocén)

Sú uložené na povrchu roňavskej prepadliny medzi Malou Trňou a Sloven-

ským Novým Mestom. Ide o sedimenty silne prachovité, miestami piesčitého charakteru, dosahujúce maximálne 10 m hrúbku.

PROLUVIÁLNE SEDIMENTY

Rozšírenie prolúvií sa viaže hlavne na Zemplínske vrchy, ktoré boli počas celého pleistocénu ich zdrojovým centrom. Denudačné procesy hlavne v starších fázach pleistocénu stačili prevažnú časť kužeľových akumulácií odstrániť, preto na v. úpätnom stupni sa zachovali iba ich zvyšky.

Na z. strane predpolia vrchov vystupujú prolúviá vo forme rozvinutých kužeľov, ktorých koncové časti siahajú až do roňavskej prepادلíny a po okrajoch ju vypĺňajú.

Materiál kužeľov tvoria slaboopracované, silne zahlinené štrky s balvanmi. Majú rôznu vytriedenosť a pestrú asociáciu ťažkých minerálov, čo odráža zložitejšiu geologickú stavbu Zemplínskych vrchov než Slanských vrchov.

41 Hlinité štrky (mindel)

Najstaršie zachované proluviálne sedimenty tvorí kužeľ vnesený z j. strany Veľkého vrchu v Brehove do hranskej (dolnoondavskej) prepادلíny, kde končí na ponorenom a rozbitom vulkanickom telese Kamenná Moľva. Kužeľ je zložený zo slaboopracovaných úlomkov andezitov, brekcií a tufov. Na svahu Veľkého vrchu dosahuje kužeľ hrúbku 5-10 m, v prepadline okolo 8 m. V nadloží pochovanej časti kužeľa leží 6 m hrubá hlinitá vrstva mindelsko-riského interglaciálu, na ktorom je uložené mladšie fluviálne súvrstvie.

Mindelské zvyšky pochovaných prolúvií odhalili vrty v Zemplínskom Jastrabí (32,0-33,0 m) a v. od Cejkova (16,0-27,0 m). Tvoria ich silne zahlinené úlomky a slaboopracované valúny ryodacitov, pyroxenických andezitov, tufov, ojedinele bridlíc a pieskovcov.

Proluviálny charakter majú štrky bazálnej časti černochovskej depresie spevnené piesčito-ílovitým tmelom. Materiál je veľmi slabo opracovaný, veľkosť 5-7 cm, ojedinele 12 cm, obsahuje prímes soliflukčných balvanov. Petrografické zloženie charakterizujú horniny mladého paleozoika hlavne karbónske pieskovce. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 10 m.

Prejavy riskej proluviálnej akumulácie možno najlepšie pozorovať na z. úpätnom stupni Zemplínskych vrchov. Tvoria rozvinuté, na seba nadväzujúce periglaciálne kužele. Sú zachované hlavne medzi Malou Trňou a Boršou.

35 Hlinité štrky (ris¹)

Tvoria staršiu generáciu mladotrňanského kužeľa. Na povrchu vychádzajú spod mladších riských štrkov (ris²) jz. od Malej Trne. V koncovej časti štrky vypĺňajú okraj roňavskej prepادلíny, kde sú prekryté hlinitými štrkami würrmského kužeľa.

Materiál je zahlinený, valúny prevažne polostrohranné, úlomky slabo opracované. Prevládajú tmavé pieskovce, kremité pieskovce, bridlice, bohatý je aj výskyt sľudy, štrky sú značne navetrané.

Proluviálne štrky ris¹ sa nachádzajú i v podloží kužeľa ris² v okolí SST Karla. Sú zložené zo silne navetraných, slabo opracovaných valúnov, ktoré sú uložené v hnedohrdzavom piesčito-ílovitom prostredí. Znosový materiál pochádza z mladšieho paleozoika, v ktorom prevládajú konglomeráty rôzneho typu, sľudnaté pieskovce, droby, arkózy, ďalej sľudnaté bridlice, kremence, kremité porfýry, svory. Zvyšky starších riských prolúvií sú uložené i na

báze roňavskej prepadliny, z. až sz. od Borše. Štrky sú slabo opracované, vo valúnovej zložke prevládajú andezity a ich tufy, ryolity, menej sú prítomné kremence a silicity. Toto zloženie je pomerne stabilné. Pri ťažkých mineráloch vysoko prevládajú opakové minerály.

Zloženie ťažkých minerálov: opakové minerály 65-91 %, granáty 0,9-0,3 %, amfiboly 5,6-0,2 %, chlorit 0,5 %, apatit 0,4 %, zirkón 0,7-2,0 %, rutil 0,7-1,9 %, turmalín 1,0-1,6 %, staurolit 0,6-0,7 %, distén 0,8-0,4 %, hyperstén 19,3-1,5 %, augit 1,6-0,2 %, biotit 1,1 % zakalené minerály 1,0-0,2 %.

Charakterom vytriedenia predstavujú tieto sedimenty typický slabo vytriedený materiál proluviálneho kužeľa. Vrstvy s vysokým zastúpením hypersténu a andezitov možno dať do súvislosti s andezitovými telesami kóty Pílis. Sedimenty s nízkym obsahom andezitov a hypersténu mali hlavný zdroj materiálu v úpätných delúviách, alebo v ryolitoch na j. ukončení Zemplínskych vrchov nad Viničkami (J. Horniš 1982).

| Zrnitostné parametre | | | | | |
|----------------------|------|-----|-----|------|------|
| Hĺbka (v m) | Q25 | Md | Q75 | So | Sk |
| 33,4-33,6 | 0,39 | 1,7 | 6,6 | 4,13 | 0,9 |
| 38,0-38,20 | 0,5 | 2,4 | 5,5 | 3,32 | 0,24 |

34 Hlinité štrky (ris²)

Tvorí rozvinuté, navzájom pospájané proluviálne kužele, rozložené približne od Malej Trne k Čubákovej samote. Zvyšky týchto prolúvií nachádzame tiež pod sprašovými a deluviálnymi sedimentmi s a sz. od Borše a v roňavskej prepadline.

Malotrňanská akumulácia tvorí o niečo menší výnosový kužeľ, ktorý nezasahuje do roňavskej prepadliny. Prolúvium je zložené zo slabo opracovaných zahlienených štrkov, prevažne pieskocov, tmavých bridlic a vulkanogénnych hornín. Na v. strane sú v kuželi prítomné soliflukčné balvany až bloky andezitov, hrúbka kužeľa nepresahuje 6 m.

Susedný, j. uložený kužeľ sa rozlohou, charakterom a stavbou podobá malotrňanskému, ibaže obsahuje väčšiu prímes vulkanogénnych hornín. Hrúbka nepresahuje 10 m.

Rozlohou najväčší a široko rozvinutý je kužeľ medzi Karlovým dvorom a Čubákovou samotou. Tvorí ho priemerne, miestami až dobre opracované valúny a ojedinelé úlomky hornín. Prevládajú v nich polozaoblené zrná. Znosový materiál pochádza zo Zemplínskych vrchov a je zastúpený hlavne sľudnatými pieskocami, nachádzajú sa i droby, arkózy, sľudnaté bridlice, kremence, kremité porfýry, svory. V ťažkých mineráloch prevládajú kremence. Ťažká frakcia sa vyznačuje veľkou prevahou opakových minerálov. V ich zložení prevláda leukoxén, hojné sú tmavé sľudy, ilmenit a s menšou pravidelnosťou aj limonit. Z ostatných minerálov majú hojné, miestami len podradné zastúpenie turmalín, rutil a zirkón. Celý rad ďalších minerálov je prítomný ojedinele. Výsledky analýzy potvrdil proluviálny typ sedimentácie (J. Horniš 1984). Hlavná časť kužeľa obsahuje 75,4 % štrku, 12,6 % piesku a 12,0 % prachu.

Proluviálne štrky, resp. zvyšky kužeľovej akumulácie pozorujeme sz. od Borše, kde sú uložené pod sprašovými sedimentmi a fluviálnymi štrkami okrajovej časti roňavskej prepadliny. Štrky sú slabo opracované, zahlienené, zložené z andezitov a ich tufov, menej sú prítomné kremence a silicity, ojedinele kryštalické bridlice.

| Zrnitostné parametre | | | | | |
|----------------------|------|------|------|------|------|
| Hĺbka (v m) | 025 | Md | 075 | So | Sk |
| 6,5- 6,6 | 0,06 | 0,4 | 0,9 | 3,88 | 0,31 |
| 7,5- 7,6 | 0,95 | 1,0 | 8,5 | 2,99 | 8,08 |
| 9,0- 9,1 | 0,23 | 0,45 | 0,69 | 2,05 | 0,3 |
| 13,8-14,0 | 0,14 | 0,71 | 1,65 | 3,43 | 0,45 |
| 16,0-16,2 | 0,12 | 0,65 | 7,0 | 7,62 | 2,0 |
| 18,2-18,4 | - | 0,45 | 3,9 | - | - |

Ide o typický slabo vytriedený proluviálny charakter sedimentácie.

| Zloženie ťažkých minerálov | | | | | | |
|----------------------------|---------|---------|---------|-----------|-----------|-----------|
| Hĺbka (v m) | 6,5-6,6 | 7,5-7,6 | 9,0-9,1 | 13,9-14,0 | 16,0-16,2 | 18,2-18,4 |
| opakové minerály | 70,0 | 50,6 | 69,3 | 40,6 | 51,5 | 66,4 |
| granáty | 0,5 | 0,8 | 0,7 | 0,6 | 1,4 | 1,5 |
| amfiboly | 2,0 | 2,5 | 1,2 | 5,0 | 7,1 | 8,2 |
| chlorit | 0,5 | 2,4 | 0,5 | 1,0 | 1,1 | 0,8 |
| apatit | 0,9 | - | 0,6 | 0,3 | - | - |
| zirkón | 2,0 | 0,5 | 0,9 | 0,8 | 1,7 | 2,2 |
| rutil | 2,5 | 0,8 | 2,0 | 0,3 | 1,9 | 1,0 |
| turmalín | 2,0 | 0,3 | 1,4 | 0,6 | 1,4 | 2,6 |
| epidot | - | 0,3 | 0,5 | 0,2 | - | - |
| zoizit | 0,5 | - | 1,0 | 0,5 | - | - |
| staurolit | 0,3 | - | 0,4 | 0,3 | 0,4 | - |
| distén | 0,4 | 0,2 | 0,3 | - | - | 0,5 |
| hyperstén | 14,0 | 37,0 | 15,9 | 43,2 | 29,0 | 12,5 |
| augit | 1,9 | 4,0 | 2,2 | 3,2 | 3,0 | 1,4 |
| biotit | - | - | - | 0,4 | - | - |
| andezit | 0,2 | 0,2 | 0,2 | - | - | - |
| zakalené minerály | 2,3 | 2,4 | 2,9 | 5,0 | 1,5 | 2,9 |

Vrstvy, ktoré sa vyznačujú vysokým zastúpením hypersténu a andezitov, možno dať do súvislosti, podobne ako pri staršom rise, s andezitovým telesom severnejšie od Borše. Sedimenty s nízkym obsahom andezitov a hypersténu mali hlavný zdroj materiálu v delúviách alebo okolitých ryolitoch.

Spod kóty Veľký vrch (271,9) pri Brehove bol sz. smerom vynesný hlinito-štrkovitý kužeľ, siahajúci až po vulkanické teleso Jastra hôrka. Kužeľ je zložený zo slabo opracovaných zahlinených andezitových úlomkov. Dosahuje hrúbku maximálne 5 m, na povrchu je prekrytý naviatym pieskom.

36 Piesčité štrky (ris) s pokryvom deluviálnych hĺn

Budujú proluviálny kužeľ Izry, zvyšky ktorého sa nachádzajú medzi potokmi Roňava a Izra j.jv. od Malého Kazimíra. Najväčšia časť kužeľa je pravdepodobne uložená na maďarskom území. Dosahuje hrúbku okolo 2 m. Na povrchu je kužeľ prekrytý asi 10 m hrubým hlinitým delúviom. V súvrství kužeľa prevládajú štrky (90,3 %) zastúpené vulkanickými horninami, najmä andezitmi, v menšej miere ryolitmi Slanských vrchov a ich predpolia, ktoré sú väčšinou dobre alebo priemerne opracované. Podradnejšie, ale pravidelne sú zastúpené poloopracované až veľmi slabo opracované kremence a metakvarcity, pieskovce a arkózy z okolitého kryštalinika a paleozoika.

V ťažkej frakcii prevládajú opakové minerály a hyperstén. Stupeň koró-

zie hypersténu pripúšťa možnosť predwürmského veku prolúvia (J. Horniš 1984). Zrnitostné parametre: $Q_1 = 6,1$, $Md = 22$, $Q_3 = 42$, $So = 2,63$, $Sk = 0,53$.

Sedimenty a formy proluviálnej akumulácie sa čiastočne zachovali i vo würmskom glaciáli.

29 Hlinité štrky (würm)

Tvoria kužeľ vyneseny z Veľkej Bary, ktorý sa postupne ponára pod holocénne a neskoroglaciálne fluviálne sedimenty. Kužeľ tvorí slabo opracovaný materiál zložený zo sľudnatých pieskovcov a kremencov, hrúbka akumulácie nepresahuje 10 m.

Skupina čerhovských würmských kužeľov je rozložená od Luhyne k Malej Trni. Oproti poriečnej nivé Roňavy tvoria stupeň 1-3 m nad nivou. Koncové časti kužeľov pokrývajú deluviálno-fluviálne hlinité sedimenty. Kužele sú zložené zväčša z poloostrohranných valúnov, kremenca, zlepenca, ďalej sú zastúpené arkózy menej sľudnaté pieskovce a rohovce. Povrch valúnov kremenca a rohovca je hladký, pri ostatných mierne drsný.

| Zrnitostné parametre | | | | | |
|----------------------|----------|------|----------|------|------|
| Hĺbka (v m) | Q_{25} | Md | Q_{75} | So | Sk |
| 6,0- 6,20 | 0,017 | 0,35 | 5,5 | 18,0 | 0,75 |
| 11,2-11,4 | 0,1 | 0,8 | 8,8 | 9,4 | 1,37 |
| 17,0-17,2 | 0,95 | 6,8 | 1,8 | 4,3 | 0,36 |

V ľahkej frakcii výrazne prevládajú opakové minerály tvorené väčšinou limonitom. Podľa zrnitostných rozborov a zastúpenia ťažkých minerálov je sediment v hĺbke 6,0-6,60 m nevytriedené delúvium, zatiaľ čo spodné dve vzorky reprezentujú prolúvium, ktorého zdrojový materiál tvoria telesá ryolitových pyroklastík sv. od Čerhova (J. Horniš 1984).

| Zloženie ťažkých minerálov | | | |
|----------------------------|---------|-----------|-----------|
| Hĺbka (v m) | 6,0-6,2 | 11,2-11,4 | 17,0-17,2 |
| opakové minerály | 93,8 | 87,8 | 83,5 |

| Hĺbka (v m) | 6,0-6,2 | 11,2-11,4 | 17,0-17,2 |
|-------------------|---------|-----------|-----------|
| granáty | 0,3 | 0,9 | 0,4 |
| amfiboly | - | 1,2 | 3,0 |
| chlorit | - | 1,0 | 1,1 |
| apatit | 1,2 | 0,3 | 0,5 |
| zirkón | 0,9 | 0,7 | 1,2 |
| turmalín | 1,4 | 1,1 | 0,6 |
| epidot | - | 0,2 | - |
| zoizit | 0,3 | - | - |
| staurolit | 0,4 | - | - |
| hyperstén | - | 5,2 | 7,2 |
| augit | - | - | 0,4 |
| biotit | 0,2 | 0,3 | - |
| zakalené minerály | 1,0 | 0,6 | 0,9 |

13 Hlinité štrky, hliny (neskorý würm)

Budujú výnosné kužele rozšírené hlavne na j. ukončení Zemplínskych vrchov. Materiál je podobný ako pri würmských prolúviách a je uložený do charakteristickej rozvinutej formy.

9 Prevažne hliny (holocén)

Sú vynášané vo forme kuželov z výmoľov a úvalín. Zdrojom materiálu je hlavne zvetralinový plášť, nachádzajúci sa na stenách, resp. svahoch eróznych foriem.

EOLICKÉ SEDIMENTY

Intenzívna eolická činnosť počas stredného, ale hlavne mladého pleistocénu zanechala súvrstvie sprašových a piesčitých sedimentov, ktoré uložila do rôznych foriem a tvarov.

SPRAŠE, SPRAŠOVÉ HLINY

Pokrývajú podslanský úpätný stupeň, v. a j. časť úpätného stupňa Zemplínskych vrchov. Od S zasahujú na skúmané územie mapy sprašové sedimenty Pozdišovského chrbta, bešiansko-pavlovského a drahňovského eolického komplexu.

33 Spraše, sprašové hliny (ris)

Zvyšky riských sprašových sedimentov odhalili vrty pod mladšími eolickými sedimentmi úpätného stupňa, jv. od Cejkova. Tvoria hlinité, miestami až jemnopiesčité sedimenty s vrstvičkami práškoveho piesku. Sú prevažne hnedé, smerom dolu sivomramorované, vápnité. Dosahujú hrúbku asi 9 m. Predpokladáme, že relikty týchto spraší sa nachádzajú na viacerých miestach v periférii Zemplínskych vrchov. Poukazuje na to i profil archeologickej sondou s. od Cejkova, kde v podloží würmскеj eolickej akumulácie, pod risko-würmským interglaciálom ležia jemnopiesčité spraše riského glaciálu.

Morfologicky vyniká deflačný zvyšok eolických sedimentov v Brehove. V ich odkrytom súvrství sú v spodnej časti uložené spraše, sprašové hliny a sprašové piesky zo soliflukčnými polohami a na báze (10,5-11,0 m) s veľkými konkréciami CaCO_3 a hrubou vrstvou vyžrážaného uhličitanu vápenatého, uložené na zvetraných a nezvetraných andezitoch brehovského mindelského prolúvia.

Na nich leží v hĺbke 9,1-10,5 m fosílny pedokomplex zložený z dvoch pôd vrchnej časti, ktorú predstavujú hlinité sedimenty s nízkym obsahom piesčitých (28-33 %) a vysokým obsahom prachovitých častíc (54-57 %).

Zrnitostné parametre: Md=0,02-0,03, So = 2,6-2,9, Sk = 0,7, CaCO_3 = 2,8-3,4 %, humus = 0,16-0,18 %.

Spodnú pôdu tvoria jemnopiesčité, smerom dolu silne piesčito-prachovité hliny so zrnitostnými parametrami: Md = 0,05, So = 3,3, Sk = 0,3-0,4, CaCO_3 = 1 % dospodu stúpa na 10 %, H = 0,16 %.

Oba druhy pôd majú hnedozemný charakter, sú polygenetické, postihnuté procesmi pseudooglejenia a rekalcifikácie, zodpovedajú pravdepodobne interštádiálu ris^{1/2} (E. Vašková 1974).

Na tomto pedokomplexe (8,1-9,1 m) ležia piesčité spraše risu². Sú silne prachovité (68 %), vápnité (7,3 %); Md = 0,03, So = 2,8, SK = 0,41.

Začiatok mladšieho riského štádiálu (ris²) je v znamení relatívne teplejších a vlhkejších klimatických podmienok. Takmer absolútna je prevaha vlhkomilného druhu *Succinea oblonga* (určite aj z lokálnej príčiny stanoviska v bezprostrednej blízkosti Ondavy).

Nad tým (7,1-8,1 m) je súvrstvie sprašových, jemnopiesčitých hlín a veľmi jemnopiesčitých sprašových pieskov s Md = 0,6-0,7, So = 1,5-1,8, SK = 1, CaCO₃ = 6-7 %.

Druhové zloženie asociácie mäkkýšov z tohto súvrstvia jednoznačne ukazuje na maximum studeného podnebia suchej sprašovej stepi mladšieho riského glaciálu. Túto charakteristiku klímy a biotopu reprezentujú výlučne chladnomilné, v súčasnosti už vyhynuté elementy, ako *Pupilla loessica* Lžk. (34,54 percent), *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk., *Vertigo parcedentata* (A.Br.) s vertigom, *Vertigo pseudosubstriata* Lžk. (Z. Schmidt 1974).

Dalšia vrstva jemnopiesčitej sprašovej hlíny (6,8-7,1 m) má vysoký obsah piesčitých častíc (55 %), menej hrubého prachu (38 %) a ílové častice (15 %); Md = 0,05, So = 2,1.

Na tejto vrstve vznikol (6,4-6,8 m) jemnopiesčitý a hlinitý soliflukčný horizont s vysokým obsahom piesčitých častíc (62 %).

Na súvrstviach risu² sa vyvinul výrazný pedokomplex risiko-würmského interglaciálu, zložený z dvoch druhov pôd. Vrchná (4,8-5,3 m) je silne práškovito-piesčitou hlinou: piesok (52 %), prachovité častice (48 %), ílovité častice (17 %), Md = 0,04-0,05, So = 3,2-3,5, SK = 0,33-0,45. Typologicky predstavuje hnedozemnú pôdu s príznakmi oglejenia. Spodná pôda (5,3-6,4 m) je tvorená silne práškovito-piesčitou hlinou (46-63 %), Md = 0,03-0,06 - nevytriedený, So = 2,9, SK = 0,18-0,44 (E. Vašková 1974).

Zvyšky riských spraší uložené pod 125 cm vrstvou ílovito-hlinitých delúvií sa nachádzajú v. od Lastoviec. Je to slabo jemnopiesčitá spraš s obsahom bročkov Mn a s polohami konkrécií CaCO₃. Hrúbka spraše je asi 2,50 m. V spodných častiach prechádza spraš do eolických pieskov.

27 Spraše, sprašové hlíny (würm)

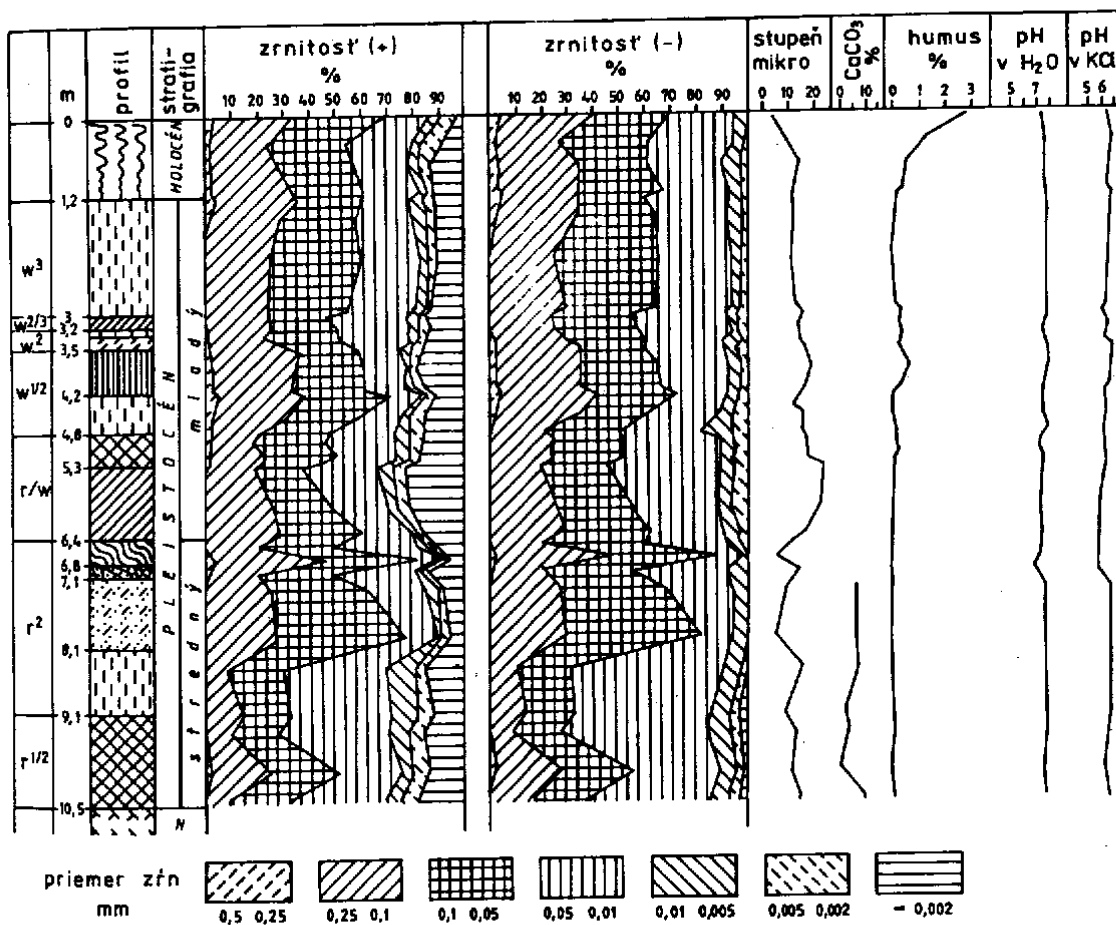
Sú uložené na starších eolických sedimentoch, prolúviách, delúviách a sedimentárnom neogéne.

V odkryve v Brehove (táb.13) ležia na emskom interglaciáli hlavného predkomplexu (PK-III). Sediment tvoria silne jemnopiesčité sprašové hlíny, piesok (63-73 %); obsah hrubého prachu je (27-31 %), Md = 0,07-0,08, So = 1,9-3,2, SK = 0,27-0,77. Vrstva sedimentovala vo würme¹. Na nej leží fosílna pôda würmu 1/2. Je to degradovaná černoziem až hnedozem, slabo illimerizovaná, postihnutá procesmi oglejenia a rekalcifikácie.

V hĺbke 3,2-3,5 m je uložená sprašová hlina, silne jemnopiesčitá s vrstvičkami splachov. Charakterizuje štádiál würmu. Na nej (3,0-3,2 m) je vyvinutá hnedozemná fosílna pôda würmu^{2/3}. (E. Vašková 1974).

Würmské sprašové sedimenty pokrývajú i územie okolia Oborína a Novosadu. Pri Oboríne sa würmské spraše striedajú s eolickými pieskami. Spraše sú vápnité žltohnedé dospodu svetlohnedé, s obsahom konkrécií CaCO₃ 1-2 cm veľkosti. Sprašový pokryv dosahuje hrúbku 4-20 m. Po zrnitostnej stránke predstavujú spraše ílovitý prach Q₂₅ = -, Md = 0,013, Q₇₅ = 0,061. Po mineralogickej stránke prevláda v ľahkej frakcii relatívne slabo zakalený kremeň. Všetky ostatné zložky sú podradne zastúpené. Ťažká frakcia sa vyznačuje veľkou prevahou opakových minerálov, prítomné sú granáty, hyperstén, ojedinele turmalín, chlorit, amfibol, zirkon. Táto frakcia je typická pre spraše, ktoré sa vyznačujú obohatením obsahu opakových minerálov a prítomnosťou najbez-

Tabuľka 13 Stavba a litologické zloženie sedimentov v odkryve Brehov (E. Vaškovská 1975)



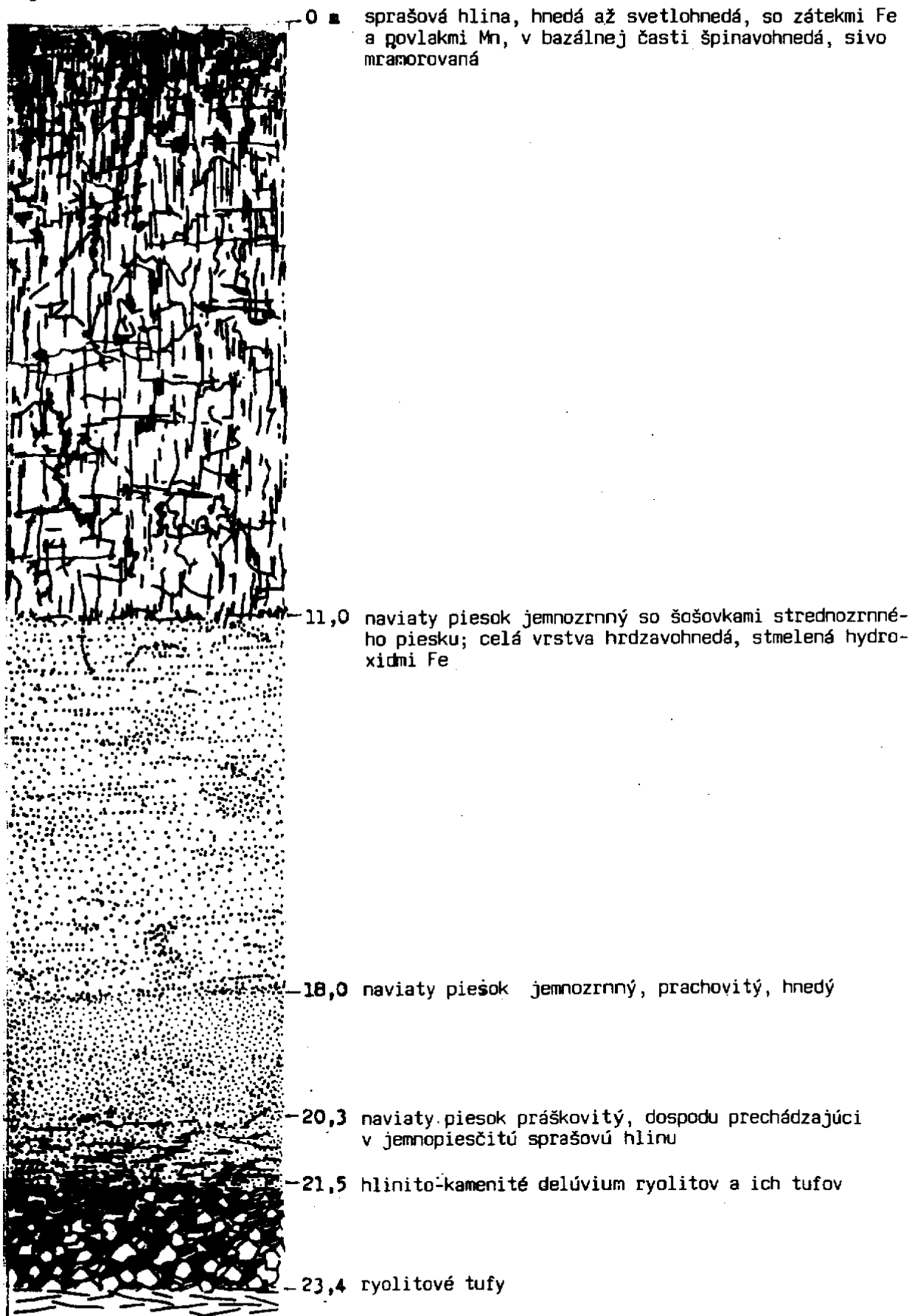
nejších minerálov fluviaálnych nánosov, z ktorých bývajú vyvievané (J. Hor-
niš 1977).

Mäkkýšová fauna *Succinea oblonga*, Drap, (74,8 %), *Vertigo genesii* (Grd.),
Lymnea palustris (Müll.) *Anisus spirorbis* (L.) a cf. *Trichia hypsida* (L.)
poukazuje na celkove studený, suchší až mierne vlhký charakter podnebia, pre-
važne s močiarnym a vlhkým prostredím.

Podobne i malakofauna zo spraší pri Raškovciach s druhmi *Valvata pul-
chella* (Studer.), *Lymnea trunculata* (Müll.) *Planorbis corneus* (L.), *Pla-
norbis planorbis* (L.), *Anisus spirorbis* (L.), *Anisus leucostamus* (Mill.).
Gyraulus laevis (Ald.), *Pupilla* sp. (cf. *muscorum*, L.) *Succinea putris* (L.)
Succinea oblonga Drap. *Oxyloma elegans* (Ris) cf. *Catinella arenaria* (B.-Ch)
Pisidium obtustale (Lam.) charakterizuje močiarné spoločenstvo stredného
würmského štadiálu (Z. Schmidt 1974).

Zo S zasahujú na územie mapy spraše a sprašové hliny podslanského úpäť-
ného stupňa, ktoré sa južne napájajú na eolické sedimenty v. periférie Zem-
plínskych vrchov (obr.14). Majú rôzny charakter, miestami sú odvápnené, ob-
sahujú tiež prímies splachov a rôznych typov delúvií. Celkove majú charakter
pravých eolických spraší s určitým vplyvom veľmi vlhkého prostredia. Majú
hnedú až svetlohnedú farbu, obsahujú konkrécie CaCO_3 a povlaky Ca po pukli-
nách, ich maximálna hrúbka je 15 m, priemerne 3-5 m.

Obr. 14 Pozícia würmských eolických sedimentov na úpätnom stupni Zemplínskych vrchov pri Cejkove



28 Jemnopiesčité spraše (w₁rm)

Pôvodne pokrývali veľkú plochu Chlmeckých pahorkov a ich okolie. Exogénne procesy značnú časť odstránili, takže v súčasnosti sa jemnopiesčité spraše nachádzajú iba v reliktoch pod mladším pokryvom eolických pieskov. Vychádzajú na povrch iba na Chlmeckých pahorkoch v Plešanoch a s. od Kráľovského Chlmca. Tieto sedimenty sú silne piesčité; obsahujú až 50 % piesčitej frakcie.

24 Spraše, sprašové hliny (w₁rm³)

V odkryve Brehov sú zastúpené jemnopiesčitými a piesčitými hlinami, piesok (61-65 %) prachové častice (35-40 %), Md = 0,05-0,07, So = 1,9-2,85, SK = 0,5-0,9, sú slabo humózne s konkréciami CaCO₃. Rádiometrický vek tejto vrstvy (C¹⁴) z hĺbky 1,2-1,3 m je stanovený na 15 000 ± 2250 rokov, UK-Chr., čo by zodpovedalo w₁rm³ (subinterštadiál lasko), (E. Vaškovská 1981).

Mäkkýšová fauna *Pupilla leossica* Lžk, *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia tenuilabris* (A.Br.), *Vallonia pulchella* (Müll.), *Chondrula tridens* (Müll.) poukazuje na chladné, suché podnebie. Ide o vyznievanie celkovej chladnej suchej klímy tohto štadiálu, čo pripúšťa ekologicky problematické druhy, ako holoarktický prvok *Vallonia pulchella* (Müll.), ktorá je prednostne prítomná v relatívne teplejšej fáze, tiež *Oxychilus inopinatus* (Ul.). Vyznievaniu w₁rm³ glaciálu nasvedčuje prítomnosť palearktických prvkov *Valvata piscinalis* (Müll.) a *Vitrina pellucida* (Müll.). Svojimi ekologickými požiadavkami zapadajú do chladného a mierneho rázu podnebia (Z. Schmidt 1974).

Všetky vzorky z odkryvu Brehov sa vyznačujú pestrými asociáciami ťažkých minerálov. Výrazné zastúpenie majú iba opakované minerály a hyperstén. Jediné granát má v jednotlivých horizontoch významnejšie miesto. Vcelku možno konštatovať, že horizonty s prevahou opakovaných minerálov sú viazané na fosílnu pôdy, zatiaľ čo vzorky s prevahou hypersténu sú viazané na sprašové sedimenty. Korózia hypersténu plynule stúpa s hĺbkou. Asociácie ťažkých minerálov sú svojím charakterom blízke fluviálnej akumulácie blízkeho okolia (J. Horniš 1984).

Dalšie výskyty sprašových sedimentov w₁rm³ v okolí Cejkova a Zemplínskeho Jastrabia zastupujú hliny s granulomaximom vo frakcii hrubého prachu (0,05-0,01 mm; 34,5 %), sú stredne vytriedené (So = 3,3), CaCO₃ 5,12 %, humus 0,26 %, majú neutrálnu výmennú reakciu (pH v KCl = 7,1). Vo výbruse je farba sedimentu svetlosivohnedá, skladba kyprá, zloženie jednotiek porfyrické. Charakteristické sú biopory okrúhleho a eliptického tvaru. V skelete prevládajú kremene a živce, akcesorické sľudy, granáty, amfiboly, pyroxény, limonit. Plazma je aseptická. Karbonáty sa vyskytujú hlavne vo forme jemnokryštalického kalcitu, ktorý vytvára obrubu pozdĺž stienok pór (E. Vaškovská 1984).

V okolí Borše sú sprašové sedimenty (w₁³) uložené na prolúviách a svahovinách. Zrnitostne predstavujú hliny ílovitého charakteru, so stredným koeficientom mikroagregácie (K mikro = 15), nevytriedené (So = 4,9), CaCO₃ = 1,43, humus 0,33 %, E. Vaškovská (1984).

Spraše (w₁³) odhalila i výskumná archeologická sonda s. od Cejkova na j. úpätí Tokajského vrchu (160 m n.m.). V nej L. Banész - K. Pieta (1961) opisujú pod sprašou (w₁³) interštadiál (w_{2/3}), v ktorom boli patinové obsidiány a ohnisko z gravetienu. Pod touto vrstvou, v spraši (w₂), našli uhličky a dva patinové obsidiány naznačujúce možnosť aurignacko-szeletského veku.

Na mladé spraše (w₁³) poukazuje i malakofauna zo šachtice v Cejkove.

14 Spraše, sprašové hliny (wü^{rm}3 – neskorý wü^{rm})

Tvoria j. časť bešiansko-pavlovského eolického komplexu, ktorého základ tvoria piesky s pokryvom sprašových hĺn ojedinele i spraše. Celý eolický komplex môžeme v súčasnosti považovať za zvyšok mohutného eolického pokryvu, ktorý značne podľahol erózii Latorice, Laborca a Duše. Osamelé relikty tohto komplexu sú medzi Veľkými Kapušianmi a Čičarovcami, v okolí Veľkých Kapušian a Kapušianskych Kľačian, kde vyčnievajú na okolitú rovinu.

Sprašové hliny reprezentujú najmladšiu vývojovú fázu sprašovej sedimentácie. Predstavujú prevažne sekundárne odvápnené spraše. Pri Čičarovciach a Veľkých Kapušianoch sa zachovali malé ostrovy pôvodných vápnitých spraší, ktoré neprešli procesmi dekalifikácie. Sprašové hliny, ako už bolo povedané, tvoria pokryv na eolických pieskoch. Ich hrúbka (0,5–5,0 m) je závislá na členitosti pôvodných pieskových dún.

15 Jemnopiesčité spraše (wü^{rm}3 – neskorý wü^{rm})

V okolí Zatína, Botian a Kráľovského Chlmca nájdeme zvyšky ich pôvodného rozšírenia. Vystupujú spod holocénnych fluviálnych sedimentov. Miestami sú prekryté tenkou vrstvou recentného eolického piesku. Obsahujú okolo 45–50 % piesčitej frakcie, miestami sú vápnité.

NAVIATE PIESKY

Sú najrozšírenejšie eolické sedimenty na mapovanom území. Vystupujú vo forme presypov, presypových valov a pokryvov hlavne v rovinatej časti nížiny a čiastočne na v. periférii Zemplínskych vrchov. Charakteristickou zvláštnosťou psamitickéj eolickéj činnosti tohto územia sú pokryvy pieskov uložené na osamelých vulkanických telesách. Napríklad na Tarbucke sú uložené do výšky 250 m n.m. Popri akumuláčnych eolických procesoch pôsobila deflačná činnosť a korazívne účinky piesočnatých veterných búrok. Výsledok ich činnosti sa prejavil v obrusovaní a ryhovaní vulkanických balvanov a blokov na Chlmecských pahorkoch, Tarbucke a kopci Vršok.

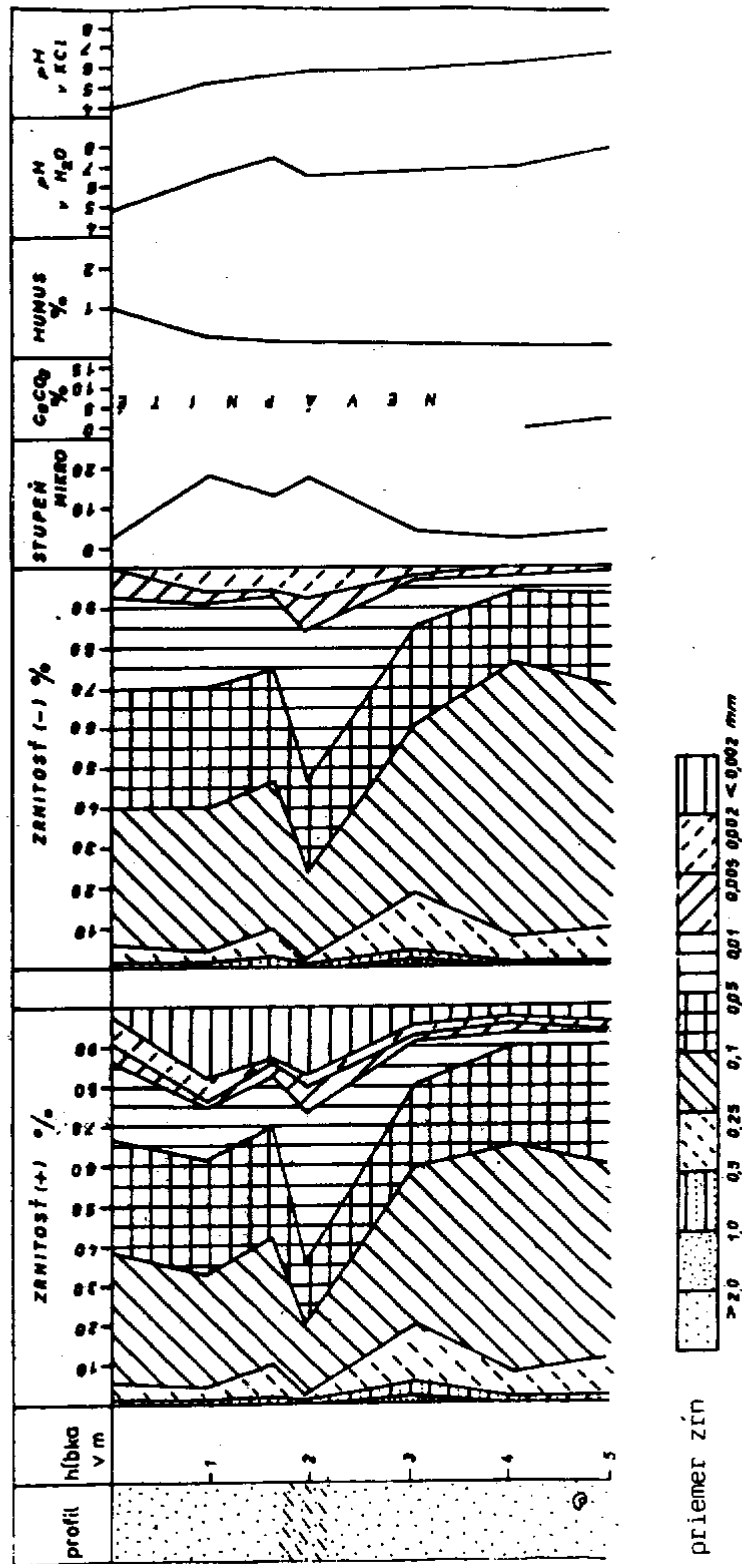
Z prejavov predwü^{rm}skej (riskej) piesčitej sedimentácie sa zachovali iba zvyšky. Napríklad v. od Lastoviec vo výplni fosílnej priehlbiny ležia v podloží deluviálnych hĺn a spraší hnedožlté až sivohnedožlté jemnozrnné eolické piesky, silne stlmené uhličitanom vápenatým do pevných polôh a lavíc. Krivka zrnitosti jasne poukazuje na eolický proces usadzovania sedimentu.

26 Jemnozrnné piesky (wü^{rm}1,2)

Pokrývajú územie v. od Zemplínskych vrchov, približne medzi Zemplínskym Jastrabím a obcou Zemplín. Sú uložené pod rôzne hrubou vrstvou spraší a sprašových hĺn wü^{rm}. Piesky sú jemnozrnné hnedé až hrdzavohnedé, silne stmeľené železitým tmelom. Miestami obsahujú hrubozrnnéjšie vrstvičky a šošovky (spomalenie intenzity vetra). V bazálnej časti je piesok veľmi jemnozrnný až prachovitý, čiastočne prechádza do jemnopiesčitej hliny (obr.14). Bližšie k svahom vrchov leží tento piesčitý komplex na hlinitokamenitých deluviách, zväčša však na sprašových sedimentoch riského glaciálu a pelitoch neogénu.

Z tohto obdobia eolickéj činnosti pochádzajú i jemnozrnné piesky bešiansko-pavlovského eolického komplexu, uložené v podloží sprašových sedimentov najmladšej vývojovej fázy eolických prejavov. Na povrch vychádzajú v širšom okolí Beše, Ižkoviec a Čičaroviec. Piesky z okolia Veľkých Kapu-

Tabuľka 14 Zrnitostné parametre eolických pieskov Zemplínske Jastrabie (šachtica),
(E. Vaškovská – V. Baňacký 1975)



Šian majú vytriedenosť $S_o = 1,32-1,44$, čo znamená, že niet podstatnejších rozdielov medzi vytriedenosťou fluviaálnych a eolických pieskov. Piesky sú podobné ako sedimenty Uhu, z ktorých boli vyviaté. Na základe štúdia ľahkých minerálov a tvarov ťažkých minerálov vykazujú najväčší stupeň eolického vývoja piesky z okolia Beše. Ostatné piesky sa vyznačujú slabo zaka-

lenými zrnkami kremeňa a ich zaguľatenie je malé, čo nasvedčuje nízkemu stupňu eolického vývoja (J. Horniš 1982).

Napríklad v odkrytom piesčitom súvrství vo Veľkých Kapušanoch možno pozorovať odlišné hydrodynamické podmienky, čo malo vplyv na jeho textúrne a štruktúrne vlastnosti. Prevláda horizontálne zvrstvenie, pričom sa striedajú piesky hlinité a hlíny piesčité. Piesky sú rôznorznné, prachovité, v ich zrnitostnom spektre dominuje frakcia veľmi jemného piesku (30-40 %) E. Vaškovská (1974). Geneticky chápeme tento komplex ako navievanie okolitých pieskov do močiarného a fluviálneho prostredia, v ktorom sa striedali suché obdobia s xerothermnou vegetáciou a faunou s vlhkými obdobiami.

25 Jemnozrnné piesky (würm³)

Tvoria so sprašovými sedimentmi spoločnú mladowürmskú akumuláciu zónu. Sú uložené na v. strane úpätného stupňa Zemplínskych vrchov. Ležia na ris-kých sprašiach, prípadne pokrývajú staršie eolické piesky (w^{1,2}). Dosahujú hrúbku 2-15 m, pri Hrani 30 m.

Sú prevažne jemnozrnné. Šachticou odkryté súvrstvie v Zemplínskom Jastrabí (tab.14) charakterizuje do hĺbky 1,70 m veľmi jemnozrnný piesok, hlinitý, striedajúci sa so šošovkami a vrstvičkami jemnopiesčitej hlíny. Dospodu do 2,20 m prechádza súvrstvie do jemnopiesčitej hlíny s tenkými vrstvičkami veľmi jemnozrnného piesku. Pod týmto súvrstvím je do hĺbky 5,0 m uložený jemnozrnný piesok, sypký, slabo vápnitý, v ktorom mäkkýšová fauna *Pupilla loessica* Lžk., *Succinea oblonga* Drap., cf. *Vallonia* sp., cf. *Anisus leucostomus* Mill., cf. *Planorbarius corneus* (L.) poukazuje na glaciálny charakter podnebia najpravdepodobnejšie mladého pleistocénu (w³), Z. Schmidt (1974).

Piesky po obvode vulkanického telesa Sírnik – Hraň sú silne prachovité, uľahnuté, dospodu pripomínajúce silno jemnopiesčité vápnité spraše.

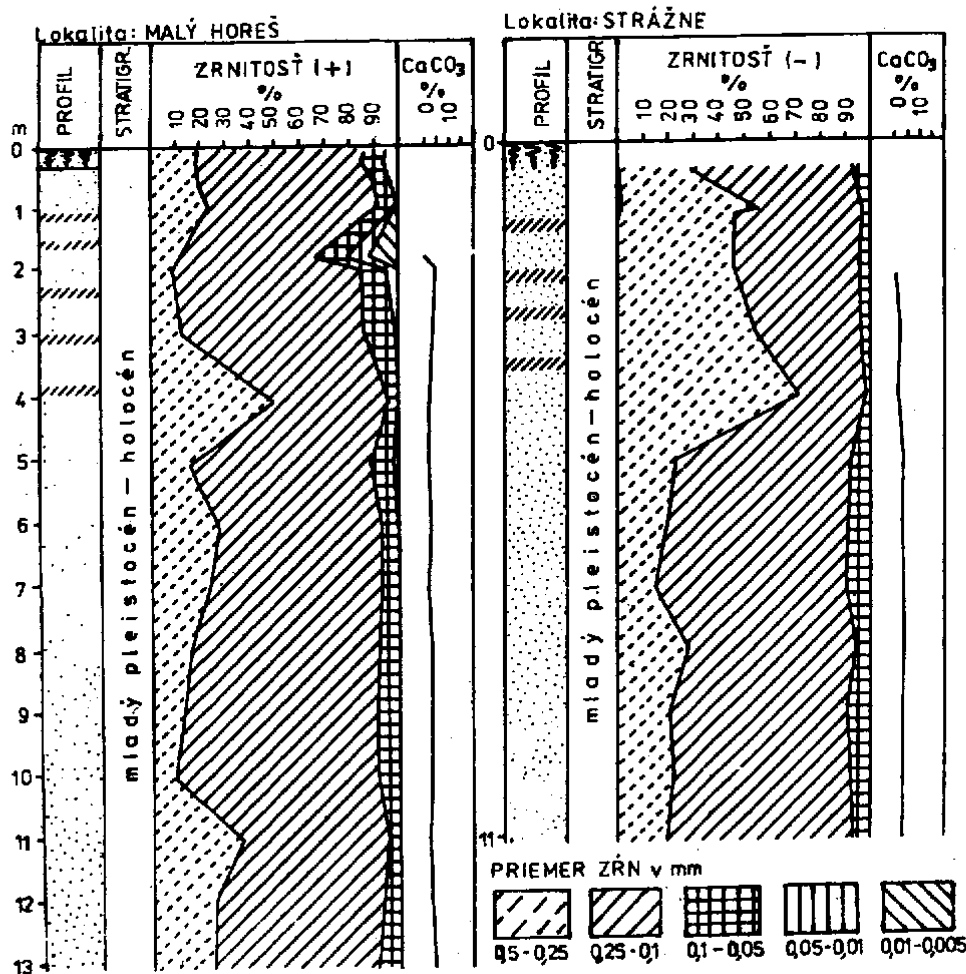
16 Jemnozrnné piesky (würm³ – neskorý würm)

Sú zachované v s. časti mapy. Na povrch vystupujú v okolí Oborína a v roviny Ondavy s. od Hrane. V Petrikovciach odkryté súvrstvie reprezentuje do hĺbky 2,30 m piesok jemnozrnný, silne hlinitý, hnedý až svetlohnedý; od 2,60 m piesok jemnozrnný, silne hlinitý, veľmi silne vápnitý, pod ním do 4,60 m piesok jemnozrnný, sypký, s polohami silne hlinitého jemnozrnného vápnitého piesku. V spodnej časti do 7,00 m vystupuje jemnopiesčitá hnedá, vápnitá hlina. Pri rozboře mäkkýšovej fauny (Z. Schmidt 1974) možno pozorovať vysoké percento zastúpenia vedúcich fosílií glaciálov vyhynutých druhov – *Vallonia tenuilabris*, *Pupilla loessica* Lžk., *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk., ďalej *kolumely*, *Columella columella* (Mart.) a vyhynutý druh *Vertigo parcedentata* (A.Br.), na základe ktorých predpokladáme uloženie sedimentu v hĺbke 2,30-7,0 m do vrcholného glaciálu, najpravdepodobnejšie mladého pleistocénu (w³).

12 Jemnozrnné piesky (würm³ – holocén)

Ďalšiu skupinu tvoria piesky, ktoré vietor sformoval do výrazných presypov a presypových valov hlavne na Medzibodrockých pláňavách (tab.15). Nápadne vystupujú 2-15 m nad okolie roviny vytvárajúc tak typický eolický reliéf. Bazálne časti dún ležia na hlinitej až piesčito-hlinitej vrstve močiarného charakteru, ktorá sedimentovala v období posledného würmského interštádiálu (w^{2/3}). Boli to močiare a bariny, v ktorých sa zachytávali a ukladali vetrom nanášané piesčité substancie tvoriace základ súčasných dún.

Tabuľka 15 Grafické znázornenie zrnitostných parametrov eolických pieskov (w^3-h) na Medzi-
bodrockých pláňavách (E. Vašková 1975)

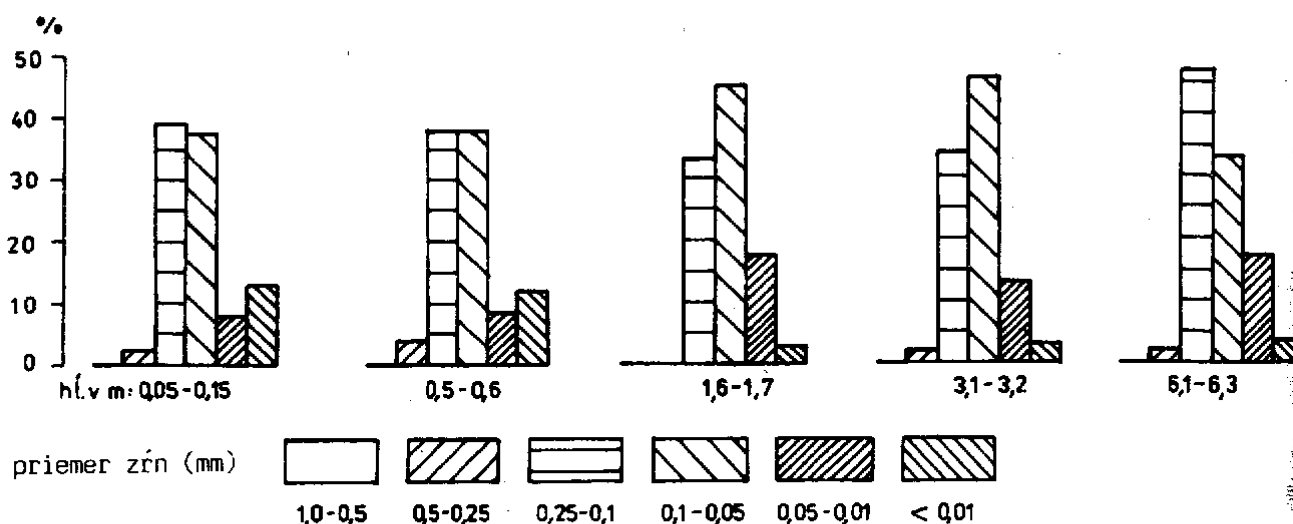


Piesčité presypy sú tvorené prevažne svetlohnedými pieskmi, sú striedavo vápnité a majú typické diagonálne zvrstvenie. Od povrchu asi do 3 m hĺbky možno v nich pozorovať výrazné 1-10 cm hrubé červenohnedé až hnedo-červené vrstvičky, silne stmelené hydroxidom železa, ílovitým tmelom a humusom, sú vlnovito uložené, celé súvrstvie je spravidla nevápnité. Pod ním sa nachádzajú piesky prevažne jemno- až veľmi jemnozrnné, sľudnaté, s možnosťou novotvarov hlavne vo forme osteokol. Sú slabo vápnité, miestami vápnité, hlavne v stredných polohách presypov. V pieskovni pri Hrušove V. Ložek (1963) našiel v spodnej časti odkryvu zvyšky konchylí *Cochlicopa lubrica* (Müll.), *Vallonia costata* (Müll.), *Vitrea crystallina* (Müll.), *Perforatella bidentata* (GM.), cf. *Bradybaena fruticum* (Müll.) a bližšie neurčiteľné zvyšky lastúr sféridov. Táto fauna je síce chladná, je však odlišná od fauny spraší a ukazuje na neskorý glaciál.

V z. časti presypového územia, v odkrytej stene dúny v. od Veľkého Kamenca (tab.16) vystupujú jemnozrnné až veľmi jemnozrnné piesky (0,25-0,1 mm) dosahujúce až 63 % zastúpenie; ďalšia frakcia (0,5-0,25 mm) tvorí 7-18 %, frakcia práškovitého piesku (0,1-0,05 mm) tvorí 9-14 %, prachovité častice sú zastúpené do 6,5 %. Zrnitostné parametre: Md = 0,13-0,21, So = 1,16-1,45, SK = 0,61-1,08. V povrchovej časti presypu, kde sú vyvinuté ortštajnové vrstvičky, sú piesky nevápnité.

Podobné, veľmi dobre vytriedené piesky s 50-70 % prevahou jemného piesku (0,25-0,1 mm) sú odkryté v dunách okolia Strážneho. Zrnitostné parametre: $Md = 0,18-0,27$, $So = 1,12-1,25$, $SK = 0,91-1,07$. Od hĺbky 3 m sú piesky slabovo vápnité ($CaCO_3 = 1,0-2,9$ %). Majú pestrú asociáciu ťažkých minerálov. Medzi jednotlivými horizontmi v presypoch nie sú podstatnejšie rozdiely. Opracovanosť zŕn je nízka, korózia hypersténu skoro žiadna.

Tabuľka 16 Histogramy granulometrického zloženia pieskov (w^3-h) v úpäťnej časti neovulkanického telesa Tarbucka pri V. Kamenci



Na hyperstenicko-augitických andezitoch j. časti Chlmeckých pahorkov, s. od Malého Horeša ležia v odkrytej 20 m stene veľmi jemnozrnné piesky, v ktorých vysoko prevláda frakcia (0,25-0,1 mm) dosahujúca asi 65 %; rozšírená je i frakcia jemného piesku (0,5-0,25 mm), ktorá má asi 10-37 %. Pod 2 m povrchovou vrstvou sú piesky slabovo vápnité. Zrnitostné parametre: $Md = 0,13-0,21$, $So = 1,17-1,27$, $SK = 0,84-1,12$ (E. Vaškovská 1974).

Piesky sprevádza pestrá asociácia ťažkých minerálov, v ktorých dominujú opakové minerály, hyperstén, amfibol a granát, významne je zastúpený augit. Ani v tomto profile nepozorovať podstatnejšie rozdiely vo vertikálnom zastúpení ťažkej frakcie. Jedine vzorka z najspodnejšej vrstvy má o niečo nižší podiel hypersténu. V zložení ľahkej frakcie celkom prevláda kremeň. Veľa zŕn je limonitizovaných, charakter minerálov je podobný ako pri náplavoch Latorice a Tisy (J. Horniš 1977).

Odlišnejšie sú piesky pokrývajúce svahy a úpäť neovulkanického telesa Tarbucka. Na jej v. periférii s. od Veľkého Kamenca je odkryté silne ľahnuté piesčité súvrstvie, ktoré má oproti predošlým eolickým pieskom iné litologické vlastnosti. Piesky sú bidisperzné, mono a bimodálne, frakcia práškoveho piesku (0,1-0,05 mm) je prevažne zastúpená spolu s frakciou veľmi jemného piesku (0,25-0,1 mm). Piesky sú hlinité, miestami až silne hlinité s obsahom ílovitej frakcie ($< 0,002$ mm). Hodnoty granulometrických koeficientov majú odlišné parametre ($Md = 0,08-0,095$) to znamená, že piesky sú jemnejšie ($So = 1,43-1,58$) a majú o niečo horšie vytriedené ($SK = 0,93$). Sedimenty sú od 1,7 do 6,1 m slabovo vápnité, v bazálnej časti vápnité (E. Vaškovská 1974).

Piesky majú rovnakú asociáciu ťažkých minerálov ako piesky okolia Strážneho a Malého Horeša. Boli previate na krátku vzdialenosť z fluviálnych se-

dimentov Latorice. Celkový charakter a štruktúrne znaky naznačujú na vplyv deluviálno-fluviálnych procesov.

Prejavy eolickej činnosti prebiehali aktívnou tvorbou piesočnatých dún a pokryvov počas würmu³ až neskorého würmu. Celkove však narastanie dún končilo až začiatkom postglaciálu, čo potvrdzujú i archeologické nálezy v kultúrnych vrstvách neolitického osídlenia v presypoch okolia Veľkých Trakan, Kráľovského Chlmca a ďalších.

Erozné procesy a deflačná činnosť značne zmenili pôvodný eolický reliéf a upravili ho do terajšej podoby.

DELUVIÁLNE SEDIMENTY

Svahové procesy sformovali povrchové časti úpätných stupňov do rôznych erózných foriem a tvarov, ktoré potom prekryli a upravili produktmi zvetrávania.

38 Kamenito-hlinité (ris), iba v rezoch

Sú uložené hlavne pod eolickými sedimentmi v. periférie Zemplínskych vrchov. Nachádzajú sa v hlinitom prostredí deluviálneho komplexu. Majú rôzne petrografické zloženie, ktoré odráža materské horniny paleozoika, vulkanitov a čiastočne mezozoika. Rozšírené sú i po obvode Chlmeckých pahorkov kopca Vršok, Veľkého vrchu a Tarbucky, kde sú na nich uložené eolické sedimenty.

43 Prevažne hliny

Sú najviac rozšírené na úpätnom stupni Slanských vrchov medzi nivou Izry a nivou Chlmca. Pokrývajú s. a sz. perifériu Zemplínskych vrchov. Hlinité delúviá výrazne modelujú podhorský stupeň Slanských vrchov, na ktorom tvoria až 10 m hrubý pokryv. Ich vznik je viazaný na ílovité až hlinité e-lúviá podložných miocénnych pelitov.

Súvrstvie svahových sedimentov odkryté v Lastovciach zastupujú do hĺbky 4,0 m prevažne hlinité sedimenty ílovitého charakteru s fosílnou pôdou (1,35-2,60 m) hnedozemného typu, illimerizovanou, ktorá podľa rádiometrických meraní (metóda C14) patrí interštadiálu würmu^{2/3} (26 400 ± 800, GIN-976). Celé súvrstvie je nevápnité svetlohnedé, so zátekmi Fe, dospodu s veľkým množstvom bročkov Mn (E. Vaškovská 1981).

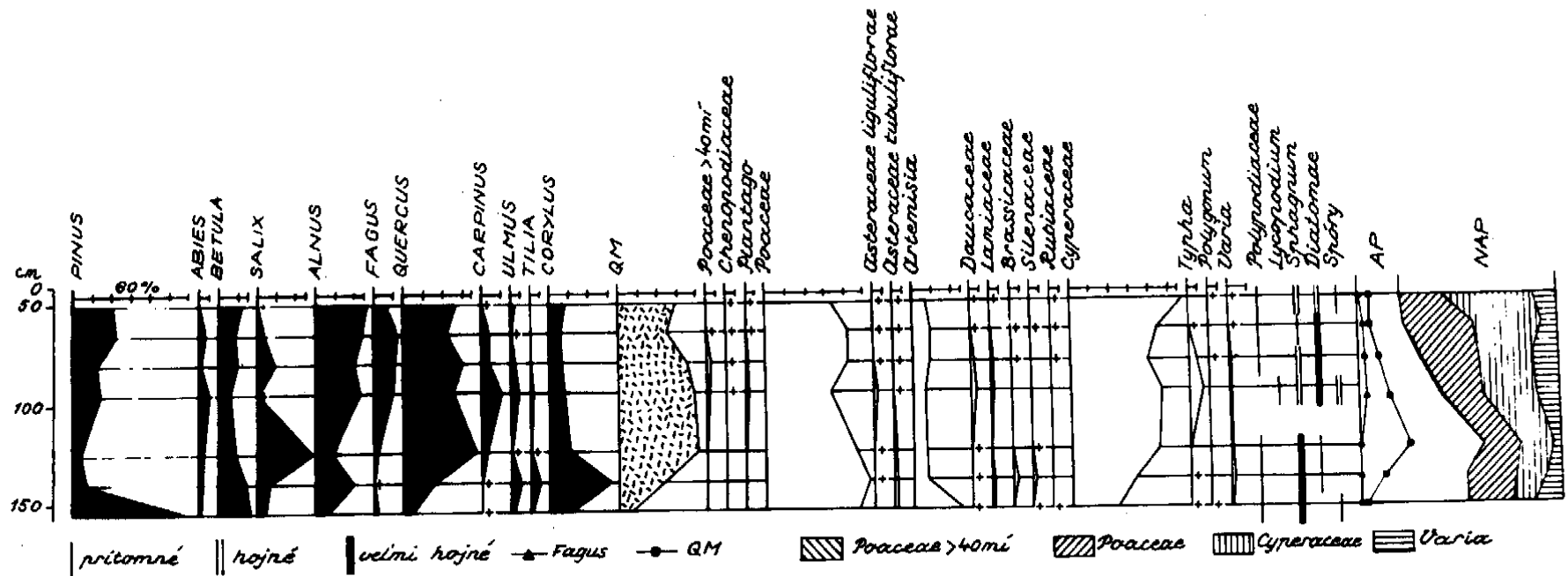
Pod s. úpäťm Zemplínskych vrchov jv. od Hrčela, v stene eróznej ryhy, vystupujú hlinité delúviá, ktoré sú vo vrchnej časti odkryvu (0,0-3,20 m) silne prachovité. Pod nimi (3,20-7,40 m) sú hlinité sedimenty ílovitého charakteru. V bazálnej časti ryhy (7,40-8,0 m) vystupuje ílovitý červenohnedý sediment s ojedinelými úlomkami bridlíc (rubefikovaná fosílna pôda) v podloží s úlomkami ryolitov.

V odkryve steny eróznej ryhy (3,0-4,0 m) možno pozorovať fosílnu, illimerizovanú oglejenú mladopleistocénnu pôdu, ktorej rádiometricky (metóda C14) stanovený vek je 14 000 ± 200 (GIN-1192), čo by zodpovedalo vo würme³ subinterštadiálu lasko (E. Vaškovská 1981).

Na z. strane Zemplínskych vrchov ležia hlinité delúviá prevažne na neogénnych sedimentoch. Južnejšie, v okolí Borše, tvoria hlinité delúviá podložie sprašovým sedimentom.

Zrnitostne sú tieto delúviá zastúpené hrubým prachom (23,5 %), veľmi jemným prachom (11,5 %), stredným prachom (7 %) a pieskom s ojedinelými valúnkami (3 %), sediment je nevytriedený (So = 5,9).

Tabuľka 17 Peľové spektrum mladoholocénneho rašeliniska Viničky (podľa E. Krippela 1971)



Severnejšie, pri samote Besenyi, ležia pod sprašovými hlinami v hĺbke 5,0-15,2 m veľmi slabo vytriedené sedimenty, v ktorých piesčité zložka (0,05-2 mm) má pomerne vysoké (44,5 %) zastúpenie, veľké zastúpenie má ílovitá (pod 0,002 mm) frakcia (33,6 %), prachovitá (0,002-0,005 mm) má najmenšie zastúpenie (21,9 %).

Pod nimi uložená 10-15 m vrstva predstavuje podobný, veľmi slabo vytriedený sediment. V oboch prípadoch sú to piesčité hliny, ktoré označujeme ako hlinité delúviá. Mineralogické zloženie týchto delúvií je monotónne. Určitý rozdiel možno pozorovať v zložení ťažkých minerálov. Vrchná deluviálna poloha sa vyznačuje prevahou ilmenitu nad magnetitom a neprítomnosťou hypersténu a augitu. V spodnej vrstve mierne prevláda magnetit a ojedinele sú zastúpené augit a hyperstén. Z prehľadných minerálov sú v oboch deluviálnych polohách zastúpené i metamorfované minerály distén, staurolit a andaluzit. Napriek tomu predpokladáme (vzhľadom na mimoriadne nízku vytriedenosť) znosové centrum zo sedimentov bádenu, ktorý leží transgresívne na mladom paleozoiku (J. Horniš 1984).

Spodná deluviálna poloha poukazuje zvýšeným obsahom magnetitu a prítomnosťou pyroxénov na čiastočný prínos materiálu z andezitov z. od Veľkej Bary.

44 Hlinito-kamenité

Pokrývajú úpätné časti okrajových vrchov, a preto majú rovnaké petrografické zloženie ako horniny na prilahlých svahoch Slanských vrchov. Znosový materiál je chaoticky usporiadaný – nevytriedený, pozostáva z veľmi slabo opracovaných andezitov, ryolitov a tufov. Hrúbka deluviálneho plášťa závisí od morfológie úpätnej zóny priliehajúcej k svahom a pohybuje sa od niekoľko cm do 27 m.

Veľmi zlé vytriedenie delúviá pokrývajú svahy Zemplínskych vrchov. Ich všeobecným znakom je, že v asociácii ťažkých minerálov v nich možno pozorovať, v porovnaní s okolitými prolúviami, resp. materskou horninou, zvýšený obsah antigénnych opakových minerálov. Miestami sú do týchto sedimentov, ako napr. j. od Malej Trne zvlčené soliflukčné balvany a bloky vulkanických hornín. Kamenito-hlinité delúviá pokrývajú i Chlmecké pahorky. Na povrch vychádzajú na v. strane, kde dosahujú hrúbku 5-20 m. Vyvíjali sa počas celého pleistocénu, o čom svedčia výnosové prúdy kamenito-hlinitých delúvií ukladané už od starého pleistocénu do prilahlej trakanskej čiastkovej depresie.

ORGANICKÉ SEDIMENTY

Vyvíjali sa počas jednotlivých období pleistocénu a postglaciálu. Tvoria vo fluviálnej výplni vrstvičky a šošovky rašelin a hnilokalov. Fosílné rastlinné zvyšky v nich zachované sú významné hlavne pri biostratigrafickom členení jednotlivých vrstiev a súvrství. Rašeliny a hnilokaly vyplňujú niektoré časti mŕtvych ramien riek a potokov, povrchové maličkosti depresie v rovine a v Zemplínskych vrchoch.

10 Rašeliny (slatiné) – holocén

Na j. ukončení Zemplínskych vrchov pri obci Viničky je malé rašelinisko, vývoj ktorého prebiehal podľa E. Krippela (1971) od subatlantika (tab. 17). Hlavnú zložku paleovegetácie tvoria peľové zrná *Pinus*, z listnatých *Betula*, *Alnus* a *Quercus*. Krivka *Corylus* dosiahla hodnoty 30 %. Z ANP sú najhojnejšie *Poaceae*, *Artemisia*, *Cyperaceae*, veľmi hojné sú spóry *Sphagnum*. V

mladšom období subatlantika nastal silný pokles stromových peľových zrn. Z iných zástupcov mali prevahu Pinus a Quercus. Pomerne vysoké zastúpenie dosiahli na rozhraní s predchádzajúcim obdobím peľové zrná Salix. Ku koncu obdobia boli hojne zastúpené peľové zrná Alnus. Malé zastúpenie mali zložky zmiešaných dubín, okrem peľových zrn Quercus. Z ANP boli najhojnejšie poaceae a Cyperaceae. Hrúbka rašeliny dosahuje 1-1,5 m.

Na nepriepustných ílovitých polohách v mŕtvych ramenách ležia 0,15-1,50 m hrubé vrstvy rašelin a sapropelov. Najmocnejšie sú vyvinuté rašelinny v niektorých častiach opusteného toku Tisy (Tice), kde dosahujú hrúbku okolo 5 m (BOL). Vyvíjali sa od preboreálu (IV), ale najmä od mladšej doby atlantickej (VII) do subrecentu.

Z. Ižkoviec, v prostredí eolických sedimentov v deflačnej depresii je rašelinisko, resp. dve so stredne rozloženou rašelinou a maximálne 2 m hrúbkou. V podloží vystupujú silne ílovité piesky bešiansko-pavlovského eolického komplexu. Rašelinisko prekrýva 70 cm hrubá vrstva preplavených sprášových hlien a naviatych pieskov.

TEKTONIKA

PREDNEOGÉNNÁ TEKTONIKA

Predterciérne útvary v oblasti Východoslovenskej nížiny sú súčasťou troch alpínsky sformovaných jednotiek. Ilen jedna z týchto jednotiek – zemplinikum v užšom zmysle (A. Vozárová – J. Vozár 1988), vystupuje i na povrchu, ďalšie dve jednotky – ptrukšianska jednotka (v zmysle D. Ďuricu 1982), resp. kričevská jednotka (v zmysle V.G. Sviridenka 1976) a pozdišovsko-iňačovská jednotka (v zmysle D. Ďuricu 1982) boli zistené vrtmi v podloží terciérno-kvartérnej výplne Východoslovenskej nížiny. Všetky uvedené jednotky sú odrazom výsledných tektonicko-metamorfovaných fáz alpínskeho orogénu, aj keď sa na ich stavbe podieľajú okrem mezozoika a mladšieho paleozoika aj varisky –? predvarisky metamorfované vulkanicko-sedimentárne súbo-ry.

Zemplinikum vystupuje v j. časti Východoslovenskej nížiny jednak na povrchu, v obnaženej kryhe j. od Michalian pri Byšte, ale hlavne v Zemplín-ských vrchoch. Je budované kryštalinikom, mladším paleozoikom a triasom. Kryštalinikum predstavuje j. od Byšty (s pokračovaním na územie MĽR) vyzdvihnutú kryhu, na ktorej spočívajú terciérne sedimenty, čiastočne i vulkany. Táto kryha je oddelená od vlastných povrchových výstupov mladšieho paleozoika v Zemplínskych vrchoch systémom roňavských zlomov (SZ-JV). Medzi oboma vyzdvihnutými hrastami je terciérno-kvartérna výplň.

Zemplínske vrchy predstavujú samostatnú štruktúru synklinálneho charakteru ssz.-jjv. smeru s vyzdvihnutým západným ramenom tejto synklinály. Z v. strany je táto štruktúra ohraničená systémom zlomov (sz.-jv. smeru) a v. pokračovanie je hlboko poklesnuté do podložia terciérno-kvartérnej výplne. Ohraničenie zemplinika voči ptrukšianskej jednotke je na systéme sečovských zlomov (D. Fusán et al. 1984) sz.-jv. smeru. Pozdĺž tohto poruchového pásma ptrukšianska jednotka smerom na J. prešmykuje zemplinikum. Ptrukšianska jednotka vystupuje v podloží terciérno-kvartérnej výplne, bola zachytená vrtmi a vymedzená na základe geofyzikálnych výskumov (D. Ďurica 1982). Z látkového hľadiska tu boli zistené fylity a pieskovce, menej zlepenca, všetko zaradované do vrchného permu až triasu (E. Planderová – J. Slávik 1977). Hlbšie sú metamorfity pravdepodobne staropaleozoického veku (D. Ďurica 1982). Smerne má táto jednotka v. pokračovanie na území ZSSR, zatiaľ čo na západ Ď. Ďurica (1982) predpokladá jej vyklinenie pri s. ohraničení zemplinika.

Na S od ptrukšianskej jednotky vystupuje v podloží terciérno-kvartérnej výplne Východoslovenskej nížiny pomerne značne rozsiahla jednotka nazvaná pozdišovsko-iňačovská. Podľa V.G. Sviridenka (1976) vystupuje táto jednotka s iným pomenovaním aj na území ZSSR a smerom na S až SV zasahuje až k bradlovému pásmu. Podľa D. Ďuricu (1982) ju možno predpokladať nielen na S až po styk s bradlovým pásmom, na ktoré je nasunutá, ale i na Z, do priestoru medzi zemplinikom a gemerikom, t.j. čiastočne do podložia j. časti Slanských vrchov a pokračovaním do MĽR. Na severe pravdepodobne zasahuje až po Humenské vrchy. V rámci tejto jednotky možno rozlíšiť niekoľko čiastko-

vých blokov. V j. časti sa tektonicky stýka s ptruksianskou jednotkou (charakter prešmyku ukloneného k S).

Z hľadiska obsahovej náplne pozdišovsko-iňačovská jednotka nemá ekvivalentný vývoj v Západných Karpatoch, preto ju v zhode s V.G. Sviridenkom (1976) spolu s ptruksianskou jednotkou (sensu D. Ťurica 1982) považujeme za jednotky s afinitou skôr ku východným Karpatom. Zvláštnosťou oboch jednotiek je nielen typ staršieho paleozoika — (u pozdišovsko-iňačovskej so zastúpením karbonátov), ale i mladšieho paleozoika a najmä mezozoika zastúpeného metamorfovanými karbonátmi s prítomnosťou produktov bázičného vulkanizmu. Celá táto oblasť v podloží terciéru bola charakterizovaná jednak na základe poznatkov z vrto v MND, závodu Michalovce (cit. in lit.), ale najmä na základe profilov vrto v územia ZSSR (V.G. Sviridenko 1976).

Zemplínske vrchy predstavujú obnažené, vyzdvihnuté, čiastočne mierne zvrásnené z. krídlo zložitej synklinoriálnej štruktúry. Jej osová časť a v. krídlo je pozdĺž sústavy zlomov sz.-jv. smeru useknuté a poklesnuté do podložia. Obnažená časť štruktúry pozostávajúca prevažne z mladšieho paleozoika, tvorí mladú elevačnú hrasť smeru SZ-JV. Je ohraničená tektonicky, súbežným zlomom na SV voči pokryvným útvarom j. časti Východoslovenskej nížiny a sústavou priečných sz.-jz. zlomov pri jv. okraji Zemplínskych vrchov v údolí Bodrogu.

V elevačnej štruktúre Zemplínskych vrchov možno od Z smerom k V sledovať útvary predkarbónskeho podložia (metamorfity pri Byšte a na území MĽR), nad nimi súvrstvia mladopaleozoického obalu (medzi Luhyňou, Čerhovom, Kašovom a Cejkovom), spodnotriasové klastické sedimenty (pri Černochove, okolie kóty Brezinky) a stredno-? vrchnotriasové karbonáty (pri Ladmovciach). Z uvedeného vyplýva, že štruktúra sz.-jv. smeru je v z. až sz. časti vyzdvihnutá voči jv. časti, kde sú zachované evidentne mladšie členy obalu. Vlastná hrasť Zemplínskych vrchov je rozčlenená priečnymi zlomami na jednotlivé bloky, ktoré čiastočne definoval a pomenoval P. Grecula (in P. Grecula et al. 1982). Tento spôsob stavby zvyrazňuje elevačný charakter štruktúry. Jednotlivé segmenty sú posunuté voči sebe v horizontálnom, ale najmä vo vertikálnom smere. Dokumentuje to priebeh jednotlivých súvrství na povrchu, ale aj výsledky štúdií profilov početných prieskumoch vrto (P. Grecula et al. l.c.). V z. časti štruktúry Zemplínskych vrchov sú na povrchu obnažené bazálne sekvencie obalu — čerhovské a luhynské súvrstvie. Ich úložné pomery sú jednoduché — monoklinálne upadanie k V až SV, s priebehom vrstiev SZ-JV.

V nadloží luhynského súvrstvia vystupuje trňanské súvrstvie, ktoré má v s. a sz. časti Zemplínskych vrchov smer vrstiev S — J s miernym úklonom k V, avšak v oblasti Veľkej a Malej Tíne až po Šimonov vrch je orientácia smeru vrstiev SZ — JV s úklonom 30-60° k SV.

Kašovské súvrstvie leží na trňanskom v normálnej pozícii. V s. časti územia, medzi lokalitou Kúpele a j. okolím Hrčel'a možno konštatovať na rozhraní oboch súvrství strižný prešmyk s nerovnomernou redukciou hlavných častí kašovského súvrstvia. Tento štruktúrny prvok má smer S — J s pomerne príkrym úklonom k V. Jeho vznik dávame do súvislosti so spätným sunutím súvrství od SV na JZ. Pri tomto pochode nedošlo k výraznejšiemu odlepeniu jednotlivých častí mladopaleozoického obalu od seba. Na vhodných litologických rozhraniach súvrství (zlepence, pieskovce — bridlice, piesčité bridlice) možno pozorovať ich čiastočnú vzájomnú redukciu a posun voči sebe. V podstatnej časti Zemplínskych vrchov však styk a superpozícia súvrství je normálna, menej ovplyvnená tektonikou. Prvky spätného násunu, ale i celkový prejav redukcie plastickejších horizontov súvrství viedli niektorých autorov (P. Grecula — K. Együd 1977) k povýšeniu lokálnych prešmykov v celej oblasti

na príkrovové línie a zároveň k vymedzeniu viacerých príkrovových jednotiek s j. vergenciou. Citovaných autorov viedla k tomu pravdepodobne aj predstava G. Pantóa (1965), ktorý na maďarskom území vzťahy dvoch litologicky a metamorfne rozdielnych súborov kryštalinika riešil príkrovovou interpretáciou s j. vergenciou. Podobne i v profile šachty pri Trni hrdzavo sfarbené sedimenty pod trňanským súvrstvom (toroňské vrstvy sensu B. Bouček – A. Příbyl 1959) interpretoval G. Pantó (1965) ako „vrchné súvrstvie – cejkovské“ a ich vzájomný vzťah tiež riešil príkrovovou stavbou. Podľa novšej interpretácie bola v profile šachty, ako i v profiloch prieskumných vrtov (P. Grecula et al. 1982) pod trňanským súvrstvom zastihnuté luhynské súvrstvie (v zmysle A. Vozárová 1983), ktorého sfarbenie je tiež hrdzavé až hrdzavosivé, ale z hľadiska litologického a petrografického sú dobre odlíšiteľné od iných tu vymedzených súvrství (A. Vozárová – J. Vozár 1988).

Kašovské súvrstvie je dominantne rozšírené v s. časti, najmä na Z od Kašova a Cejkova (Vysoký vrch, Plochá hora) a v j. časti Zemplínskych vrchov na Z a V od Černochova. Báza súvrstvia je konformne uložená na podložnom trňanskom súvrství (smer SZ – JV s úklonom 15-50° k V až JV). Vrchné časti súvrstvia sú mierne zvrásnené.

Vo forme úzkych, ale vcelku plytkých synklinál smeru SZ – JV, j. od Hrčela, z. od Cejkova a pri Černochove je nad kašovským súvrstvom zachované cejkovské súvrstvie. Cejkovské súvrstvie však tvorí súvislé nadložie kašovského súvrstvia, hlavne pri v. okraji Zemplínskych vrchov (teritoriálne z. od Kašova a j. od Cejkova), kde celý tento monoklinálne plytko uložený súbor upadá k V a SV. Pokračovanie súvrství do podložia terciérno-kvartérnej výplne Východoslovenskej nížiny je porušené zlomom sz.-jv. smeru, pozdĺž ktorého je osová časť synklinálnej štruktúry redukovaná a poklesnutá. Pokračovanie súvrství možno v podloží terciéru predpokladať až po významné geofyzikálne rozhranie zemlinika a kričevskej (v zmysle V.G. Sviridenka 1976), resp. ptrukšianskej jednotky (v zmysle D. Ďuricu 1982).

Medzi Černochovom a Ladmovcami možno pozorovať lokálne v nadloží cejkovského súvrstvia plasticky sformované a výrazne redukované súvrstvie černochovské (v zmysle B. Boučka – A. Příbyla 1959), reprezentujúce najvrchnejšiu časť mladopaleozoickej skupiny. V jeho normálnom stratigrafickom nadloží, v profile Černochovo – kóta Brezinky, vystupuje súvrstvie svetlých pieskovcov charakteristických pre horizonty spodného triasu (lúžňanské súvrstvie). Pri absencii plastického černochovského súvrstvia (najmä j. a v. od kóty Brezinky) ležia spodotriasové sedimenty priamo na cejkovskom súvrství.

Stredno- ? vrchnotriasové karbonáty pri Ladmovciach ležia buď v normálnom stratigrafickom slede v nadloží spodotriasových klastických sedimentov (na SV od Viničiek, na V od kóty Brezinky) alebo mierne „prešmykujú“ svoje podložie a ležia v tektonickej pozícii na cejkovskom súvrství. Tento prvok vysvetlil B. Bouček – A. Příbyl (1959) príkrovovou stavbou, a to úplne alochtónnou pozíciou mezozoika inej tektonickej jednotky na mladšom paleozoiku Zemplínskych vrchov. Aj P. Grecula – K. Együd (1977 et al. 1982) vymedzujú pre súbor mezozoických karbonátov „ladmovský príkrov“. Nazdávame sa, že tak ako v mnohých profiloch jednotiek centrálnych Západných Karpát, aj pozíciu triasových karbonátov pri Ladmovciach možno vysvetliť lokálnym prešmykom relatívne kompaktniejšieho a hrubšieho vápencovo-dolomitového súboru na rôzne súvrstvia svojho bezprostredného podložia.

J. časť Zemplínskych vrchov je podobne ako i celý región výrazne rozčlenená priečnymi zlomami (smeru SV – JZ až S – J definované P. Greculom in P. Grecula et al. 1982), ktoré sú evidentne mladšie ako zlomy hlbšieho založenia (SZ – JV), ale i mladšie ako lokálne prešmyky spôsobené spätným násu-

nom s tendenciou od SV k JZ. Najmladšie prejavy mladoterciérnej až kvarté-nej tektoniky sú späté s reaktivovaním zlomov hlbokého založenia (O. Fusán et al. 1971, 1984), ktorých priebeh (SZ — JV) je smerodajný aj pre obmedze-nie hrastovej štruktúry Zemplínskych vrchov.

Ako už bolo uvedené v súvislosti s pokračovaním mladopaleozoických sú-vrství do podložja Východoslovenskej nížiny na SV od Zemplínskych vrchov, aj mezozoikum pri Ladmovciach má evidentne (vrtní dokázané) pokračovanie sme-rom východným do podložja terciérno-kvartéernej výplne.

Limitujúcim pre celé rozhranie zemplanika v užšom zmysle voči ptukšian-skej, resp. kričevskej jednotke je poruchové pásmo smeru SZ — JV, ovplyvňujú-ce stavbu podložja, ale aj terciérno-kvartéerňu výplň.

NEOGÉNA TEKTONIKA

Skúmané územie porušujú zlomy. Podľa súčasných názorov (pozri napr. J. Čverčko 1977) východoslovenský neogén porušujú zlomy dvoch hlavných generá-cíí. Staršia generácia zlomov bola aktívna v spodnom miocéne. Mladšia hlav-ne v bádene a v sarmate. Staršie zlomy sú veľmi zastreté mladou tektonikou, ale zdá sa, že tieto zlomy kontrolovali rozsah a intenzitu subsidencie po-čas spodného miocénu. Mladšie zlomy sú výraznejšie, a práve tieto zlomy čle-nenia východoslovenskú neogénnu panvu na štruktúrne jednotky typu hrasti a prepادلín a čiastočne podmieňujú súčasnú morfológiu panvy, i keď sú tiež čiastočne zastreté mladšími posarmatskými, prípadne kvartéerňými sedimentmi. Obdobie aktivity týchto zlomov počas neogénu koinciduje s kulmináciou sub-sidencie v panve i vulkanizmu.

J. časť Východoslovenskej nížiny porušujú zlomy troch smerových systé-mov. Hlavným zlomovým systémom, ktorý výrazne člení územie na kryhy, je zlo-mový systém SZ — JV. Menej významný je zlomový systém SV — JZ, územie poru-šujú aj ojedinelé sj. zlomy.

SZ.-JV. ZLOMOVÝ SYSTÉM

Zlomy tohto systému vymedzujú hlavné zlomové jednotky v skúmanej oblas-ti, ako aj v celej Východoslovenskej nížine. Z týchto zlomových jednotiek do skúmaného územia zasahuje ústredná alebo centrálna priehlbina (I. Buday et al. 1967), resp. prešovsko-trebišovská depresia (J. Čverčko 1977). Je vy-plnená hlavne sedimentmi bádenu a sarmatu, ktoré dosahujú niekoľkotisícmet-rovú hrúbku a sú zakryté, s výnimkou sz. časti skúmaného územia, sedimentmi panónu a pliocénu. Pravdepodobne je pod bádénom prítomný aj karpát. Od su-sednej štruktúrnej jednotky — zemplínskej hrasti, depresiu oddeľuje systém trebišovských zlomov. Sú to zlomy trebišovský východný (27) a západných (28) kožučovský (31) klečenovský (32) a hrčelský (33). Výšky skokov jednotlivých zlomov dosahujú niekoľko stoviek metrov, ale celý zlomový systém zhadzuje depresiu voči zemplínskej hrasti približne až o 3000 m.

Zemplínska hrast' (I. Buday et al. 1967) buduje časť skúmaného územia. Na SV ju ohraničuje trebišovský zlomový systém a jv. ohraničenie je pravde-podobne na maďarskom štátnom území. V jej najviac elevovanej časti vystupu-jú na povrch horniny predterciérneho podložja (mladšie paleozoikum a trias Zemplínskych vrchov). Ďalej tu vystupujú na povrch bádenské sedimenty a vul-

kanity, v pokračovaní hrasti na SZ a JZ aj sarmatské sedimenty a vulkanity. Hrať je pozdĺžne členená na niekoľko menších kryh. Samostatnú vysokú kryhu tvoria Zemplínske vrchy. Ďalšou čiastkovou kryhou je poklesnutá kryha trňanská (v zmysle Ľ. Ivana 1963 – priekopová prepadlina trňansko-luhynská; názov nie je vhodný vzhľadom na to, že obec Luhyňa neleží v priestore poklesnutej kryhy). Oproti čiastkovej kryhe Zemplínskych vrchov je vymedzená trňanským zlomom (34). Na poklesovej kryhe j. od Veľkej Trne je hrúbka (bádenu) asi 110,0 m. Smerom na S hrúbka narastá až na 250,0 m, ďalej na SZ, kde je vo výplni prepadliny zastúpený sarmat, je hrúbka neogénu väčšia (nebola overená vrstvom). Susedná čiastková jednotka je luhynská vysoká kryha – vymedzená na V nepomenovaným zlomom a na Z čerhovským východným zlomom (35a). Na tejto kryhe vystupujú ostrovy predterciérneho podložja obklopené sedimentmi bádenu a v sz. pokračovaní kryhy vystupujú aj sedimenty sarmatu.

Roňavská prepadlina koso porušuje zemplínsku hrať a oddeľuje Zemplínske vrchy od kryštalinika a karbónu (medzi Byštou a Felsőregmecom v MĽR). Susedí s luhynskou vysokou kryhou, od ktorej je oddelená prostredníctvom čerhovského východného (35a) a čerhovského (35) zlomu. Je vyplnená bádenom a sarmatom a na povrch, resp. zakryté kvartérom vystupuje kochanovské súvrstvie (stredný – vrchný sarmat). Hrúbka sedimentov v prepadline presahuje 520 m (podľa vrtu Zi-1 v okolí Slovenského Nového Mesta, ktorý neprevrátil celý neogén). Prepadlinu na Z obmedzuje slivnický zlom (36). Tento zlom ju oddeľuje od vysokých byštianskych kryh, na ktorých vystupuje na povrch kryštalinikum, na území MĽR aj paleozoikum. Ďalej na SZ vystupujú sedimenty a vulkanity bádenu a sarmatu. Byštianske vysoké kryhy považujeme za súčasť zemplínskej hrasti.

SV.-JZ. ZLOMOVÝ SYSTÉM

Zlomy tohto systému sa v stavbe skúmaného územia uplatňujú v menšej miere. Jeden takýto zlom prebieha v sz. časti skúmaného územia. Je to trebišovský priečný zlom (51). Ďalšie zlomy prebiehajú medzi Somotorom a Čičarovcami. Sú to zlomy: bešiansky (57), kapušiansky (60), poľanský (61) a čičarovský (62). Zlomy priečne porušujú zemplínsku hrať aj centrálnu priehľabinu. Výšky skokov týchto zlomov dosahujú 100–300 m.

Zo s.-j. zlomov prebieha v skúmanom území iba jeden, a to zlom radský (68), ktorý koso porušuje hlavne zemplínsku hrať. Výška jeho skoku dosahuje asi 120 m.

Okrem opísaných zlomov územie v okolí Ptrukše porušujú zlomy ssz. smeru (ptrukšiansky – východný (38), hlavný (39) a západný (40). Výška skoku hlavného zlomu (39) dosahuje až 400 m. U ostatných je výška skoku 100–140 m.

Na stavbe neogénu j. časti Východoslovenskej nížiny sa podieľajú aj tangenciálne štruktúry, a to vo forme málo výrazných klenbových alebo poloklenbových štruktúr. Jednou z nich je stretavská plikatívna štruktúra (s. od skúmaného územia) a štruktúra Ptrukše.

KVARTÉRNA TEKTONIKA

V pliocénno-kvartérnej neotektonickej fáze začala postupná prestavba reliéfu Východoslovenskej nížiny. Počas celkovej subsidencie dochádzalo k

intenzívnejším pohybom, ktoré nížinu rozčlenili na jednotlivé neotektonické celky (obr.15). Na z. okraji mapy dochádzalo k postupnému antiklinálnemu vyklenovaniu Zemplínskych vrchov.

Hrast'ová štruktúra Zemplínskych vrchov. Po vynorení vrchov v sarmate pokračoval ďalší neotektonický vývoj, ktorého intenzita sa zväčšovala koncom pliocénu a v kvartéri, kedy bola štruktúra rozčlenená krátkymi zlomami, na ktorých sa formovali tektonicko-erózne doliny.

Zlom na z. strane Zemplínskych vrchov oddeľuje hrast' vrchov od mierne sa dvíhajúceho miocénneho stupňa. Tento stupeň je porušený ďalším zlomom približne smeru S — J, na ktorom sa vyvíja **podpiliská depresia**. Je to mladá štruktúra, ktorá sa začala prejavovať od neskorého würmu a jej subsidencia sa prejavuje až do subrecentu. Depresia je okolo 400 m široká, vyplnená prevažne hlinitými a piesčitohlinitými fluviálnymi a deluviálnymi sedimentmi. Poklesy štruktúry sú nerovnomerné, dosahujú hodnotu 5–15 m.

Neogénno-kvartérny zlom oddeľuje roňavskú prepadlinu od úpätného stupňa. Tiahne sa od maďarského stredohoria cez Sárospatak, Vegardó a Slovenské Nové Mesto ďalej na S. Jeho aktivita sa prejavila najmä v kvartéri, kedy sa zlom rozčlenil na dve vetvy, jedna ohraničuje prepadlinu na v. strane, druhá, menej výrazná, ohraničuje prepadlinu na maďarskej strane.

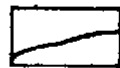
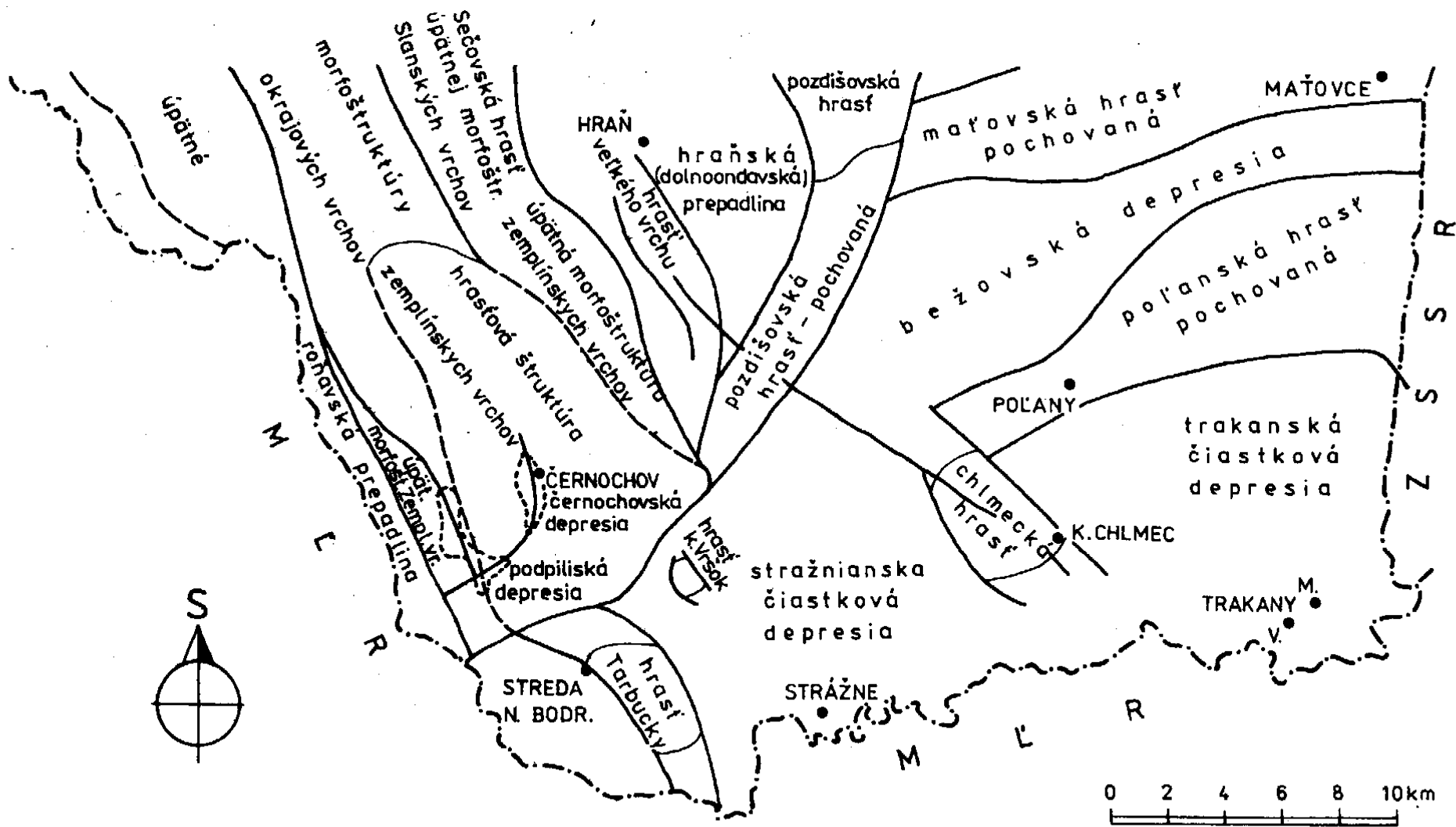
V riskom glaciáli vypĺňali **roňavskú prepadlinu** za postupného klesania fluviálne piesčité štrky a na okrajoch štruktúry proluviálne sedimenty. Celkové poklesy sa pohybujú od 6 do 12 m.

Po veľkej erózii dochádzalo vo würme opäť k intenzívnej subsidencii, vplyvom ktorej sa v prepadline nahromadili hrubé súvrstvia piesčitých fluviálnych štrkov a čiastočne hlinito-kamenitých prolúvií. Poklesy počas würmského glaciálu dosahujú 10–30 m. Maximálne poklesy počas kvartéru okolo 40 m.

V j. časti hrast'ovej štruktúry Zemplínskych vrchov sa začala v mindelskom glaciáli formovať **černochovská depresia**. Vyvíjala sa na neogénno-kvartérnom zlome, ktorý sleduje podložné neogénne súvrstvie bádenského zálivu vybiehajúceho do prostredia zemplínskeho paleozoika. V období mindelu bol subsidenčný prejav depresie okolo 5 m. Najväčšie poklesy sa viažu na riské glaciálne obdobie, okolo 15 m; würmské 2–3 m a postglaciálne 2 m. Depresiu vypĺňajú proluviálne zahlinené štrky, slabo opracované úlomky a balvany soliflukčných delúvií.

Úpätné morfoštruktúry Zemplínskych a Slanských vrchov na seba nadväzujú. Sú porušené zlomami, ktoré vymedzujú ďalšie štruktúrne jednotky. Takou je **sečovská hrast'**, tiahnúca sa od S k Zemplínskym vrchom. Na v. okraji úpätnej morfoštruktúry výrazne pôsobí hrast' Veľkého vrchu. Neovulkanity tejto hrasti sú priečnym zlomom rozdelené na brehovskú a sirníckú časť. Najväčšiu výšku dosahuje štruktúra v brehovskej časti (271,9 m n.m.), čo je okolo 170 m nad štruktúrnou rovinou. Hrast' je po stranách ohraničená neogénno-kvartérnymi zlomami s výraznými zlomovými svahmi. Osovou časťou štruktúry sa tiahne zlom založený hlboko v neogéne a oživený v plioleisticéne. Táto porucha porušila cirkuláciu podzemnej vody a usmernila ju k povrchu štruktúry. Vznikali pramene, neskôr — od starého pleistocénu, i výnosné kužele.

Hrast' Tarbucky je ohraničená neogénno-kvartérnymi zlomami, ktoré na S nadväzujú na okrajovú zlomovú líniu Zemplínskych vrchov. Je ostro vynorená zo štruktúrnej roviny, asi 170 m nad jej povrchom (max. výška 277,3 m n.m.). Nápadné sú aj priečne zlomy. Jeden z nich oddeľuje kótu Tarbucka od Čapieho vrchu. Štruktúru tvoria výlučne neovulkanické horniny pokryté plášťom eolických pieskov. Hrast' sa začala formovať v pliocéne s intenzívnejšími zdvihmi v kvartérnom neotektonickom období.



zlomy



hranice černochovskej a podpiliskej depresie



predpokladaný styk antiklinálne vyklenutých okrajových vrchov s úpätnou jednotkou (stúpnom) založený na neotektonickej línii (P1-Q)

Z osamelých neovulkanických telies v štruktúrnej rovine vyniká **hrasť kopca Vršok**. Je to plošne málo rozľahlý exot, ktorý zaberá asi 1 km². Nadmorská výška je 150 m, relatívne nepresahuje 60 m. Zlomy vymedzujúce hrasť sú podobné ako pri predošlých neovulkanických hrasťoch. Na v. strane štruktúry je výrazný zlomový svah, ktorý zvyrazňuje hrasťový charakter kopca.

Chlmecká hrasť je rozlohou najväčšou neovulkanickou hrasťou v štruktúrnej rovine. Maximálnu výšku má kóta Vysoká (264 m n.m.). Po okrajoch je štruktúra ohraničená neogénno-kvartérnymi zlomami smeru SZ – JV, ktoré zároveň určujú jej smer. Zlom prebiehajúci jej stredom výrazne porušil štruktúru a rozdelil ju na dve časti. Na v. strane hrasti vo výške 115 m n.m. sú uložené relikty ílovitých sedimentov, ktoré sú pravdepodobne totožné s ílmi nachádzajúcimi sa v 70 m hĺbke, na báze trakanskej čiastkovej depresie (30 m n.m.). Podľa týchto údajov predpokladáme, že Chlmecká hrasť sa od vrcholovej fázy pliocénu, resp. najstaršej fázy pleistocénu (podľa paleomagnetických meraní 1,6-1,64 mil. rokov) vyzdvihla zhruba o 80-90 m. Na hrasťový charakter Chlmeckých pahorkov poukazuje i výrazný zlomový svah z. okraja štruktúry.

Na územie mapy zasahuje od S. pozdišovská hrasť, ktorá sa od Oborína na J ponára pod mladšie sedimenty východoslovenskej roviny, a preto ju v tejto časti územia označujeme ako **pozdišovská hrasť – pochovaná**. V jej nadloží vystupujú riské a wümské fluviálne sedimenty prevažne piesky. Tiahne sa miernym ohybom končiac na štruktúre Veľkého vrchu a Zemplínskych vrchov. Oddeluje hranskú (dolnoondavskú) prepادلínu od bežovskej depresie a strážnianskej čiastkovej depresie.

Bežovská depresia je súčasťou rozsiahlej podhorskej depresie (čopsko-mukačevskej), ktorá svojím okrajom zasahuje zo ZSSR na naše územie. Na mape je zastúpená iba jej najjužnejšia časť, ktorá je vyplnená piesčitým súvrstvom, iba na sv. okraji ju vypínajú piesčité štrky.

Vývoj štruktúry prebiehal nerovnomerne. Počas poklesu dochádzalo i k zdvihom, ktoré depresiu rozčlenili na poľanskú a maľovskú hrasť. Poklesy depresie začali v mindelskom glaciáli a po krátkom prerušení pokračovali v rise a würme. Za celé obdobie poklesla depresia celkovo o 20-25 m.

Polianska hrasť – pochovaná predstavuje vyzdvihnuté pliocénne kryhy, ktoré neotektonika v kvartéri sformovala do hrasti. Pozitívne prejavy tejto štruktúry sa začali prejavovať pred würom, pretože vo würme už bola hrasť prekrytá fluviálnymi sedimentmi o hrúbke 10-30 m. Štruktúra sa tiahne od V. k JZ a končí na zlome chlmeckej hrasti.

Maľovská hrasť – pochovaná sa tiahne severnejšie, má podobný charakter a vývoj ako poľanská. Sformovala sa v predwürmskom období postupným zdvihom neogénnych kryh. Štruktúra leží pod piesčitými sedimentmi, čiastočne štrkami würu a hlinitými uloženinami postglaciálu.

Na dolnom toku Ondavy v blízkosti sútoku s Latoricou zaberá priestor **hranská (dolnoondavská) prepادلína**. Je vyplnená súvrstvom pieskov a čiastočne drobnými piesčitými štrkami, na Z ju ohraničuje zlom hrasti Veľký vrch, na V zlom pozdišovskej štruktúry. Na plioleistickej poruchovej zóne dochádzalo v starom pleistocéne k nerovnomerným poklesom štruktúry, ktorá podľa biostratigrafických kritérií zodpovedá vilafranku. Celkový pokles štruktúry počas starého pleistocénu dosiahol hodnotu okolo 10 m. Nástupom mindelského glaciálu poklesy pokračovali a štruktúra sa prepadla o 10 m, v rise zhruba o 8 m, würme 15 m, v neskorom glaciáli a postglaciáli 5-10 m. Celkové poklesy v centrálnej prepadline boli okolo 60 m. Napríklad v j. časti štruktúry medzi Brehovom (kóta Veľký vrch 271,9 m n.m.) a Kamennou Moľ-

vou (114,1 m n.m.) a v s. časti došlo počas kvartéru k prepadnutiu neovulkanitov o 30-50 m.

Najväčšia depresia sa rozprestiera na juhu mapy a tvorí ju strážnianško-trakanská depresia, rozdelená výraznou chlmeckou hrastou na z. **strážniansku čiastkovú a trakanskú čiastkovú depresiu**. Morfológicky sa depresia neprejavuje, pretože jej povrch pokrýva najmladšie fluviálne a eolické sedimenty rovinatej časti nížiny. Čiastkové štruktúry majú spoločný charakter a vývoj, sú vyplnené ílovitými a piesčitými sedimentmi. Ich subsidenčný charakter sa prejavuje už v starom pleistocéne, kedy doznievajúce neotektonické prejavy podložných štruktúr ovplyvnili ich vývoj. Poklesy v tomto období dosiahli 5-15 m. Nová subsidencia v mindelskom glaciáli dosiahla maximálnu hodnotu 10 m, v rise už 10-20 m. Intenzívne boli poklesy v mladom pleistocéne – v starom wūrme (w¹) okolo 20 m, v strednom a mladom (w^{2,3}) 18-22 m. Celková subsidencia počas kvartérneho vývoja depresie dosiahla hodnotu okolo 70 m.

HYDROGEOLOGIA

Pod kvartérnymi sedimentmi Východoslovenskej nížiny sa nachádzajú hrubé súvrstvia neogénnych, prevažne pelitických sedimentov. Častý je výskyt hornín vulkanického pôvodu. Výplň panvy je rozsegmentovaná na rad elevačných a depresných štruktúr. Predneogénne podložie je tvorené prevažne mezozoickými a paleozoickými horninami. Morfológicky najvýraznejšou štruktúrou je hrasť Zemplínskych vrchov.

Najvýdatnejšie zdroje podzemných vôd sú akumulované vo fluviálnych a eolických sedimentoch roviny.

Južná časť Východoslovenskej nížiny má klímu teplú, mierne suchú, s chladnou zimou a najteplejšími mesiacmi júl, august a najchladnejším januárom. Priemerná ročná teplota vzduchu sa pohybuje okolo 9 °C. Vo vyššie položených častiach Zemplínskych vrchov klesá priemerná teplota vzduchu pod 8 °C.

Územie je odvodňované riekou Bodrog, ktorá vznikla sútokom Latorice a Ondavy. Dĺžka Bodrogu na území ČSSR je 16 km. Pred hranicou s MĽR priteká do neho Roňava, ktorá na dĺžke 14 km tvorí hraničný tok. V jv. cípe tvorí hraničný tok rieka Tisa. Prevažná časť povodia Latorice je na území Zakarpatskej USSR a na území ČSSR sa nachádza jej dolná časť. Rieka Ondava po sútoku meria 112 km a Laborec 135 km. Do Laborca pri Vojanoch vteká rieka Uh. Uvedené rieky majú maximálne stavy v marci (po topení snehovej pokrývky a minimálne stavy na konci leta, obyčajne v septembri až v októbri (tab.18).

Prirodzené odtokové pomery sú narušené vodohospodárskymi úpravami, predovšetkým vybudovaním vodnej nádrže Veľká Domaša a Zemplínska Šírava, čo spôsobilo vyrovnanie prietokov na riekach. Tieto úpravy (vyrovnanie tokov, vybudovanie hrádzí kanálov, melioračné práce) podmienili zmenu režimu podzemných vôd.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Na základe hydrogeologickej rajonizácie Slovenska (J. Šuba et al. 1984) môžeme na území mapy vyčleniť nasledovné hydrogeologické rajóny:

- Q – 103 – kvartér dolnej časti tokov Uh, Laborec, Ondava a pravej strany Latorice
- Q – 104 – kvartér jv. časti Východoslovenskej nížiny
- N – 112 – neogén z. časti Východoslovenskej nížiny
- NG – 113 – paleozoikum a mladšie horniny Zemplínskych vrchov
- Q – 114 – kvartér dolného toku Roňavy

Pri členení územia na jednotlivé hydrogeologické celky sa pridriavame najnovších poznatkov a rozčleňujeme územie v súlade s neotektonickým členením V. Baňackého na:

- pochovanú poliansku hrasť
- strážňansko-trakanskú nádrž

- roňavskú nádrž
- hraňskú nádrž
- hrastovú štruktúru Zemplínskych vrchov
- ponorenú pozdišovskú hrast.

Pochovaná polianska hrast

Tvorí podstatnú časť rajónu Q - 103. Rozprestiera sa na území medzi obcami Solnička, Poľany, Ptrukša, Kapušianske Kľačany. Tvorí elevačnú štruktúru neogénneho podložja, čo spôsobuje, že hrúbka prekrývajúcich kvartérnych sedimentov je redukovaná a dosahuje 20-30 m. Zvodnený horizont je tvorený pieskami, na mnohých miestach s hlinito-piesčitými medzivrstvičkami, čo ovplyvňuje aj intenzitu zvodnenia horizontu. Častý je i výskyt pieskov eolického pôvodu. Špecifické výdatnosti vrtov sa pohybujú okolo 0,5-1,0 l.s⁻¹. Južným smerom od tohto územia narastá hrúbka kvartérnych sedimentov, čo podmieňuje i zníženie špecifickej výdatnosti vrtov. V okolí Ruskej, Veľkých Sleniec, Čičaroviec sa pohybuje špecifická výdatnosť vrtov okolo 1-5 l.s⁻¹.m⁻¹.

Smer prúdenia podzemných vôd je zo SV na JZ. Úroveň hladiny vody sa nachádza na kóte 97-100 m n.m. Podzemná voda má charakter voľnej hladiny s maximálnymi stavmi v jarných mesiacoch. Podzemné vody sú doplnené prevažne zrážkami, ale sú v bezprostrednej hydraulickej spojitosti s vodou v rieke.

Strážňansko-trakanská nádrž

Nachádza sa j. od polianskej hrasti. Zodpovedá hydrogeologickému rajónu Q - 104. Hrúbka fluviaľno-eolických sedimentov sa postupne zväčšuje a v území medzi Trakanmi, Čiernou nad Tisou a smerom na Kráľovský Chlmec dosahuje 60-70 m, medzi Strážnym a Hrušovom 50-60 m. Strážňansko-trakanská depresia je v okolí Kráľovského Chlmca čiastočne predelená chlmeckou hrastou tvorenou vulkanickými horninami. Smerom na J prekračuje nádrž čsl.-maďarskú štátnu hranicu. Zvodnený horizont je tvorený pieskami jemno- až strednozrnnými. Aj keď koeficient filtrácie sa pohybuje rádovo od 10⁻⁴ m.s⁻¹ do 10⁻⁵ m.s⁻¹, vzhľadom na značnú hrúbku zvodneného súvrstvia sa výdatnosti vrtov pohybujú od 20 do 50 l.s⁻¹. Intenzita zvodnenia je najvyššia v okolí Botian, Čiernej nad Tisou, Trakan a Dobrej, kde špecifická výdatnosť vrtov miestami presahuje až 10 l.s⁻¹.m⁻¹. V ostatnej časti depresie sa špecifické výdatnosti vrtov pohybujú od 1,5 do 5 l.s⁻¹.m⁻¹, ojedinele i viac.

Smer prúdenia podzemných vôd je zo SV na JZ. Prúd podzemných vôd je prehradený chlmeckou hrastou a hrastou Tarbucky, ktoré stáčajú prúdenie vody na J až JV. Hladina podzemnej vody sa udržiava v nadmorskej výške 96-97 m. Sklony hladiny podzemnej vody sú nepatrné a dosahujú podľa P. Pospíšila (1967) hodnoty 0,06° až 0,34°, čo podmieňuje i nepatrný pohyb podzemnej vody v nádrži za prirodzených podmienok. Značná časť podzemných vôd je dopĺňaná zo zrážok, avšak najväčší vplyv na režim podzemných vôd majú rieky: Latorica, Bodrog a Tisa, ktoré sú v rovinnatom území v bezprostrednom hydraulickom spojení. Rieky za minimálnych a stredných stavov podzemné vody drénujú a za vysokých stavov zasa vody z rieky dopĺňajú zásoby podzemných vôd.

Vzhľadom na značnú hrúbku zvodneného horizontu a jeho bezprostrednú hydraulickú spojitosť s povrchovými tokmi sa vodárensky využiteľné zásoby podzemných vôd v depresii odhadujú na 800 l.s⁻¹. Na základe lokálnych prieskumov boli v území dokumentované na jednotlivých lokalitách nasledovné množstvá podzemných vôd: Boťany - Kapoňa 270 l.s⁻¹, Dobra 143 l.s⁻¹, Trakany 134 l.s⁻¹, Zátín 94 l.s⁻¹, V. Horeš 81 l.s⁻¹, Čierna nad Tisou 47 l.s⁻¹.

94 Priemerná mesačná a ročná teplota vzduchu v °C (1931-1960)

| Stanica | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | ø (rok) |
|------------------|------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|-----|------|---------|
| Kráľovský Chlmec | -3,4 | -1,4 | 3,8 | 10,2 | 15,5 | 18,7 | 21 | 20,2 | 16,1 | 10,1 | 4,3 | 0 | 9,6 |
| Trebišov | -3,8 | -1,9 | 3,2 | 9,5 | 15,0 | 18,2 | 20,3 | 19,4 | 15,3 | 9,3 | 3,9 | -0,5 | 9,0 |

Priemerné ročné úhrny zrážok sa pohybujú okolo 600 mm. Zrážkové úhrny na nížine majú veľkú premenlivosť. V období od roku 1901 do roku 1970 v Kráľovskom Chlmcí bol zistený najvyšší zrážkový úhrn 947 mm a najnižší úhrn 305 mm.

Priemerný mesačný a ročný úhrn zrážok v mm (1931-1960)

| Stanica | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | ø (rok) |
|---------------------|----|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|---------|
| Kráľovský Chlmec | 36 | 36 | 28 | 40 | 54 | 78 | 73 | 69 | 44 | 47 | 49 | 44 | 598 |
| Streda nad Bodrogom | 30 | 31 | 25 | 36 | 54 | 80 | 61 | 66 | 39 | 43 | 46 | 40 | 551 |
| Veľký Horeš | 35 | 36 | 28 | 38 | 50 | 86 | 70 | 65 | 41 | 46 | 50 | 43 | 588 |

Snehová pokrývka sa vyskytuje na nížine od začiatku decembra do marca. Často prerušovaná roztopením snehu. Trvalá snehová pokrývka sa udržuje okolo 40 dní.

Roňavská nádrž

Má zvláštnu tektonickú pozíciu. Je situovaná do tektonicky predisponovanej zóny, ktorá ohraničuje vyzdvihnutú hrastovú štruktúru Zemplínskych vrchov. Je to tektonicky zaklesnutá zóna malého plošného rozsahu, ktorá je vyplnená piesčitými štrkami Roňavy (P. Tkáčik 1961).

Smerom od Čerhova hrúbka fluviálnych sedimentov tvorených prevažne štrkami dosahuje 7-10 m, smerom k Slovenskému Novému Mestu ich hrúbka postupne narastá. V okolí Slovenského Nového Mesta hrúbka štrkov už dosahuje 40 m. Sú prekryté vrstvou hĺn hrubou 2-5 m. Intenzita zvodnenia horizontu je najvyššia v okolí Slovenského Nového Mesta, kde výdatnosti vrtov dosahujú 30-40 l.s⁻¹, pri znížení hladiny vody o 4 m. Severnejšie sú výdatnosti nižšie do 20 l.s⁻¹. V okolí Slovenského Nového Mesta špecifická výdatnosť z vrtu presahuje miestami 10 l.s⁻¹. V okolí Čerhova kolíše od 2 do 5 l.s⁻¹.m⁻¹. Nádrž pokračuje do MĽR. Zásoby podzemných vôd sa podľa lokálneho prieskumu depresií odhadujú na 130 l.s⁻¹. Podzemné vody sú využité pre bodrocký skupinový vodovod (J. Frankovič 1970).

Hranecká nádrž

Na sútoku Latorice s Ondavou, jv. od obce Hraň a sz. od Oborína sa nachádza tektonická prepadlina vyplnená kvartérnymi sedimentmi tvorenými prevažne pieskami, v s. časti i drobnými štrkami. V najpriaznivejšej časti štruktúry 1 km jv. od Hrane hydrogeologický vrt hlboký 45 m mal výdatnosť 25 l.s⁻¹ pri znížení hladiny vody o 9 m. Zvodnený horizont je tvorený štrkopieskami. Územie je hydrogeologicky málo preskúmané. Maximálna hĺbka prepadliny dosahuje 50 m na plošnú rozlohu okolo 15-20 km². Vzhľadom na prítomnosť ílovitej frakcie (ktorej pôvod možno hľadať v preplavení z materiálu pozdišovských hlinitých štrkov) má iba lokálny význam.

Hrastová štruktúra Zemplínskych vrchov

Má veľmi zložitú štruktúro-geologickú a tektonickú stavbu a veľmi pestré litologické zloženie hornín. Štruktúru budujú kryštalické horniny, paleozoické pieskovce, bridlice, arkózy, ktoré vzhľadom na svoje litologické zloženie sú slabo zvodnené. Horniny mezozoika zastúpené kremencami, vápencami a dolomitmi vzhľadom na svoju rozlohu nemajú väčší vodohospodársky význam. Vrtmi bolo zistené, že najpriaznivejšie sú zvodnené neovulkanické horniny, kde výdatnosti vhodne situovaných vrtov ojedinele presahujú 2-3 l.s⁻¹. Územie je intenzívne tektonicky atakované a z hľadiska získania vody najpriaznivejšie sa javia tektonicky atakované pásma. V území nemožno predpokladať väčšie zdroje podzemných vôd.

Ponorená pozdišovská hrast

J. od Oborína sa pozdišovská hrast ponára pod kvartérne sedimenty. Vzhľadom na svoj vznik sladkovodné jazerno-riečne prostredie má pestré litologické zloženie. Je tvorené štrkovito-ílovitými až štrkovito-piesčitými sedimentmi. Po hydrologickej stránke je územie málo preskúmané. Výdatnosti vrtov iba ojedinele presahujú 2-5,0 l.s⁻¹. Napríklad vo vrte Zatín-1 bol zistený prítok z tohto súvrstvia v hĺbke 71-74 m. V hlbších častiach mineralizácie vody sa mierne zvyšuje. Vzhľadom na litologický charakter horizontu a jeho hrúbku nemožno predpokladať výdatnejšie zdroje podzemných vôd.

Chemické zloženie podzemných vôd

Kvalitu podzemných vôd, ktoré sa nachádzajú vo fluviálnych a fluviálno-eolických sedimentoch, ovplyvňuje hlavne kvalita vôd, ktorou dopĺňané (infiltrácia do horizontu z rieky alebo zo zrážok), interakcia voda – hornina a spôsob cirkulácie vôd. Kvalitu podzemných vôd fluviálnych sedimentov ovplyvňujú povrchové toky.

Na hranici Ondavy, Laborca a Latorice sa stretávame s kalciovo- (magnéziovo)-bikarbonátovými vodami s celkovou mineralizáciou od 0,3 do 0,6 g.l⁻¹. V j. časti Východoslovenskej nížiny (v prírodnom stave) hlavným zdrojom dopĺňania zásob podzemných vôd sú zrážkové vody. Zložitejšie hydrochemické pomery sú v Strážniansko-trakanskej depresii, kde významnú úlohu má spôsob cirkulácie podzemných vôd (zóna pomalej výmeny vody a prírón vyššie mineralizovaných vôd z neogénu), čo miestami spôsobuje zvýšenie natriovo-bikarbonátovej zložky s mineralizáciou od 0,5 do 0,7 g.l⁻¹. V pririečnej zóne, kde prebieha intenzívna vodovýmena, sú vody blízke svojou kvalitou vode v povrchovom toku. V podzemných vodách akumulovaných vo fluviálnych sedimentoch sú často vyššie obsahy Fe a Mn a sú zhodnotené v práci P. Pospíšila (1967). Podzemné vody roňavskej nádrže sú kalciovo-bikarbonátového typu s celkovou mineralizáciou od 0,3 do 0,5 g.l⁻¹. V blízkosti styku s vulkanitmi sú mineralizácie nižšie (S. Gazda in L. Škvarka et al. 1976).

Sedimentárna neogénna výplň

Neogénna výplň Východoslovenskej nížiny leží transgresívne na predneogénnom podloží. V centrálnej časti hrúbka sedimentárnej výplne dosahuje až 6000 m. Z hľadiska intenzity zvodnenia možno v nej vyčleniť spodnú ílovcovú fáciu, ktorá je budovaná sedimentmi karpátu a spodného bádenu. Litologický charakter sedimentov karpátu bol overený naftovými vrtmi v okolí Iňačoviec a Zemplínskej Širokej; tvoria ich ílovce a pieskovce. Sedimenty spodného bádenu boli zachytené vrtmi v Zatiné a Černochove. Tvoria ich siltovce, ílovce, pieskovce, vo vrchnej časti tufy a tufity. Priepustné sú iba bazálne súvrstvia a okrajové fácie. V nadloží leží sedimentárno-vulkanické súvrstvie neogénu tvorené horninami stredno- až vrchnobádenského a sarmatského veku. Ich hrúbka presahuje miestami 1000-2000 m. Od stredného bádenu sú v sedimentoch viac zastúpené vulkanické horniny. Napríklad vo vrte Zatin-1 sú v hĺbke 1620-2460 m zachytené vulkanické horniny, prevažne andezity strednobádenského veku. V nadloží je vulkanodetritické súvrstvie vrchnobádenského veku, hrúbke až 1400 m (R. Rudinec – C. Tereska 1972). Je tvorené pyroxenickými andezitmi, ryolitmi a vulkanoklastikami. Tieto súvrstvia vystupujú na povrch v okolí Zemplínskych vrchov. Vulkanické horniny boli zachytené vo vrte Stretava-21 v hĺbke 2662-2712 m a bol z nich príliv vody s výdatnosťou 7-11 l.s⁻¹ a teplotou 85 °C, pri ložiskovej teplote v hĺbke 2600 m až 135 °C s mineralizáciou 13,4 g.l⁻¹. Voda je výrazne natriovo-chloridového typu, výdatnosť postupne klesala (R. Rudinec 1972).

Zo sedimentov neogénu vystupujú uhličitú minerálne vody na lokalitách Slivník, Kuzmice, Kazimír s teplotou do 15 °C a s obsahom CO₂ od 600 do 1900 mg.l⁻¹ s celkovou mineralizáciou 6-15 g.l⁻¹, chemického typu HCO₃-Cl-Na s nepatrnou výdatnosťou. Ďalej tu vystupujú sírovodíkové vody v okolí Byšty, Michalian a Veľat s obsahom H₂S do 2 mg.l⁻¹, s celkovou mineralizáciou v Byšte do 3,7 g.l⁻¹, vo Veľatoch a Michaľanoch od 7-14 g.l⁻¹, chemického typu Cl-HCO₃-Na a HCO₃-Cl-Na typu s teplotou do 13 °C. Sú priradované k halogénnym vodám.

Lokálny hydrogeologický prieskum pre získanie termálnych vôd bol robený v Strede nad Bodrogom. Vrt SJH-1 hlboký 365 m zistil v súvrství tufov a pieskovcov iba nepatrnú intenzitu zvodnenia $0,3 \text{ l.s}^{-1}$ pri znížení hladiny vody o 45,2 m (M. Šindler – J. Frankovič 1969) a teplote vody 20-21 °C. Vrt SJH-2 hlboký 483 m overil v hĺbke 280-463 m vo vulkanicko-sedimentárnom súvrství výdatnosť $1,3 \text{ l.s}^{-1}$, pri znížení hladiny vody 35-40 m (J. Frankovič 1980). Vody sú nízkomineralizované do $0,5 \text{ g.l}^{-1}$. Ďalší hydrogeologický vrt TGS-1 (Streda nad Bodrogom) hlboký 1001 m prenikol do permských sedimentov a bol hodnotený ako negatívny.

Intenzívne zvodnené tufy boli zistené v Maďarsku, kde vrtom Ve-27 (Vegardó) bola zistená v hĺbke 130-330 m na tektonickej zóne termálna voda o teplote 48 °C s výdatnosťou $14,7 \text{ l.s}^{-1}$ a v ďalšom vrte hlbokom 328 m v triasových vápencoch o teplote 48 °C s výdatnosťou $14,2 \text{ l.s}^{-1}$. Vody sú Na-Ca- $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$, s celkovou mineralizáciou $1,5 \text{ g.l}^{-1}$ (A. Remšík 1983).

Nad sarmatskými sedimentmi sa nachádza najmladšie súvrstvie panónsko-pliocénneho veku, ktoré tvorí neskoromolasová výplň panvy. Toto súvrstvie má veľmi pestré litologické zloženie. Sedimenty sú tvorené ílmi, pieskami, štrkami s polohami tufov, uhoľných ílov a lignitu. Sú rozšírené v strednej a východnej časti územia medzi Veľkým Kamencom a obcou Bodrog. V prevažnej časti sú prekryté kvartérnymi sedimentmi. Na povrch vystupujú v okolí zemplínskej hrasti pri obci Cejkov, Zemplínske Jastrabie a Novosad. Po hydrogeologickej stránke vzhľadom na značné zásoby podzemných vôd v kvartérnych sedimentoch mu nebola venovaná dostatočná pozornosť. V roku 1985 pripravil Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum projekt na ich hydrogeologické overenie. Doterajšie poznatky boli zistené hlavne z naftového prieskumu panvy a z lokálnych prieskumov na minerálne a termálne vody.

Geotermálne pomery

Územie Východoslovenskej nížiny predstavuje geotermálnu anomáliu, ktorej prítomnosť je dávaná do súvislosti s celou eleváciou Mohorovičičovej diskontinuity. Na mape geoizoterm v hĺbke 1000 m sa pohybujú teploty okolo 70 °C, v hĺbke 2000 m v rozsahu 114-120 °C a v hĺbke 3000 m v rozsahu 150-163 °C (R. Rudinec 1976). Na vrte Trebišov-26 bola v hĺbke 4000 m zistená teplota 209 °C. V hlbších častiach nemáme vyvinutý významnejší horizont podzemnej vody a naskytá sa možnosť využiť suché zemské teplo.

Ďalšie prognózy využitia podzemných vôd

Podzemné vody fluviálnych sedimentov riek a mladých kvartérnych sedimentov sú v hydraulickej spojitosti s vodou v povrchových tokoch. Preto zásoby podzemných vôd sú dopĺňané okrem zrážkových vôd i vodou z riek. V procese ich využívania dochádza k zmenám prúdenia podzemných vôd, k zmene ich hydraulického spádu a k intenzívnejšiemu dopĺňaniu podzemných vôd z povrchových tokov. Pri fluviálnych sedimentoch riek, kde hrúbka sedimentov i zásoby horizontu sú malé, je možnosť bezprostrednej kontaminácie podzemných vôd povrchovými vodami. O niečo priaznivejšie podmienky sú pri nádržkách podzemných vôd, kde možnosť zdržania podzemných vôd v horizonte je väčšia.

V j. časti Východoslovenskej nížiny sú vhodné podmienky pre zvýšenie využiteľného množstva podzemných vôd, avšak iba vtedy, keď bude zlepšená kvalita vody v povrchových tokoch, ktoré tvoria hlavný zdroj dopĺňania zásob podzemných vôd v prípade ich intenzívneho využívania.

NERASTNÉ SUROVINY

Najvýznamnejšie postavenie na území mapy má zemný plyn a uhlie. Dôležitou surovinou sú bentonity, vápence a sedimenty eolických prejavov.

RUDNÉ SUROVINY

Zrudnenie v Zemplínskych vrchoch je pomerne chudobné a sporadické, preto i v minulosti (G. Szádecký 1897, A. Matějka – Z. Roth 1950) tu boli ťažené iba Cu-rudy, a to na lokalite Dlhá hora a Somaš pri Ladmovciach. Cu-zrudnenie pri Malej Tíni (Šimonov vrch), bolo tiež v minulosti sledované banskými prácami (kremeňovo-karbonátovo-chalkopyritové žilky).

V Zemplínskych vrchoch možno vyčleniť nasledujúce typy rudnej mineralizácie:

Epigenetická Cu-Pb-Zn mineralizácia je najrozšírenejšia a je lokalizovaná v sedimentoch karbónu, permu, ojedinele aj v nadložnom mezozoiku, zatiaľ čo prejavy zrudnenia v neogénnych vulkanitoch sú veľmi zriedkavé (lokalita Hrčel). Žilníkové zóny sú maximálne 1 m hrubé (lokalita Dlhá hora, Somaš), v periférnych častiach (lokalita Čierna hora, Brezina, Bara) má zrudnenie až impregnačný vývoj. Minerálne zloženie je pestré: pyrit, chalkopyrit, sfalerit, galenit. Zriedkavejšie: pyrolit, arzenopyrit, molybdenit, millerit, tetraedrit, hematit, magnetit, Au, Bi. Na lokalite Hafta dochádzalo k vytváraniu hrubších barytových žíl. Z nerudných minerálov prevládajú: kremeň, dolomit, kalcit, fluorit.

Zrudnenia majú hydrotermálny charakter a sú sprevádzané zónou intenzívnych hydrotermálnych premien: silicifikácia, kaolinizácia, chloritizácia, sericitizácia, illitizácia. Časté sú aj enklávy antracitu v žilkách karbonátov a kremeňa. Zrudnenie sa spája s prejavmi neogénneho magmatizmu, ktorý podnietil remobilizáciu starších prejavov zrudnenia a aj sám bol zdrojom rudných prvkov. Túto domnienku potvrdzuje izotopický rozbor Pb z galenitu z vrtu ZO-8 (R. Ďuďa in P. Grecula et al. 1981), kde sa stanovil vek na 220 mil. rokov.

Syngenetická U-Mo mineralizácia viazaná na čierny tmel (zvyšky zuhoľnatej flóry) permských hornín sa zistila v okolí Ladmoviec, Černochova a Somaša. Tento rudonosný horizont je do 4 m hrubý, čo zvyšuje jeho litologický význam pri ďalšom cieľavedomom vyhľadávaní. Obsahuje uranotitanáty, ktoré sprevádza pyrit, rutil, leukoxén a zirkón. Táto asociácia sa nachádza v tmele zlepencov, ktoré sú popretínané mladšími žilkami kremeňa so sulfidmi Cu-Pb-Zn (pyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit). Zistil sa tiež zvýšený obsah As (asi 0,1 %).

Syngenetická Cu-mineralizácia v permských zlepencoch a pieskovcoch v okolí Hatfy – Černochova má iba mineralogický význam, až na povlaky malachitu sa nepreukázali významnejšie akumulácie Cu-minerálov (P. Grecula et al. 1981).

Šlichové anomálie Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Hg v okolí Ladmoviec, Tíne a Hr-

čelu potvrdené aj pôdnou metalometriou patria k dôležitým výsledkom vyhľadávacieho prieskumu posledných rokov na území Zemplínskych vrchov. Preukázané anomálie sa overili ryhami, šachticami a vrtmi (P. Grecula et al. 1981).

Zaujímavé oblasti pre prognózy možno vyčleniť v karbonátových komplexoch hornín mezozoika nachádzajúcich sa v jv. pokračovaní Zemplínskych vrchov, ktoré sa môžu vyskytovať pod sedimentmi neogénu. Tento predpoklad dáva možnosť výskytu metasomatických a skarnových rúd. Podobne i Z. Baczó (in P. Grecula et al. 1981) na základe vyhodnotenia geochemických anomálií predpokladá v oblasti Kašova prítomnosť koreňových zón neovulkanitov s možnosťou výskytu porfýrových Cu-rúd.

Geologický výskum poukázal na skutočnosť, že ryodacitové telesá Veľat Hrčela, Kašova, Cejkova a Zemplína sú sprevádzané rozsiahlymi procesmi silicifikácie a draselnej metasomatózy, v prípade telesa Zemplín tiež akumuláciami autochtónnych a redeponovaných explozívne-hydrotermálnych brekcií. Tieto fenomény sú spájané so skutočnosťou, že ide o submarinné produkty kyslého vulkanizmu. Súčasne ide o fenomény charakteristicky sprevádzajúce výskyt mineralizácie typu Kuroko (J. Lexa in V. Baňacký et al. 1984), ktoré sa spravidla viaže na vulkanické centrá submarinného kyslého vulkanizmu (I.B. Lambert — T. Sato 1974). Z tohto hľadiska treba produktom kyslého submarinného vulkanizmu vrchného bádenu ako aj blízkym výskytom polymetalickej mineralizácie venovať väčšiu pozornosť.

Pri posledných prieskumných prácach (P. Grecula et al. 1981) na západ od obce Zemplín v komplexe ryolitových pyroklastík v miestach intenzívnej silicifikácie až charakteru hydrokvarcitov sú zaujímavé obsahy Ag (6-7 g/t, ojedinele 20 g/t). Celé územie výskytu hornín permu a neovulkanitov sa považuje za perspektívne, i keď nie s najvyšším stupňom nádejnosti. Podobne sem zaraďujeme i vystupovanie komplexu mezozoických karbonátových hornín (vápenec, dolomity).

NERUDNÉ SUROVINY A PALIVÁ

Rímske čísla (XI) — prognózne zásoby
Arabské čísla (10) — ostatné zásoby

ZEMNÝ PLYN

Na území mapy leží ložisko plynu Ptrukša a čiastočne k s. okraju zasahuje ložisko Stretava. Boli tu vymedzené i dva prognózne rajóny: Čičarovce a Veľké Trakany. Na územie zasahuje i rajón sv. svahy Zemplínskych vrchov (D. Vass in V. Baňacký et al. 1978).

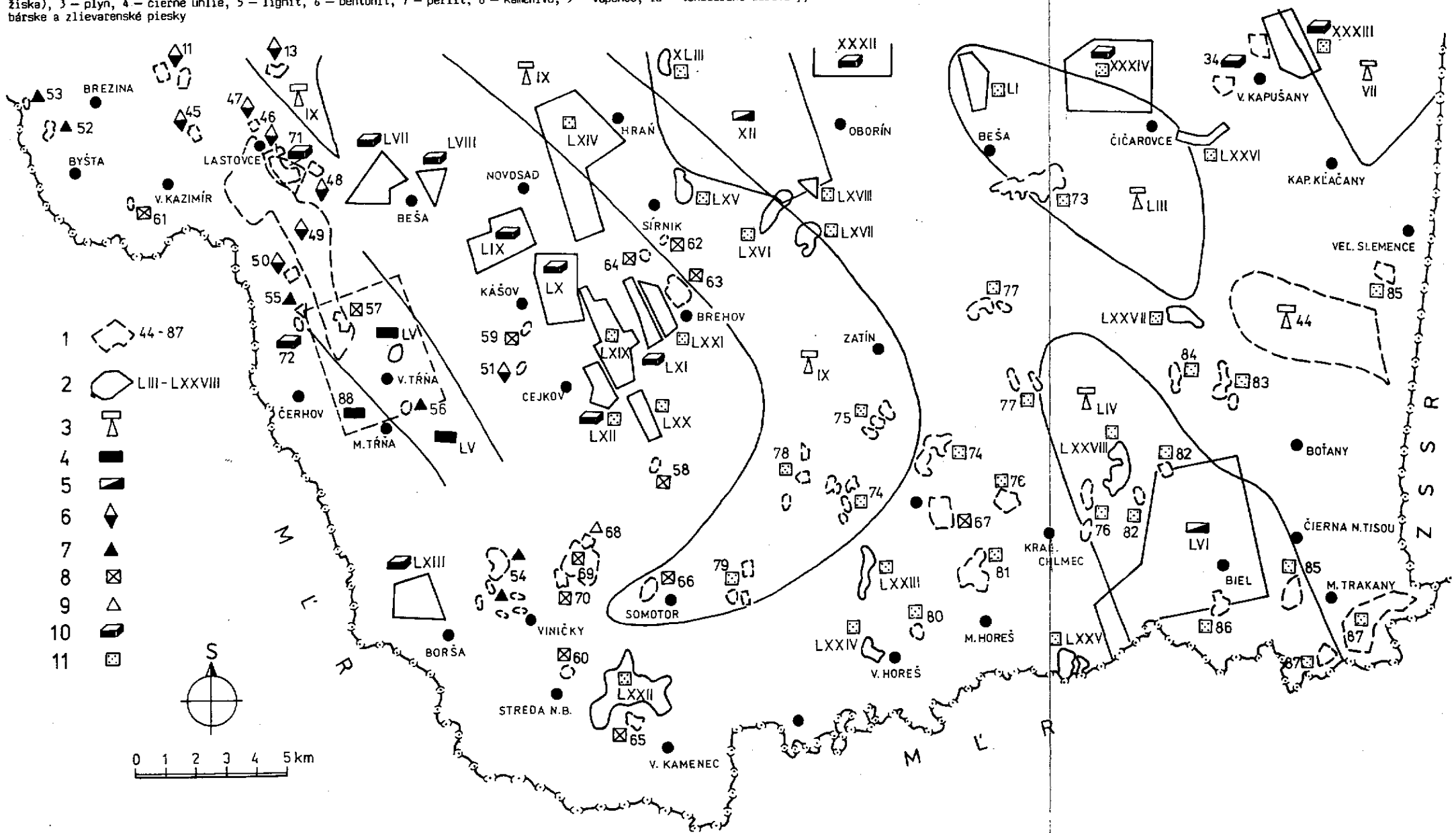
Ložisko Ptrukša

Ložisko č.44

Nachádza sa pri čsl.-sovietskych štátnych hraniciach, 8 km j. od Veľkých Kapušian. Vrchná časť štruktúry leží v miestach toku Latorice. Ložisko opísal R. Rudinec (1976, str.298-301).

Plynonosné obzory sa nachádzajú v spodnom sarmate v hĺbke od 1500 do 2100 m. Kolektorom plynu je stredný až hrubozrnný pieskovec až zlepenec s tufitickou prímiesou, resp. jemnozrnný pieskovec. Pórovitosť plynonosných

Obr. 16 Mapa ložísk a prognóz nerastných surovín južnej časti VSN a Zemplínskych vrchov
 1 - kontúry preskúmaného ložiska (s poradovým číslom ložiska), 2 - ohraničenie prognózneho plochy výskytu suroviny (s poradovým číslom ložiska), 3 - plyn, 4 - čierne uhlie, 5 - lignit, 6 - bentonit, 7 - perlit, 8 - kamenivo, 9 - vápenc, 10 - tehliarske suroviny, 11 - stavbárske a zlievarenské piesky



obzorov je od 13 do 24 % a priepustnosť sa pohybuje v rozsahu 10-100 nD. Plynové obzory majú šošovkovitý tvar, čo je následok rýchlych laterálnych zmien v litologickom zložení. Produkcia plynu kolíše od niekoľko tisíc Nm³ za 24 hod. do 1 270 000 Nm³/24 hod.

Priemerné zloženie plynu:

| | | | | | |
|-------|--------|--------|--------|-----------------|--------|
| metán | 81,1 % | propán | 2,2 % | vodík | 0,17 % |
| etán | 6,9 % | pentán | 0,15 % | dusík | 2,63 % |
| | | | | CO ₂ | 1,34 % |

Vzhľadom na vysoký obsah gazolínu ide o plynokondenzátové ložisko, ktorého chemické zloženie je blízke ľahkej rope.

Ložiskový tlak v bazálnych polohách spodného sarmatu a bádenu je vyšší o 38 % a vo vyšších častiach iba o 9 %. Ložisko Ptrukša má okolo 3 mld Nm³ zásob plynu (D. Ďurica 1982).

Rajón Čičarovce

Ložisko č.LIII

Ide o elevačnú štruktúru identifikovanú na základe seizmických rezov podmienenú pravdepodobne vulkanickými telesami. Plyn možno očakávať v kolektorských obzoroch sarmatu pri vrchole štruktúry. Prítomnosť plynu zistil vrt Čičarovce-2 (A. Thon – F. Chmelík – B. Leško et al. 1978, str.199-200, príl.3).

Rajón Veľké Trakany

Ložisko č.LIV

Na elevačnú štruktúru a možnosť ložiskových akumulácií zemného plynu poukazuje plytký a stredne hlboký vrtný štruktúrny prieskum. Do rajónu zasahuje tiež jeden seizmický rez, ktorý elevačnú stavbu sarmatu a čiastočne i bádenu potvrdil (A. Thon et al. l.c., str.200, príl.3).

V okolí Veľkých Trakan, resp. v. od Kráľovského Chlmca môžu byť ložiskové akumulácie zemného plynu nádejné i na predneogénnom podloží, ktoré tu tvorí elevačnú štruktúru (R. Rudinec 1980, str.526).

Do z. časti skúmaného územia zasahuje prognózný rajón sv. svahy Zemplínskych vrchov (ložisko IX, opísané v regióne Východoslovenská nížina – sever 1:50 000).

UHLIE

Ložisko Veľká Trňa

Ložisko č.LV

Výskyty uhlia sú viazané na karbónske súvrstvia. V roku 1905-1960 ban-
skí podnikatelia vyrazili na okraji obce dve štólne a zachytili antracitový
sloj hrubý 2,2 m. V roku 1976 vyhĺbená plytká šachta zachytila tri sloje.
Veľmi intenzívne sa ťažilo počas II. svetovej vojny, keď vyrazili štólňu Al-
žbeta, ktorá prešla tromi výraznejšími slojmi. Sloje sú oklonené 12-17° k Z
a sú tektonicky porušené.

Uhlie je charakterizované najvyšším stupňom preuhoľnenia. Je lesklé,
pásikované pri mikroskopickom štúdiu bezštruktúrne. Štőlňa Alžbeta vyrazená
v rokoch 1940-1944 je opustená (J. Slávik et al. 1967).

Ložisko Veľká Trňa

Ložisko č.88

Nachádza sa na z. strane Zemplínskych vrchov a zaberá priestor v okolí obce Veľká Trňa. Výskyty uhlia sa viažu na produktívny karbón, ktorý je súčasťou mladopaleozoického vývoja Zemplínskych vrchov.

V povojnovom období (rok 1956) boli v okolí Veľkej Trne realizované 3 vrty, ktoré zachytili 11 antracitových slojov, niekoľko cm hrúbky. Vrt (rok 1970) v okolí Veľkej Trne overil prítomnosť antracitu. V období rokov 1976-1985 bol v Zemplínskych vrchoch vykonávaný intenzívny vyhľadávací prieskum výskytu uhlia. Prieskumné práce sledovali priestorové rozšírenie, úložné pomery a hrúbku jednotlivých slojov produktívneho súvrstvia. Uhlíonosný vývoj vrchného karbónu, ktorý je deltovo-limnický, naznačuje veľmi rôznorodú stavbu. Väčšina slojov je alochtónna, čo spôsobuje ich druhotné znečistenie a tým rozdiely v kvalite. Preuhoľnatenie je veľmi vysoké, dosahuje antracitické až semigrafitické štádium. Kvalita a hrúbka slojov je veľmi premenlivá, od niekoľko mm do 160 cm. Nové vrty overili v hĺbke 50-600 m väčší počet antracitových slojov (pôvodne boli známe iba 3-6), v súčasnosti 44 nad 20 cm, maximálny počet bilančných slojov je 17.

Výsledky doterajšieho prieskumu v etape vyhľadávacieho prieskumu poukazujú na skutočnosť, že úložné pomery antracitu sú premenlivé a zložité, majú nepravidelný vývoj podmienený typom sedimentačnej panvy, zložitou tektonikou a existenciou vrásavej textúry.

Výhrevnosť antracitu v pôvodnom stave dosahuje v priemere 17,4 MJ/kg a obsah vody 6,3 %. V sušine obsah popola je v priemere 39,2 %, síry 0,9 % a arzénu 36 g/t.

Podľa kvalitatívnych ukazovateľov je antracit vhodný na energetické účely. Predbežne sa uvažuje s jeho využitím v elektrárni Vojany. Po príslušnej technologickej úprave bude možné zvýšiť kvalitu antracitu i na iné špeciálne účely (K. Együd et al. 1985, stav k 30.5.1985).

Ložisko Kráľovský Chlmec - Čierna nad Tisou

Ložisko č.LVI

Na území mapy bolo vymedzené jedno prognózne územie lignitov. Je to prognózna oblasť Kráľovský Chlmec ležiaca v priestore medzi Kráľovským Chlmcem a Čiernou nad Tisou (D. Vass et al. 1978). Indície lignitu boli zaznamenané v pliocéne.

Súvrstvie s lignitmi zodpovedá najskôr iňačovským vrstvám. Litologický vývoj je totožný ako v okolí Iňačoviec, iba vo vrte Čierna nad Tisou bol lignit zistený uprostred štrkov. Hrúbka lignitonosných vrstiev je 250-370 m. Sloje sú hrubé 0,5-1 m v jednom prípade až 4 m. Posledný údaj o hrúbke však pochádza z úseku vrtu, ktorý nebol priamo jadrový, čo znižuje vieryhodnosť indície. Hĺbka uloženia vrchného sloja je okolo 100 m, spodného 224 m. Sloj hrubý 4 m, o ktorom bola vyslovená pochybnosť, bol zistený v hĺbke 36-40 m.

Pri hodnotení prognózneho územia treba brať do úvahy, že jediný existujúci kvantitatívny údaj o lignite (hrúbka slojov) bol stanovený spätným prehodnotením grafickej a písomnej dokumentácie vrtov hĺbených Cf systémom pre účely prieskumu nafty a plynu. Cf vrtanie poskytlo jadrá malého priemeru. Vrtné jadrá neboli z hľadiska pevných palív špeciálne skúmané. Chýbajú akékoľvek kvalitatívne analýzy (D. Vass et al. 1978).

Ložisko č.XII je pokračovaním ložiska Trebišov - Malčice, opísané v regióne Východoslovenská nížina - sever 1:50 000.

BENTONITY

Na podslanskom úpätnom stupni sú koncentrované najväčšie ložiská bentonitov na Slovensku. Časť ložísk pokračuje i do okolia Zemplínskych vrchov. Bentonity sa viažu hlavne na ryolitové tufy a tufity, preto Ľ. Ivan (1964) nazval toto súvrstvie tufiticko-bentonitickým. V tufoch a tufitoch tohto súvrstvia sa nachádzajú tenké polohy ílovcov, slieňovcov, pieskovcov a lignitu. Tufiticko-bentonické súvrstvie leží prevažne na spodnom sarmate (stretavské súvrstvie), vrchnom bádene, ale i na paleozoiku a pripisuje sa mu vrchnosarmatský vek (kochanovské súvrstvie).

Bentonické polohy sa nachádzajú vo väčšine vrtoch skúmaného územia, ale pre značnú hĺbku a pomerne malé hrúbky nie sú pre ťažbu rentabilné.

Ložisko Kuzmice - pod lesom

Ložisko č.45

Ložisko bentonitu je uložené 2-3 m pod povrchom v stretavskom súvrství a je súčasťou kochanovského súvrstvia (stredný - vrchný sarmat). Ložisko je tvorené dvoma malými polohami šošovkovitého tvaru 1-2 m hrúbky. Bentonity nevykazujú predpísanú hodnotu sorbčnej schopnosti, možno ich použiť v keramickom priemysle.

Zásoby k 15.XII.1961 geologické: 23 911,9 t (J. Harcek - I. Horváth - J. Kotras - M. Čučráč 1961).

Ložisko Lastovce

Ložisko č.46

Predstavuje polohy bentonitu v tufiticko-bentonickom súvrství spodno-sarmatského veku. Hrúbka súvrstvia je 25-30 m. Polohy bentonitu, ktorých je väčší počet, kolíšu od 0,5 do 3,5 m. Bentonit je prevažne sivobielej farby, s odtieňmi do žltozelena a modra. V podloží ložiska ležia sivé slienité íly vrchnobádenského veku. Nadložím je zvetralinový plášť (eluvialne a deluviálne hliny). Ložisko bolo preskúmané na ploche 650 x 350 m. Hydrogeologické pomery ložiska sú jednoduché.

Surovina je vhodná na zlievarenské účely, niektoré kvalitnejšie polohy sú použiteľné v keramike, energetike, farmaceutickom priemysle. Bentonit možno tiež použiť na prípravu vrtného výplachu a v poľnohospodárstve.

Stav zásob k 31.12.1962 (v tonách):

| | A | B | C | D |
|--------------------|---|-----------|-----------|-----------|
| bilančné | 816 540 | 2 575 751 | 2 294 553 | 3 443 765 |
| nebilančné | 63 827 | 282 485 | 487 685 | 214 238 |
| Geologické zásoby: | 11,271 389 (J. Harcek - I. Horváth - J. Kotras 1960, 1962). | | | |

Ložisko Lastovce

Ložisko č.47

Leží v sivých íloch vrchného bádenu, resp. spodného bádenu. Surovinou je sivobiely bentonit s obsahom tufitickej prímеси. Ložisko má šošovkovitý tvar a bolo overené jedným vrtom a ryhou.

Technologické vlastnosti (rozábanie vodou): 42,8-45,3, zmrštenie su-

šením 9,7-11,5; zmrštenie pálení 14,9-19,0. Surovina je vhodná na použitie v zlievarenskom a chemickom priemysle. Stav zásob k 1.2.1962: C₂ 195 881 t (J. Harcek et al. 1963).

Ložisko Veľaty

Ložisko č.48

Leží pri sz. okraji obce. Nachádza sa v súvrství bolivínovo-buliminovej zóny vrchného bádenu, ktorá je tvorená sivozelenými, miestami piesčitými slienitými ílmi, v ktorých sú polohy ryolitových tufitov, tufitických bentonitov a bentonitov. Bentonity sú prevažne sivobielej až sivej farby, prípadne nažltlej alebo namodralej farby. Ide o Ca bentonit. Ložisko pozostáva z dvoch šošovkových polôh. Vrchná je kvalitnejšia, spodná predstavuje bentonitizovaný tufit. Polohy sú oddelené 10-11 m hrubou vrstvou slienitých ílov. Hrúbka bentonitovej polohy kolíše v rozsahu 1-8 m.

Technologické vlastnosti:

| | |
|--|-------------|
| váha v surovom stave v g/cm ² | = 200-620 |
| vlhkosť | 2,57-3,37 |
| rozcvičenie vodou v % | 34,40-89,03 |
| zmrštenie sušením v % | 7,2-17,8 |
| skúšky po výpale na 1250 °C: | |
| zmrštenie pálení | 14,9-18,4 % |
| pevnosť po výpale | 9,66-49,9 |
| Stav zásob k 1.2.1963: C ₂ = 656 790 t (J. Harcek et al. 1963). | |

Ložisko Michaľany - Luhyňa

Ložisko č.49

Nachádza sa medzi obcami Michaľany, Veľaty, Lastovce. Leží v tufiticko-bentonitickej sérii stredného miocénu (spodný sarmat - vrchný bádén). V podloží sú sivé piesčité slienité íly. Vlastné ložisko má na báze úlomky ryolitu a sopečných skiel tmelené bentonitom. Vyššie ležia sivobiele až sivé bentonity. V nadloží tejto hlavnej ložiskovej polohy sa striedajú ryolitové tufy, slienité íly, piesky a bentonity rôznej hrúbky. Hrúbka polôh kvalitného bentonitu sa pohybuje od 5,4 do 11,55 m.

Technologické vlastnosti:

| | |
|-------------------|--|
| objemová hmotnosť | 1,6 |
| použitie: | plastifikátor do keramických zmesí, resp. ako surovina pre jemnú keramiku. Možnosť využitia v zlievarenstve a v poľnohospodárstve. |
| Stav zásob: 1962 | geologické prognózne C ₂ |
| bentonit I. | 44 553 312 m ³ bil. 21 392 000 t bil. 6 560 440 nebil. 14 620 000 t nebil. 4 100 375 |

k 1.12.1962

| | | | |
|------------------------|--------------|----------------|--------------|
| pre zlievarenstvo: | geologické | C ₂ | prognózne |
| | 31 581 329 t | 13 784 473 t | 17 796 856 t |
| pre poľnohospodárstvo: | 55 924 375 t | 7 144 260 t | 48 780 115 t |

k 1.11.1970

| | | | |
|-----------------|---|----------------|----------------|
| Luhyňa | 32 455 200 t | C ₁ | C ₂ |
| Sumárne zásoby: | 71 286 259 t (Ľ. Ivan 1962, 1963, V. Dojčáková et al. 1970) | 9 436 500 t | 23 018 700 t |

Ložisko Luhyňa

Ložisko č.50

Surovinou je sivý až svetlosivý bentonit vrchnosarmatského veku (kochanovské súvrstvie) s hrudkovitým rozpadom a s prímiesou pemzy. Ložisko má šošovkovitý tvar 70 x 120 m. Priemerná hrúbka suroviny je 1-15 m. V nadloží vystupujú bentonitické íly. Chemické zloženie: SiO₂ 67,92 %, Al₂O₃ 16,89 %, Fe₂O₃ 2,86 %, CaO 2,80 %, MgO 1,44 %, TiO 0,15 %.

Technologické vlastnosti:

Strata žíhaním 6,69 %, piesčitý podiel 15 %, väznosť za surova 650-750 g/cm², žiaruvzdornosť 13 SŽ, výmenná kapacita 45 MKV NH₄/100 g. Surovina je vhodná pre zlievarenské účely (I. trieda).

Zásoby: kategória C₁ = 12,8 Kt, C₂ = 38,0 Kt (V. Dojčáková 1970).

Ložisko Cejkov

Ložisko č.51

Bentonit pravdepodobne vrchnobádenského veku bol zachytený v dvoch vrtoch. V prvom v hĺbke 28,6-31,3 m, v druhom 4,0-11,5 m. Hlavným minerálom je montmorillonit (Ľ. Ivan 1966). Ložiská č.11 a 13 sú opísané v regióne Východoslovenská nížina – sever 1:50 000.

PERLITY

V j. časti Zemplínskych vrchov a v ich okolí vystupujú neovulkanity zastúpené perlitzovanými ryolitmi a ich pyroklastikami. Perlity vznikli z viskóznejskej acidnej ryolitovej magmy. Vytvárajú teraz okrajovú časť ryolitového telesa nad Viničkami alebo boli redeponované do subangulárnych tufov, resp. tufitov.

Ryolity sú ružovej farby, majú celistvú základnú hmotu. Porfyrické výrastlice sa nachádzajú v malom množstve. Miestami pozorovať v ryolite malé dutinky po plynch, ktoré sú často pretiahnuté v smere fluidality. Fluidalita je nepravidelná, býva často strmo uklonená, najmä v blízkosti výskytov hornín perlitického typu. Na ryolity sú viazané tiež výskyt obsidiánu, ktorý už v praveku slúžil na výrobu nástrojov.

Ložisko Brezina - Byšta

Ložisko č.52

Nachádza sa na z. okraji regiónu, v periférnej časti Slanských vrchov. Surovinu tvoria perlity značne znehodnotenými prekremlenými polohami a ryolitmi, ktoré ako škodliviny majú značný vplyv na expandáciu samotných perlitov. Surovina má po expandácii veľkú objemovú váhu. Ložisko nie je ťažené.

| | | |
|--------------------------|----------------------------|--------------------------|
| Zásoby: | Bilančné | Nebilančné |
| | B 476 000 t | C ₁ 319 000 t |
| | C ₁ 1 124 000 t | |
| | C ₂ 115 000 t | |
| Podľa M. Čuchráča 1963). | | |

Ložisko Brezina

Ložisko č.53

Surovinu tvorí ryolitový perlit vystupujúci v okrajových častiach ryolitového telesa. Je to pevná hornina šedej až svetlošedej farby, ktorá sa rozpadáva na ostrohranné úlomky (až polozaočlenené úlomky). Dĺžka ložiska je 250 m, hrúbka 15 m. Zásoby: geologické 131 250 m³ (J. Forgáč 1962).

Ložisko Viničky — Veľká Bara

Ložisko č.54

Ide o sústavu väčších a menších ložísk, ktoré sa rozprestierajú na j. okraji Zemplínskych vrchov. Ložisko ako celok tvorí tmavosivý až čierny perlit vytvárajúci šošovkové telesá pri okrajoch vrchnosarmatského ryolitu.

V otvorených stenových lomoch sú perlity I.-IV. akosti. Hmotnosť expandovaného perlitu je 60-400 kg/m³.

Zásoby: geologické 1,790 981 t, bilančné 1 790 981 t, prognózne 797 614 t. Surovina je vhodná v stavebníctve (M. Čuchráč — J. Kotras 1964).

Ložisko Luhyňa

Ložisko č.55

Nachádza sa v. od Luhyne. Surovinu tvoria permské arkózy sivobielej a hnedej farby s vložkami sľudnatých a sericitických kremencov. Využívajú sa pre miestnu potrebu ako stavebný kameň.

(Stavebné hmoty ČSSR, kartotéka Geologického ústavu D. Štúra 1961).

Ložisko Malá Tráňa

Ložisko č.56

Tvorí ho droby tráňanského súvrstvia vystupujúce sv. od Malej Tráne. Drvený materiál ložiska sa používa na výstavbu ciest miestneho významu.

(Stavebné hmoty ČSSR, kartotéka Geologického ústavu D. Štúra 1961).

TUFY, TUFITY

Vyskytujú sa vo väčšine vrtoch okolia Zemplínskych vrchov. Vo vrchných — povrchových častiach sú tieto ryolitové pyroklastiká ľahko dobývateľné. Hlbšie uložené tufy a tufity dosahujú síce veľkú hrúbku, ale na ťažbu sú neprístupné. Z preskúmaných ložísk sa v súčasnosti využíva hlavne Veľká Tráňa.

Ložisko Veľká Tráňa

Ložisko č.57

Surovinu tvoria svetlosivé až hrdzavé tufy zložené prevažne z chumáčovitej pemzy. Niektoré fácie ložiska majú v dôsledku sekundárnych premien charakter až spekaných tufov. Najväčšia zistená hrúbka je 100,9 m.

Textúra horniny je vesikulárna, štruktúra porfyricko-vitrická. Chemické zloženie (v perc.): SiO₂ 70,65, Al₂O₃ 12,75, Fe₂O₃ 1,86, TiO₂ 0,54, CaO 3,95, MgO 0,21, MnO 0,70, K₂O 1,02, Na₂O 4,38, SŽ 4,02. Objemová hmotnosť voľne sypaného materiálu je asi 15-25 %, pevnosť v tlaku (valčeky) je asi 100 kp/cm². Pevnosť tufocementových kociek (po 14 dňoch): v tlaku je 30 až 35 kp/cm², v ťahu 12 kp/m².

| | | |
|---------|--------------------------|---------------------------------|
| Zásoby: | geologické | kat. B 1 079 000 m ³ |
| | 2 560 000 m ³ | C1 797 000 m ³ |
| | | C2 684 000 m ³ |

Skrývku tvoria hlavne hlinité a hlinito-kamenité delúviá do hrúbky 5 m. Surovina je vhodná na výrobu tufobetónových zmesí. V súčasnosti sa tufy využívajú ako surovina na výrobu prefabrikátov v panelárni v Čerhove (J. Slávik 1967, M. Kušnierová – J. Derco 1982).

Ložisko Zemplín

Ložisko č.58

Malé ložisko ryolitových tufov využívané iba pre miestnu potrebu. Z genetického hľadiska ide o redeponovaný materiál explozívno-hydrotermálnych brekcií, pomerne pestro sfarbený. Bolo by treba overiť možnosť využitia ako dekoračného kameňa.

Ložisko Kašov

Ložisko č.59

Surovinou je ryolitový tuf odkrytý v lome j. od Kašova veľkosti 65 x 35 x 18 m. Príležitostne ťažené ložisko, ktorého materiál sa využíva na stavebné účely. (Stavebné hmoty ČSSR, kartotéka Geologického ústavu D. Štúra 1961).

Ložisko Streda nad Bodrogom

Ložisko č.60

Nachádza sa pri Strede nad Bodrogom. Tvoria ho ryolitové tufy v povrchových častiach zvetrané na piesok. Hrúbka suroviny sa v centrálnej časti pohybuje okolo 30 m.

Na z. strane ložiska vystupujú v nadloží andezity, ktoré boli v minulosti ťažené. Na iných miestach tvoria skryvku hlíny a sutiny s balvanmi andezitov. Hrúbka skryvky je 2-5 m. Surovina je vhodná na výrobu tufobetónových tvárnic.

(Stavebné hmoty ČSSR, kartotéka Geologického ústavu D. Štúra 1961).

Na z. predhorí Zemplínskych vrchov vrty overili ďalšie polohy tufov. Sú to pemzové tufy, ktorých hlavnou minerálnou zložkou je vulkanické sklo, z ktorého pemza tvorí 5-10 %, plagioklasy a sčasti K-živce. V menšom množstve je zastúpený kremeň a biotit. Po účinnej magnetickej separácii biotitu je surovina vhodná ako keramické farbivo.

SVORY

Ložisko Kazimír

Ložisko č.61

Surovinu tvoria svetložlté paleozoické svory so žilkami kremeňa. Vystupujú v lome jz. od obce, kde sú silne tektonicky porušené. Používajú sa pre miestnu potrebu, hlavne pri výstavbe ciest.

(Stavebné hmoty ČSSR, kartotéka Geologického ústavu D. Štúra 1961).

ANDEZITY

Ložisko Sirník

Ložisko č.62

Kameňolom sa nachádza j. od obce Sirník. Lom je stenový, má rozmery 120 x 60 x 20 m. Surovinou je sivý masívny andezit. Používa sa v podrvenom stave na štrk a štet.

(Stavebné hmoty ČSSR, kartotéka Geologického ústavu D. Štúra 1961)

Ložisko Brehov

Ložisko č.63

Je súčasťou extruzívneho spodnosarmatského vulkanického telesa Veľký vrch. Tvorí ho augiticko-hyperstenický andezit s akcesorickým kremeňom, amfibolom a biotitom, s felsiticko-pilotoxitickou základnou hmotou. Je čierno-sivý húževnatý a svetlosivý pórovitý. Pri prvom type ide o kvalitnú surovinu vhodnú na kamenivo I a II. triedy. Druhý typ je menej kvalitná surovina vhodná ako lomový kameň II. a III. triedy.

Technologické vlastnosti: nasiakavosť pod 1 %, odolnosť proti zvetraniu pod 1 %, pevnosť v drobení 80-1200 kg/cm³.

| | | |
|----------------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Zásoby: | geologické | bilančné |
| | 2 597 566 m ³ | 2 597 566 m ³ |
| (Podľa M. Čuchráča et al. 1966). | | |

Ložisko Brehov

Ložisko č.64

Kameňolom sa nachádza s. od obce. Lom je stenový o rozmeroch 190 x 40 x 25 m. Surovinou je celistvý masívny andezit. Skryvku tvorí kamenitohlinitý zvetralinový plášť. Vrchná časť suroviny je znehodnotená zvetrávacími procesmi.

| | | | |
|---|------------------------|----------------------|------------------------|
| Technologické vlastnosti: | | | |
| merná hmotnosť | 2,61 g/cm ³ | pevnosť v tlaku | 915 kg/cm ³ |
| objemová hmotnosť | 2,31 g/cm ³ | obrus na dráhe 500 m | 0,12 |
| vlhkosť | 3,89 % | odtlak v hranole | 239 |
| nasiakavosť | 2,98 % | | |
| Použitie: stavebný kameň a kameň na stavbu ciest, využíva sa len pre miestnu potrebu. | | | |
| (Stavebné hmoty ČSSR, kartotéka Geologického ústavu D. Štúra 1961). | | | |

Ložisko Somotor - Veľký Kamenec - Tarbucka

Ložisko č. 65

Tvorí ho produkty andezitového spodnosarmatského vulkanizmu. Vystupujú z roviny ako extruzívne telesá. Priemerná hrúbka suroviny ložiska je okolo 40 m. Z petrografického hľadiska ide o augiticko-pyroxenický andezit s akcesorickým kremeňom prevažne s pilotoxitickou základnou hmotou.

| | | | |
|---------------------------|------------------------|--------------------|-------|
| Technologické vlastnosti: | | | |
| objemová hmotnosť | 2,61 g/cm ³ | nasiakavosť váhová | 0,8 % |

pevnosť v tlaku (vysušený) 2753 kp/cm²
 pevnosť v tlaku (po nasiaknutí) 1703 kp/cm²
 trieda akosti – výborná.
 Zásoby: A + B bilančné 707 000 m³, C1 bilančné 219 000 m³, A + B nebil. 349 000 m³.

Surovina je vhodná na výrobu drvín. Pre vysoký obsah SO₃ je nevhodná do betónu. Surovina sa neťaží (B. Sís 1954, J. Kleis 1954).

Ložisko Somotor (Vršok)

Ložisko č.66

Tvorí ho spodnosarmatské pyroxenické andezity extruzívneho vulkanického telesa Vršok. Sú odkryté viacerými lomami, v ktorých prebieha ťažba iba pre miestnu potrebu.

(Stavebné hmoty ČSSR, kartotéka Geologického ústavu D. Štúra 1961).

Ložisko Plešany

Ložisko č.67

Nachádza sa v. od obce Plešany. Kameňolom je prístupný zo štátnej cesty Kráľovský Chlmec – Slovenské Nové Mesto.

Pod polohou andezitových tufov a tufobrekcií je vyvinutá poloha svetlosivých až bielych ľahkých pemzovitých ryolitov, ktoré vystupujú na z. úpätí svahu Lysí vrch v dĺžke asi 1 km.

Vlastné ložisko patrí do obvodu Chlmeckých pahorkov a je súčasťou stredno- až vrchnobádenských neovulkanitov východného Slovenska. Ložiskové teleso je tvorené pyroxenickým andezitom s doskovitou odlučnosťou. Dosahuje maximálnu hrúbku 57,5 m. Vrchná časť ložiska je miestami až do 18 m navetraná.

Tektonická porucha na ložisku nebola pozorovaná. Ložisko je nad úroveň miestnej eróznej bázy. Nakoľko ide o jamový lom, na odvodnenie stačí v prípade väčších dažďov vodné čerpadlo.

Fyzikálno-mechanické vlastnosti:

| | | | |
|-------------------|-----------------------|----------------|----------------|
| objemová hmotnosť | 2,6 g/cm ² | mrazuvzdornosť | 0,0-2-0,18 |
| nasiakavosť | 0,49-1,21 % | otiekavosť LA | 20-25 % |
| pórovitosť | 3-5 % | škodliviny | nevyskytujú sa |

pevnosť tlaku za sucha 1340-1901 kp/cm²
 použiteľnosť ČSN 72 1513, surovina vyhovuje na výrobu drveného kameniva a granulovaných drvín pre podklady vozoviek, železničného koľajového lôžka. Ťaží sa v schválenom dobývacom priestore.

| | | |
|---------|--------------------------------|-----------------------|
| Zásoby: | voľné | viazané |
| | bil. C1 784 000 m ³ | 90 000 m ³ |
| | C2 692 000 m ³ | - |

(Podľa F. Urbana 1956, K. Egyűda et al. 1969).

VÁPENCE

Ložisko Ladmovce

Ložisko č.68

Na ložisku vystupujú triasové vápence jemnozrnnej štruktúry, sú hrubolavcovité so sieťou kalcitových žiliek. Sklon vápencových hlavíc je 40-180°, rozpučanosť je rozdielna, komplex mierne zvrásnený.

| | | |
|--------------------------------|--------------------------|------------|
| Technologická charakteristika: | CaCO ₃ | 94-95,78 % |
| | MgCO ₃ | 3,0-4,6 % |
| Zásoby: geologické | 1 820 000 m ³ | |
| D – bilančné | 453 673 m ³ | |
| C ₁ – bilančné | 767 749 m ³ | |
| C ₂ – bilančné | 598 771 m ³ | |

Surovina je vhodná na poľnohospodárske účely ako hnojivo, na pálenie vápna a čiastočne ako stavebný kameň (P. Grecula 1978).

Ložisko Ladmovce I.

Ložisko č.69

Na ložisku sú zastúpené triasové vápence, vápnité dolomity a dolomitické vápence.

| | |
|--------------------------------|--|
| Technologická charakteristika: | |
| priemerná objemová hmotnosť | 2,71 g/cm ³ |
| pevnosť tlaku za sucha | 1000-1510 kp/cm ³ |
| pevnosť po nasiaknutí | 1000-1400 kp/cm ³ |
| pevnosť v zmrazení | 1000-1300 kp/cm ³ . |
| Škodliviny: odpad | 21,4 %, z toho kaverny 16,4 %, slienité polohy 2,8 %, skryvka 2,4 %. |
| Zásoby: kategória A + B | = 3 725 000 m ³ , kategória C ₁ = 6 961 000 m ³ . |

Surovina je vhodná na hrubé drvené kamenivo II. triedy (L. Lang 1957, Z. Barkáč – M. Trégerová 1974).

Ložisko Ladmovce II. – lom Baba

Ložisko č.70

Surovinu tvoria stredotriasové dolomitické vápence rýchlo sa striedajúce s polohami vápencov. Smer vrstiev je SZ-JV, sklon 30° k SV, zlomy prešmykového charakteru. Podložie tvoria kremence a kremité zlepence.

| | | | |
|----------------------------------|--|--------------------------|-------|
| Technologická charakteristika: | | | |
| MgO + CaO | okolo 90 % | SiO ₂ | 1-3 % |
| priemerná objemová hmotnosť | 2,71 g/cm ³ | | |
| otíkovosť | 31,2-34,5 % | | |
| nasiakavosť | pod 1 % | | |
| pevnosť v drobení | 738-951 kp/cm ³ | | |
| Zásoby: kategória A + B bilančné | 471 000 m ³ , kategória C ₁ bilančné | 1 559 000 m ³ | |

Surovina je vhodná na drvné kamenivo I.-II. triedy (L. Lang 1957).

TEHLIARSKÉ SUROVINY

Ložisko Lastovce

Ložisko č.71

Nachádza sa jv. od Lastoviec. Surovinu tvoria deluviálne hlinité sedimenty. Ich priamym podloží sú tufitické íly a ryolitové tufity. Hrúbka suroviny je 5-18 m. Skryvku tvorí humózna hlina 30-40 cm. Surovina bola otvorená hliniskom. Je vhodná na výrobu plných pálených tehál, drenážnych rúrok a priečne dierkovaných tehál.

Tabuľka 19 Zrnitostné parametre tehliarskej suroviny (wŕmské sprašové sedimenty) na v. strane úpätného stupňa Zemplínskych vrchov (šachtica 7) a wŕmské sprašové sedimenty a hlinité delúviá na j. ukončení Zemplínskych vrchov v okolí Borše (šachtica 3)

| Hĺbka v m | Analýza | Obsah frakcií v % a mm | | | | | | | | | | | | | K mikro 0,002 | Granulometr. parametre | | | CaCO ₃ % | Humus % | pH v KCl | Granu- lo typ | |
|------------------|---------|------------------------|-----|-------|--------------|--------------|--------------|---------------|----------------|-----------------|-------|--------------|---------------|------|---------------------|------------------------|-------|-------|------------------------|------------|-------------|------------------|----------|
| | | 2 | 2-1 | 1-0,5 | 0,5- 0,25 | 0,25- 0,1 | 0,1- 0,05 | 0,05- 0,01 | 0,01- 0,002 | 0,005- 0,002 | 0,002 | 2,0- 0,05 | 0,05 0,002 | 0,01 | | 0,005 | Md | So | | | | | Sk |
| 0,0-0,2 | + | 2,0 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 8,5 | 12,0 | 39,5 | 4,0 | 5,5 | 27,0 | 22,0 | 49,0 | 36,5 | 32,5 | 20,0 | 0,019 | 6,163 | 0,133 | 0,0 | 1,54 | 4,4 | Hp Hp |
| | - | 2,0 | 0,5 | 0,5 | 1,0 | 10,0 | 15,0 | 44,0 | 10,5 | 9,5 | 7,0 | 27,0 | 64,0 | 27,0 | 16,5 | | | | | | | | |
| 0,5-0,6 | + | 2,0 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 7,0 | 12,5 | 37,0 | 6,5 | 5,5 | 28,0 | 21,0 | 49,0 | 40,0 | 33,5 | 28,0 | 0,016 | 6,98 | 0,131 | 3,69 | 0,38 | 5,3 | H H |
| | - | 2,0 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 6,5 | 14,0 | 46,0 | 18,5 | 11,5 | - | 22,0 | 76,0 | 30,0 | 11,5 | | | | | | | | |
| 1,0-1,05 | + | 2,0 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 8,5 | 11,5 | 39,5 | 7,0 | 6,0 | 24,0 | 21,5 | 52,5 | 37,0 | 30,0 | 24,0 | 0,017 | 4,564 | 0,278 | 0,82 | 0,26 | 5,88 | H Hp |
| | - | 2,0 | 0,5 | 0,5 | 1,0 | 9,0 | 14,0 | 44,0 | 15,0 | 14,0 | - | 25,0 | 73,0 | 29,0 | 14,0 | | | | | | | | |
| 2,5-2,6 | + | 2,0 | 1,5 | 2,0 | 3,0 | 12,0 | 14,0 | 34,5 | 9,5 | 8,5 | 13,0 | 32,5 | 52,5 | 31,0 | 21,5 | 13,0 | 0,023 | 3,349 | 0,736 | 5,12 | 0,26 | 7,1 | H Hp |
| | - | 2,0 | 1,0 | 1,5 | 3,5 | 11,0 | 16,0 | 53,5 | 11,5 | - | - | 33,0 | 65,0 | 11,5 | - | | | | | | | | |
| 3,5-3,6 | + | 2,0 | 1,0 | 3,0 | 4,0 | 14,0 | 13,0 | 32,5 | 8,5 | 9,0 | 13,0 | 35,0 | 50,0 | 30,5 | 22,0 | 13,0 | 0,025 | 3,645 | 0,834 | 3,48 | 0,10 | 7,2 | H Hp |
| | - | 2,5 | 0,5 | 2,5 | 4,5 | 14,0 | 15,0 | 44,0 | 17,0 | - | - | 36,5 | 61,0 | 17,0 | - | | | | | | | | |
| 4,5-4,6 | + | 5,5 | 1,5 | 3,5 | 4,0 | 8,5 | 9,5 | 34,0 | 9,5 | 7,0 | 17,0 | 27,0 | 50,5 | 33,5 | 24,0 | 17,0 | 0,020 | 3,874 | 0,877 | 0,12 | 0,18 | 7,15 | H Hp |
| | - | 5,5 | 1,5 | 3,0 | 4,0 | 11,0 | 12,5 | 50,5 | 12,0 | - | - | 32,0 | 62,5 | 12,0 | - | | | | | | | | |
| BORSA (šachtica) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0,0-0,2 | + | 3,0 | 1,0 | 2,0 | 2,5 | 8,5 | 8,0 | 37,5 | 10,5 | 9,5 | 17,5 | 22,0 | 57,5 | 37,5 | 27,0 | 10,5 | 0,016 | 3,359 | 0,689 | 0,0 | 2,21 | 7,0 | H H |
| | - | 3,0 | 1,0 | 1,5 | 2,5 | 9,0 | 10,5 | 42,5 | 14,0 | 9,0 | 7,0 | 24,5 | 65,5 | 30,5 | 16,0 | | | | | | | | |
| 0,5-0,6 | + | 3,0 | 0,5 | 1,0 | 2,5 | 9,0 | 9,0 | 35,0 | 9,0 | 8,5 | 22,5 | 22,0 | 52,5 | 40,0 | 31,0 | 15,5 | 0,015 | 4,159 | 0,472 | 0,41 | 1,02 | 6,5 | H H |
| | - | 3,0 | 0,5 | 1,0 | 2,5 | 10,0 | 10,5 | 40,5 | 15,5 | 9,5 | 27,0 | 24,5 | 65,5 | 32,0 | 16,5 | | | | | | | | |
| 1,4-1,45 | + | 3,0 | 0,5 | 1,0 | 2,5 | 7,0 | 7,0 | 32,0 | 10,0 | 8,0 | 29,0 | 18,0 | 50,0 | 47,0 | 37,0 | 18,0 | 0,011 | 5,904 | 0,292 | 0,61 | 1,37 | 5,75 | Hi H |
| | - | 3,0 | 0,5 | 1,0 | 2,5 | 8,0 | 8,0 | 40,0 | 14,5 | 11,5 | 11,0 | 20,0 | 66,0 | 37,0 | 22,5 | | | | | | | | |
| 1,9-2,0 | + | 3,0 | 1,0 | 3,5 | 4,5 | 7,0 | 8,0 | 27,0 | 11,0 | 10,5 | 24,5 | 24,0 | 48,5 | 46,5 | 35,5 | 15,0 | 0,011 | 4,915 | 0,787 | 1,43 | 0,33 | 5,45 | Hi H |
| | - | 3,0 | 1,0 | 3,0 | 4,5 | 8,5 | 9,0 | 32,5 | 14,5 | 14,5 | 9,5 | 26,0 | 61,5 | 38,5 | 24,0 | | | | | | | | |
| 3,9-4,0 | + | 3,0 | 3,0 | 7,0 | 4,0 | 11,5 | 8,0 | 23,5 | 11,0 | 10,0 | 19,0 | 33,5 | 44,5 | 40,0 | 29,0 | 11,5 | 0,018 | 5,974 | 1,341 | 1,3 | 0,30 | 5,3 | H H |
| | - | 4,5 | 2,5 | 7,0 | 6,0 | 11,0 | 8,5 | 29,0 | 13,0 | 11,0 | 7,5 | 35,0 | 53,0 | 31,5 | 8,5 | | | | | | | | |

Tabuľka 20 Granulometrické zloženie eolických pieskov z presypov na Medzibodrockých pláňavách

| Hĺbka | Zrnitostné zatriedenie pieskov | Obsah frakcií v % a mm | | | | | | | | | | | CaCO ₃ % | Granulometrické koeficienty | | | |
|----------------|--------------------------------------|------------------------|--------------|--------------|------------------|--------------------|-------|-------|------|-------|-------|------|------------------------|--------------------------------|------|------|------|
| | | >0,5 1-0,5 | 0,5- 0,25 | 0,25- 0,1 | <0,1 0,1-0,05 | <0,05 0,05-0,01 | <0,01 | >0,25 | >0,5 | 2-0,1 | <0,25 | <0,1 | | Md | So | Sk | N |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0,4-0,5 | jemno - veľmi jemnozrn. | 0,5 | 29,0 | 63,5 | 7,0 | - | - | 29,5 | 0,5 | 93,0 | 70,5 | 7 | - | 0,20 | 1,26 | 1,0 | 1,94 |
| 1,05- 1,1 | veľmi jem- no - jem- nozrný | 1,5 | 54,0 | 40,5 | 4,0 | - | - | 55,5 | 1,5 | 96,0 | 44,5 | 4 | - | 0,26 | 1,22 | 0,93 | 1,89 |
| 1,10- 1,15 | jemno - veľmi jemno- zrný | 0,5 | 46,0 | 50,0 | 3,5 | - | - | 46,5 | 0,5 | 96,5 | 53,5 | 3,5 | - | 0,24 | 1,20 | 0,95 | 1,66 |
| 1,90- 2,0 | jemno - veľmi jemno- zrný | 1,0 | 44,5 | 50,0 | 4,5 | - | - | 45,5 | 1,0 | 95,5 | 54,5 | 4,5 | - | 0,24 | 1,20 | 0,91 | 1,85 |
| 3,00- 3,1 | veľmi jemno - jemno- zrný | 0,5 | 53,5 | 42,0 | 4,0 | - | - | 54 | 0,5 | 96,0 | 46,0 | 4 | 1,30 | 0,25 | 1,20 | 1,00 | 1,81 |
| 4,00- 4,1 | jemno- zrný | - | 71,0 | 27,0 | 2,0 | - | - | 71 | - | 98,0 | 29,0 | 2 | 1,05 | 0,27 | 1,14 | 0,91 | 1,70 |
| 5,00- 5,1 | veľmi jemno- zrný | 0,5 | 22,5 | 69,5 | 7,5 | - | - | 23 | 0,5 | 92,5 | 77,0 | 7,5 | 2,75 | 0,30 | 1,22 | 0,95 | 1,90 |
| 6,00- 6,1 | veľmi jemno- zrný | 0,5 | 19,5 | 71,0 | 9,0 | - | - | 20 | 0,5 | 91,0 | 80,0 | 9,0 | 2,55 | 0,19 | 1,23 | 0,94 | 1,90 |
| 7,00- 7,1 | veľmi jemno- zrný | - | 15,5 | 75,0 | 9,5 | - | - | 15,5 | - | 90,5 | 84,6 | 9,5 | 2,55 | 0,18 | 1,26 | 0,91 | 1,85 |
| 8,00- 8,1 | jemno - veľmi jemno- zrný | - | 28,0 | 66,0 | 6,0 | - | - | 28 | - | 94,0 | 72,0 | 6 | 3,25 | 0,21 | 1,24 | 1,07 | 1,85 |
| 9,00- 9,1 | veľmi jemno- zrný | - | 20,5 | 70,0 | 9,5 | - | - | 20,5 | - | 90,5 | 79,5 | 9,5 | 2,80 | 0,20 | 1,24 | 1,01 | 2,00 |
| 10,00- 10,1 | veľmi jemno- zrný | - | 22,5 | 69,5 | 8,0 | - | - | 22,5 | - | 92,0 | 77,5 | 8,0 | 2,85 | 0,21 | 1,17 | 0,95 | 1,85 |
| 11,00- 11,1 | veľmi jemno- zrný | 0,5 | 19,5 | 73,0 | 7,0 | - | - | 20 | 0,5 | 93,0 | 80,0 | 7 | 2,90 | 0,21 | 1,12 | 0,95 | 1,82 |

Tabuľka 21 Granulometrické zloženie eolických pieskov na vulkanitoch Chlmeckých pahorkov

| Hĺbka | Zrnitostné zatriedenie pieskovcov | Obsah frakcií v % a mm | | | | | | | | | | | CaCO ₃ % | Granulometrické koeficienty | | | |
|------------|---|------------------------|-------------|-------------|------------------|--------------------|-------|-------|------|-------|-------|------|------------------------|-----------------------------|------|------|------|
| | | >0,5 1-0,5 | 0,5 0,25 | 0,25 0,1 | <0,1 0,1-0,05 | <0,05 0,05-0,01 | <0,01 | >0,25 | >0,5 | 2-0,1 | <0,25 | <0,1 | | Md | So | Sk | N |
| 0,05- 0,15 | jemno – veľmi jemnozrnný | 0,5 | 19,0 | 66,5 | 8,5 | 5,5 | - | 19,5 | 0,5 | 86,0 | 80,5 | 14 | - | 0,18 | 1,25 | 1,00 | 2,63 |
| 0,2 - 0,3 | jemno – veľmi jemnozrnný | 0,5 | 18,0 | 66,5 | 8,5 | 6,5 | - | 18,5 | 0,5 | 85,0 | 81,5 | 15 | - | 0,17 | 1,27 | 1,02 | 2,69 |
| 0,5 - 0,6 | veľmi jemnozrn | 0,5 | 19,5 | 69,5 | 7,5 | 3,0 | - | 20 | 0,5 | 89,5 | 80,0 | 10,5 | - | 0,18 | 1,24 | 1,06 | 2,00 |
| 0,9 - 1,0 | jemno – veľmi jemnozrnný | - | 23,5 | 67,5 | 9,0 | - | - | 23,5 | - | 91,0 | 76,5 | 9 | - | 0,21 | 1,17 | 1,00 | 2,09 |
| 1,7 - 1,8 | práškovito – veľmi jemno- zrnná hlinité | - | 11,5 | 54,5 | 14,0 | 8,5 | 11,5 | 11,5 | - | 66,0 | 88,5 | 34 | - | 0,13 | 1,58 | 0,83 | 3,51 |
| 1,9 - 2,0 | veľmi jemnozrn. | 0,5 | 8,5 | 75,5 | 11,0 | 4,5 | - | 9,0 | 0,5 | 84,5 | 91,0 | 15,5 | 4,75 | 0,14 | 1,24 | 1,12 | 1,98 |
| 2,9 - 3,0 | veľmi jemnozrn. | - | 13,0 | 72,5 | 13,5 | 1,0 | - | 13,0 | - | 85,5 | 87,0 | 14,5 | 3,15 | 0,17 | 1,26 | 0,91 | 2,28 |
| 4,0 - 4,1 | jemno – veľmi jemnozrnný | 0,5 | 49,5 | 45,5 | 4,5 | - | - | 50,0 | 0,5 | 95,5 | 50,0 | 4,5 | 1,90 | 0,25 | 1,19 | 0,88 | 1,77 |
| 5,0 - 5,1 | veľmi jemnozrn. | - | 16,0 | 72,5 | 9,5 | 2,0 | - | 16 | - | 88,5 | 84,0 | 11,5 | 2,10 | 0,21 | 1,27 | 0,89 | 2,63 |
| 6,0 - 6,1 | jemno – veľmi jemnozrnný | - | 27,5 | 65,0 | 7,5 | - | - | 27,5 | - | 92,5 | 72,5 | 7,5 | 2,55 | 0,21 | 1,17 | 0,91 | 1,81 |
| 7,0 - 7,1 | veľmi jemnozrn. | 0,5 | 23,0 | 69,5 | 7,0 | - | - | 23,5 | 0,5 | 93,0 | 76,5 | 7 | 1,85 | 0,20 | 1,18 | 0,93 | 1,82 |
| 8,0 - 8,1 | veľmi jemnozrn. | - | 16,0 | 75,5 | 8,5 | - | - | 16,0 | - | 91,5 | 84,0 | 8,5 | 2,70 | 0,19 | 1,20 | 0,91 | 1,85 |
| 9,0 - 9,1 | veľmi jemnozrn. | - | 13,5 | 77,0 | 9,5 | - | - | 13,5 | - | 90,5 | 86,5 | 9,5 | 2,80 | 0,20 | 1,18 | 0,89 | 1,90 |
| 10,0 -10,1 | veľmi jemnozrn. | - | 9,5 | 81,5 | 9,0 | - | - | 9,5 | - | 91,0 | 90,5 | 9 | 2,60 | 0,19 | 1,19 | 0,84 | 1,81 |
| 11,0 -11,1 | jemno – veľmi jemnozrnný | 0,5 | 36,5 | 58,5 | 4,5 | - | - | 37,0 | 0,5 | 95,5 | 63,0 | 4,5 | 2,05 | 0,24 | 1,14 | 0,91 | 1,82 |
| 12,0 -12,1 | jemno – veľmi jemnozrnný | 0,5 | 24,5 | 68,0 | 7,0 | - | - | 25 | 0,5 | 93,0 | 75,0 | 7 | 2,60 | 0,21 | 1,19 | 0,93 | 1,76 |
| 13,0 -13,1 | jemno – veľmi jemnozrnný | 0,5 | 24,0 | 66,0 | 9,5 | - | - | 24,5 | 0,5 | 90,0 | 75,5 | 10 | 3,30 | 0,20 | 1,22 | 0,95 | 1,99 |

STAVBÁRSKE A ZLIEVÁRENSKÉ PIESKY

Ložisko Beša

Ložisko č.73

Nachádza sa asi 1 km jv. od obce Beša. Predstavujú ho vetrom naviate jemnozrnné piesky s medzivrstvičkami hlín. Hrúbka ložiska je 2-4 m, ložisko je otvorené pieskovňou. Využíva sa ako maltárske piesky.

Zásoby: geologické 5 859 000 m³; C2 1 750 000 m³.

Výpočet zásob bol robený po hladinu spodnej vody (J. Verčimák 1958).

Ložisko Plešany - č.74, Vojka - č.75, Kráľovský Chlmec - č.76, Solnička - č.77

Ide o súbor ložísk. V okolí j. od Kráľovského Chlmca bol v roku 1958 urobený geologickým prieskumom Brno informatívny prieskum použiteľnosti pieskov.

Ložiská sú tvorené morfológickými výraznými piesčitými dunami vysokými 5-20 m. Väčšina dún je obhospodarovaná ako orná pôda. Podložie ložísk tvoria fluviálne piesčité sedimenty.

Hlavnú surovinu tvoria naviate piesky. Ide o kremenné piesky s obsahom SiO₂ 80 %, ďalej sú zastúpené uhličitaný, živce, ílovitá zložka je zastúpená prevažne illitom - montmorillonitom. Podstatnú časť pieskov tvoria frakcie od 0,06 do 0,6 mm.

Podľa ČSN 72 1531 sú to piesky jemné až strednozrnné, viac-menej s pravidelným vytriedením zrn. Podľa technologických typov ich rozdeľujeme na piesky zlievárenské a piesky, ktoré sa používajú v stavebníctve.

Zlievárenské piesky vyhovujú na prípravu foriem na odliatky zo šedej liatiny, jadra a odliatky z farebných kovov.

Piesky v stavebníctve vyhovujú pri výrobe jemných mált.

| | | | | |
|-------------|--------------------------------|--------|-----|--------|
| Škodliviny: | Fe ₂ O ₃ | 3,06 % | CaO | 2,18 % |
| | K ₂ O | 0,93 % | MgO | 0,89 % |
| | Na ₂ O | 1,05 % | | |

Ložisko Plešany

Ložisko č.74

Súbor piesčitých dún s. od obce a jednotlivé duny z. od obce. Zásoby 5 280 000 m³.

Ložisko Vojka

Ložisko č.75

Tri duny jz. od obce Vojka o rozmeroch dún 500 x 200 m, zásoby C2 sú 2 513 000 m³.

Ložisko Kráľovský Chlmec

Ložisko č.76

Súbor dún v. a sz. od Kráľovského Chlmca. Zásoby bilančné voľne zaznamenané 2 415 000 m³.

Ložisko Solnička

Ložisko č.77

Pozostáva z dún sz. a jv. od obce Soľníčka, rozmery jednotlivých plôch 800 x 200 m, priemerná hrúbka 7 m, zásoby C₂ 1 756 000 m³.

Ložisko Hrušov

Ložisko č.78

Zásoby C₂ sú 926 000 m³, (K. Žáková et al. 1962).

Ložisko Somotor

Ložisko č.79

Je tvorené morfológicky výraznými piesčitými dunami vysokými 5-20 m. Väčšia časť dún je obhospodarovaná ako orná pôda. Podložie pieskom tvoria prevažne pleistocénne piesčité fluviálne sedimenty.

Ložisko tvoria tri samostatné polohy, ktoré sa nachádzajú v. od obce Somotor. Rozmery jednotlivých polôh sú asi 300 x 200 m. Priemerná hrúbka pieskov je 7 m.

Piesky sú prevažne kremenné s obsahom SiO₂ asi 80 %. Z ďalších minerálov sú zastúpené uhličitaný, živce, ílovitá zložka je zastúpená prevažne ílilitom - montmorillonitom. Podstatnú časť pieskovcov tvoria frakcie od 0,06 až do 0,6 mm. Podľa ČSN 72 1531 sú to piesky jemné až strednozrné s viacej pravidelným vytriedením zrn.

Skodliviny: CaO 2,18 %, MgO 0,89 %, Fe₂O₃ 3,06 %, K₂O 0,93 %, Na₂O 1,05 %. Používajú sa ako zlievárenské piesky na prípravu foriem na odliatky zo šedej liatiny a odliatky z farebných kovov. V stavebníctve na výrobu jemných mált.

Negatívne môžu pôsobiť na otváрку ložiska iba zvodnené polohy pieskov, ktoré ovplyvňujú spôsob dobývania. Iné faktory nie sú rozhodujúce.

Zásoby: bilančné C₂ 1 379 000 m³ (K. Žáková et al. 1962).

Ložisko Veľký Horeš

Ložisko č.80

Nachádza sa sv. od Veľkého Horeša. Najbližšia železničná stanica je vo Veľkom Horeši, pri j. okraji ložiska.

Okolie ložiska je budované eolickými a fluviálnymi sedimentmi. Ložisko je tvorené naviatými pieskami, ktorých vznik môžeme klásť do najmladšieho pleistocénu. Piesok je prevažne kremitý, jemnozrný, dobre vytriedený, horizontálne uložený. Ložisko je pokryté tenkou vrstvou humóznej hliny, prípadne humózneho piesku. Hrúbka skrývky sa pohybuje od 0,1 do 0,7 m. Overená hrúbka je 14,7 m, minimálna 10,4 m, priemerná 10 m.

Technologická charakteristika:

| | |
|---------------------------------------|-------------|
| ílovitosť váhová | 8,21 % |
| humóznosť | vyhovujúca |
| nasiakavosť | v rámci ČSN |
| objemová hmotnosť voľne sypanej zmesi | 1320-1410 |
| objemová hmotnosť striasanej zmesi | 1520-1600 |
| frakcia pod 5 mm | 100 % |

Vhodná na omietky a mlaty.

Zásoby: geologické 483 m³, C₁ bilančné 377 000 m³, nebilančné 106 000 m³ (J. Hatala - M. Jaroš 1958).

Ložisko Malý Horeš

Ložisko č.81

Nachádza sa s. od obce Malý Horeš na úpätí členeného reliéfu Chlmec-kých pahorkov. Okolie ložiska tvoria andezity a andezitové tufy neogénu, samotné ložisko naviaťe piesky.

Ložisko tvorí vyvýšenina nad terénom tvaru obdĺžnika, minimálna hrúbka 1 m, max. 20 m. Surovina je zastúpená 95 % pieskom, priemerná ílovitosť je 5-16 %.

Použitie: na malty. V okrajových častiach ložiska sa nachádzajú bloky andezitov.

Zásoby (za rok 1958): bilančné: $C_1 = 651\ 000\ m^3$; $C_2 = 2\ 657\ 747\ m^3$.

Zásoby (za rok 1976): výhľadová ťažba = $50\ 000\ m^3$. Ťažiteľné iba po spodnú vodu (J. Nečas – J. Hatala 1958).

Ložisko Bačka

Ložisko č.82

Nachádza sa jz. od obce Bačka, pozostáva z dvoch samostatných polôh p výmere asi 200 x 300 m.

Zásoby bilančné $C_2 = 538\ 000\ m^3$.

Ložisko Kapoňa

Ložisko č.83

Nachádza sa v. od obce Kapoňa a pozostáva z 3. polôh. Zásoby bilančné C_2 , voľné % $1\ 447\ 000\ m^3$.

Ložisko Leles

Ložisko č.84

Dve samostatné ložiská pieskov na v. okraji obce Leles, rozmery jednotlivých ložísk asi 400 x 200 m, duny vysoké 5-20 m. Zásoby bilančné C_2 , voľné = $394\ 000\ m^3$.

Ložisko Ptrukša

Ložisko č.85

Nachádza sa sz. od obce Ptrukša. Okolie ložiska a ložisko sú tvorené fluviálnymi piesčitými sedimentmi Latorice. Piesky sú jemnozrnné, zaílované s prímiesou valúnov (pieskovce, kremence). V ich podloží vystupujú kvartérne íly so štrkovými polohami, pod nimi zelenosivé pliocénne íly.

Hrúbka ložiska: minimálne 6,5 m, priemerne 17,7 m, maximálne 27,0 m. Hladina spodnej vody kolíše, stabilita svahov je zlá, ťažobné podmienky zložité. Zloženie: SiO_2 78,42-84,47%, Al_2O_3 6,81-10,20%, Fe_2O_3 2,70-4,77%, Ca 0,06-0,24%, MgO 0,73-1,00%, TiO_2 0,56-0,87%, MnO 0,027-0,084%, SO_3 0,04-0,35%, P_2O_5 0,09-0,14%, K_2O 1,36-1,58%, Na_2O 1,32-1,30%.

Zrnitosť je vhodná do betónov, nasiakavosť 2,24-3,01%. Škodliviny: ílovité vložky šošovkovitého charakteru. Použiteľnosť: do mált, drobné kamenivo na vozovky. Pre zlé hydrogeologické pomery sa o ťažbe neuvažuje. Zásoby: nebilančné = $3\ 933\ 000\ m^3$ (M. Čuchráč et al. 1979).

Tabuľka 22 Prehľad prognózných zdrojov nerastných surovín (V. Baňacký 1986)

| Číslo ložiska | Lokalita | Surovina | Zásoby (m ³) | Autor |
|---------------|-------------------------------|-------------------|--------------------------|-----------------------|
| LIII | Čičarovce | plyn. uhlovodíky | nevyčíslené | A. Thon et al. 1978 |
| LIV | Veľké Trakany | plyn. uhlovodíky | nevyčíslené | A. Thon et al. 1978 |
| LV | Veľká Trňa | uhlie - antracit | nevyčíslené | J. Slávik et al. 1967 |
| LVI | Kráľovský Chlmec - Čierna | lignit | nevyčíslené | D. Vass et al. 1978 |
| LVII | Hrčal - Veľatý | tehliarska surov. | 8 050 000 | V. Baňacký 1978 |
| LVIII | Hrčel | tehliarska surov. | 7 920 000 | V. Baňacký 1978 |
| LIX | Kysta | tehliarska surov. | 12 300 000 | V. Baňacký 1978 |
| LX | Kašov | tehliarska surov. | 28 860 000 | V. Baňacký 1984 |
| LXI | Brehov | tehliarska surov. | 2 280 000 | V. Baňacký 1984 |
| LXII | Cejkov | tehliarska surov. | 12 240 000 | V. Baňacký 1984 |
| LXIII | Borša | piesok | 5 100 000 | V. Baňacký 1984 |
| LXIV | Novosad | tehliarska surov. | 12 985 000 | V. Baňacký 1978 |
| LXV | Sirník | piesok | 33 850 000 | V. Baňacký 1978 |
| LXVI | Kucany | piesok | 1 200 000 | V. Baňacký 1978 |
| LXVII | Kucany | piesok | 168 000 | V. Baňacký 1978 |
| LXVIII | Kucany | piesok | 2 000 000 | V. Baňacký 1978 |
| LXIX | Zemplínske Jastrabie - Cejkov | piesok | 120 000 | V. Baňacký 1978 |
| LXX | Zemplín | piesok | 14 000 000 | V. Baňacký 1984 |
| LXXI | Brehov | piesok | 3 400 000 | V. Baňacký 1984 |
| LXXII | Streda nad Bodrogom | piesok | 4 320 000 | V. Baňacký 1984 |
| LXXIII | Veľký Horeš | piesok | 29 700 000 | V. Baňacký 1984 |
| LXXIV | Veľký Horeš | piesok | 1 600 000 | V. Baňacký 1981 |
| LXXV | Pribeník | piesok | 1 610 000 | V. Baňacký 1981 |
| LXXVI | Čičarovce | piesok | 4 000 000 | V. Baňacký 1981 |
| LXXVII | Leles | piesok | 3 420 000 | V. Baňacký 1981 |
| LXXVIII | Bačka | piesok | 1 850 000 | V. Baňacký 1981 |
| | | | 7 400 000 | V. Baňacký 1981 |

Ložisko Bieľ

Ložisko č.86

Zásoby: bilančné C₂ = 1 090 000 m³

Ložisko Malé Trakany

Ložisko č.87

Zásoby: voľné C₂ = 1 701 000 m³ (K. Žáková et al. 1962).

Prognózne zásoby stavbárskych a zlievárenských pieskov

Eolická činnosť vo wūrme až neskorom wūrme produkovala značné množstvo pieskov, ktoré formovala do presypov a presypových valov Medzibrodckých pláňav. Na úpätnom stupni Zemplínskych vrchov a na morfológicky výrazných neovulkanických telesách v rovine naviaty piesok vypĺňal terénne denivelácie a vytváral pokrývky a plášte.

Surovinu tvoria jemno- až veľmi jemnozrnné piesky (tab.20,21) s obsahom až 82 % SiO₂, z ďalších minerálov sú zastúpené uhličitaný, živce, ílovitá

zložka je zastúpená illitom-montmorillonitom. Piesky sú vhodné na výrobu jemných mált a niektoré po úpravách i na zlievárenské účely.

Piesky fluviálneho charakteru vypĺňajú subsidenčnú rovinu. Sú sčasti ílovité, miestami s obsahom roztrúsených valúnov, hlavne pieskovcov a kremenčov. Piesky sú vhodné do betónov, ale pre nepriaznivé hydrogeologické pomery sú zatiaľ pre ťažbu nerentabilné (situácia a čísla ložísk 73 až 87 a čísla prognóznych ložísk LXIV-LXXVIII, obr.16, prehľadná tabuľka prognóznych zdrojov, tab.22).

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Geologickú mapu charakterizujú tri hlavné morfológické celky: Východoslovenská rovina, Podslanská pahorkatina, Zemplínske vrchy.

Najväčšie antropogénne zásahy sú na rovine, ktorú človek pretvára a využíva jej základné elementy. Na ňu sa viažu i hlavné zásoby vôd, ktorých kvalita závisí od čistoty povrchových tokov. Značne je znečistená Ondava a Laborec, menej Uh a Latorica. Hlavnými znečisťovateľmi sú priemyselné podniky a prekladisko v Čiernej nad Tisou. Ďalším zdrojom znečistenia sú plynné a pevné exhaláty (elektrárň Vojany). Plošným zdrojom znečistenia je poľnohospodárska výroba, pretože časť minerálnych hnojív a chemických ochranných prostriedkov sa dostáva do podzemných vôd. Na území mapy priepustné fluviálne a eolické piesky vychádzajú k povrchu a nie sú kryté väčšou hrúbkou hlinitých sedimentov, čím sa možnosť kontaminovať zdroje podzemných vôd zväčšuje. Preto ochrana podzemných vôd je jedna z najdôležitejších úloh v súčasnosti.

V morfológii roviny sa zachovali relikty opustených starých tokov a meandrov, ako je Veľká Krčava, Tice a ďalšie. Treba ich chrániť pred veľkými melioračnými zásahmi, ktoré nie vždy rešpektujú ekologické podmienky tohto územia. Zvyšky opustených ramien a meandrov sú vyplnené vodou, močiarmi a trstou alebo rašelinou. Ide o pozoruhodný krajinársko-estetický prvok, ktorý ovplyvňuje hydrogeologické a klimatické pomery a slúži tiež pre potreby poľnohospodárskej výroby. Pozostatok mŕtveho ramena Bodroga zvaného Tajba medzi Somotorom a Stredou, plní dôležitú funkciu pre zachovanie rastlinstva a živočíšstva vodných biocenóz. Ako jediná lokalita v ČSSR poskytuje podmienky pre život korytnačiek (*Emys orbicularis*).

Esteticky pôsobivé prostredie malebných tvarov pieskových dún narúša človek neodborným a nevyberavým zásahom do tejto ojedinelej prírodnej scenérie Medzibodrockých pláňav. Niektoré presypy naviatych pieskov sú tak rozrušené a devastované, že strácajú pôvodnú eolickú formu. Ďalším nebezpečením je deflačná činnosť. Intenzívne obrábanie pôdy, odlesňovanie a odstraňovanie vegetačného krytu dún, hlavne na jar a v neskorej suchej jeseni, keď vietor stále posúva piesok, rozrušuje presypy a ich materiál ukladá na úrodnej pôde a spôsobuje nepriaznivú situáciu v už i tak zložitých pôdno-ekologických podmienkach.

Z roviny vyčnievajúce neovulkanické telesá Chlmecké pahorky, Tarbucka, kopec Vršok a Veľký vrch majú vhodné podmienky pre zakladanie stavieb. Na výstavbu sú vhodné periglaciálne prolúviá z. strany Zemplínskych vrchov. Nevyhovujúce na výstavbu je územie Latorickej roviny so spleťou mŕtvych ramien a nánosmi tečúcich pieskov.

Na podhorskom stupni Slanských vrchov sa môžu v období dlhotrvajúcej zrážkovej činnosti prejaviť posuny zvetralinovej hmoty (sklon svahov už nad 50) po ílovitom a bentonicko-tufitickom podloží a spôsobiť tak rôzne svahové deformácie.

K aktívnej erózii dochádza na s. úpätnom stupni Zemplínskych vrchov, kde výmole dosahujú v hlinitých delúviách až 20 m hĺbku. Značná erózia prebieha i na eolických pieskoch neovulkanických telies.

Jednotlivé genetické typy sedimentov a zvetralín sú charakteristické aj

produkcii dôležitých existenčných obilnín. Na sprašiach sú vyvinuté minerálne veľmi silné pôdy a na sprašových hlinách stredne minerálne silné. Minerálne silné sú pôdy na neovulkanických horninách. Všetky tieto pôdy sú rozšírené prevažne na vystupujúcich neotektonických štruktúrach, a preto sú mimo dosahu nepriaznivých povodňových situácií. Minerálne slabé sú hydromorfne prevažne hlinité, ílovito-hlinité až ílovité pôdy na holocénnych fluviálnych sedimentoch Latorice, Tisy, Ondavy a Bodroga, v ktorých vystupujú eolické piesky s minerálne slabými mačínovými pôdami.

EXKURZNÉ LOKALITY

LOKALITA č.1

V úzkom, morfológicky výraznom zvyšku, pod j. úpätím vulkanického telesa Veľký vrch (271,9 m n.m.) v obci Brehov vystupujú v odkrytej stene eolické (spraše, piesky) a deluviálne (hliny, piesky) sedimenty. Ich vývoj prebiehal v riskom až würmskom glaciáli s častým prerušovaním sedimentácie, kedy dochádzalo k tvorbe pôd.

Na báze odkryvu (9,1-10,5 m) je slabo výrazný fosílny pedokomplex hnedozemného charakteru, postihnutý procesmi oglejenia a rekalcifikácie, zodpovedajúci pravdepodobne PK-IV. Vyššie (4,8-5,4 m) sa nachádza fosílny pedokomplex s dvoma výraznými pôdami, vrchnou hnedozemnou oglejenou, spodnou illimerizovanou a pseudoglejenou parahnedozemou, PK-III. Nad nimi (3,5-4,2 m) vystupuje illimerizovaná degradovaná černoziem až hnedozem, PK-II. Pod recentnou pôdou (3,0-3,2 m) vystupuje hnedozemný fosílny pôdny horizont s príznakmi oglejenia, PK-I. Vek sprašovej hliny nad touto pôdou (1,2-3,0 m) bol potvrdený rádiometrickým datovaním (C^{14}) na $15\ 000 \pm 2250$ rokov (VK-Chr.). Ďalšie údaje o brehovskej lokalite sú v kapitole „Eolické sedimenty“.

LOKALITA č.2

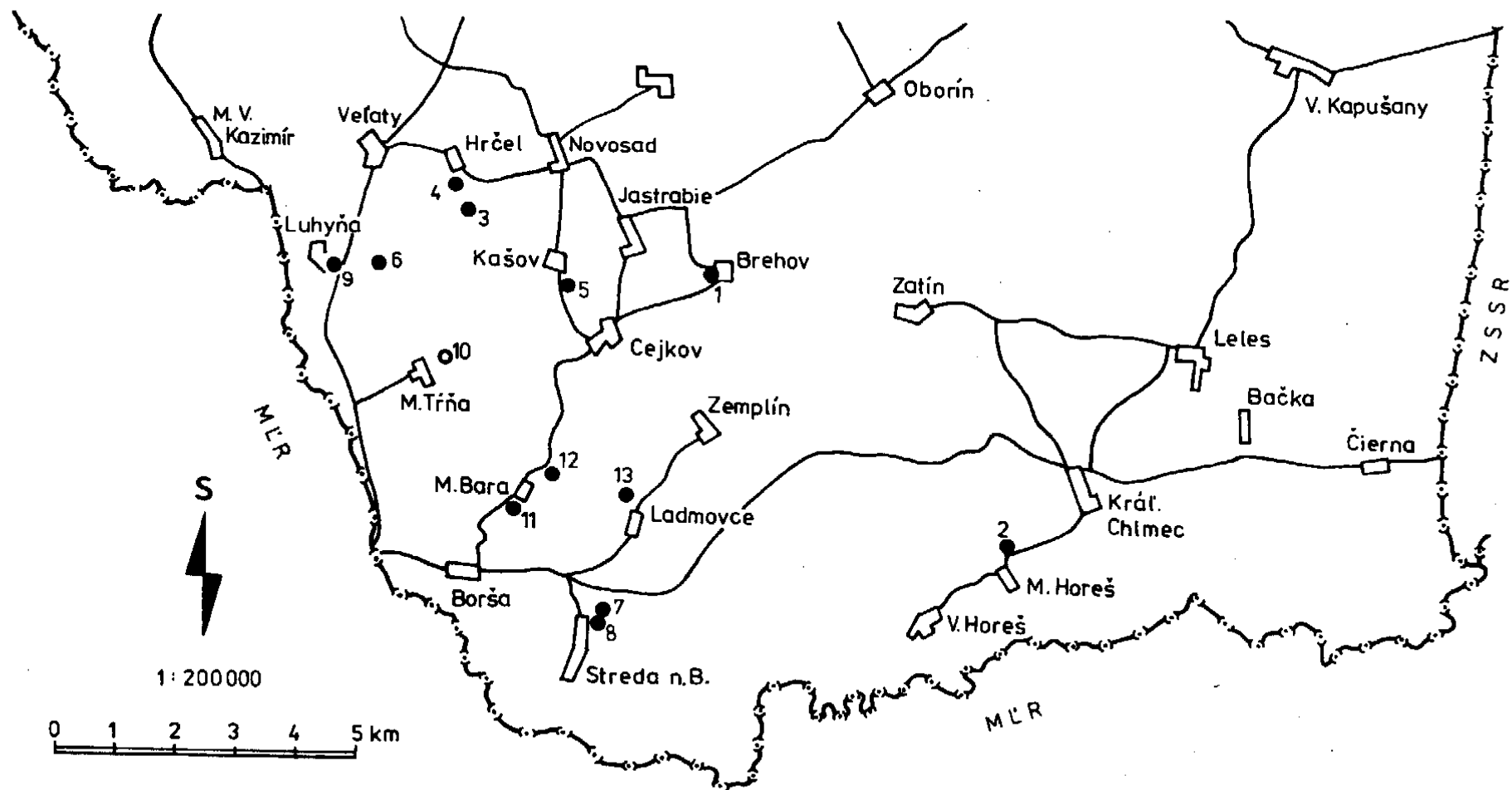
Na Chlmeckých pahorkoch v pieskovni s. od obce Malý Horeš je v eolických pieskoch odkrytá stena. V nej vystupujú od povrchu do hĺbky 0,9 m veľmi jemnozrnné svetlohnedé piesky s jemnými (1-2 cm) tmavohnedými vrstvičkami, ktoré sú silne stmelené hydroxidmi Fe, sú nevápnité (plástový podzol). Pod týmto súvrstvom do hĺbky 4,0 m je piesok jemno- až veľmi jemnozrnný, svetlohnedý s ojedinelými vrstvičkami plástového podzolu. Piesok je sľudnatý s množstvom novotvarov vo forme osteokol, je diagonálne a krížovo zvrstvený, vápnitý, od 1,9 m slabo vápnitý. Piesky v spodnej časti odkryvu, pod 4,0 m obsahujú iba ojedinelé osteokoly, diagonálne a horizontálne zvrstvenie tu zvyrazňujú hrubšie zrná piesku.

V zložení pieskov vysoko prevláda frakcia 0,25-0,1 mm (viac ako 65 %) ďalšia najviac zastúpená je frakcia 0,5-0,25 mm (10-37 %), ojedinele (9-50 %), jemnejšie frakcie 0,1-0,05 mm sú málo zastúpené (4-10 %). Vo vrchných častiach odkryvu sú prítomné aj častice hrubého prachu (0,05-0,01 mm). Medián zrnitosti (M_d) je 0,13-0,21, stredný priemer zrn (S_o) 1,17-1,27, čo znamená, že piesky sú veľmi dobre vytriedené a koeficient asymetrie 0,84-1,12 (E. Vaškovská 1974).

Piesky sa vyznačujú pestrou asociáciou ťažkých minerálov. Dominujú opakové minerály, hyperstén, amfibol, granát, významný je aj augit. Medzi jednotlivými vrstvami v profile odkryvu niet podstatných rozdielov v zložení ťažkej frakcie. V zložení ľahkej frakcie úplne prevláda kremeň (J. Horniš 1982).

Piesky boli uložené eolickou činnosťou, zdrojom ktorých boli sedimenty Tisy a Latorice, to potvrdzuje i charakter ťažkých minerálov.

Obr. 17 Prehľadná situácia exkurzných lokalít



LOKALITA č.3

V eróznej ryhe jv. od Hrčela pod s. úpäťm Zemplínskych vrchov je odkryté súvrstvie deluviálnych sedimentov. Vrchné súvrstvie (hĺbka 0,0-3,20 m) reprezentujú hlinité, silne prachovité sedimenty. Stredné súvrstvie (hĺbka 3,20-7,40 m) hlinité sedimenty ílovitého charakteru na povrchu (3,20-4,0 m) s fosílnou illimerizovanou a oglejenou pôdou, z ktorej získaný rádiokarbónový chronologický údaj (C^{14}) je $14\ 000 \pm 200$ rokov (GIN-1192). Spodné súvrstvie (7,4-8,0 m) tvorí červenohnedý, silne prachovitý sediment, ktorý je vo výbrusoch charakteristický vysokým stupňom zvetrania. Ide prakticky o rubeifikovanú fosílnu pôdu na hlinítokamenitom delúviu ryodacitov (E. Vašková 1974, 1981).

LOKALITA č.4

Južne od obce Hrčel v prostredí paleozoických hornín vystupuje morfológicky výrazné vrchnobádenské ryodacitové teleso. V ňom bolo v minulosti založených niekoľko lomov, ktoré sú v súčasnosti opustené. Najväčší z nich je v jeho s. časti. Vystupujú tu nepravidelne blokovo až stĺpcovite rozpadavé jemnozrnné svetlosivé ryodacity.

V z. časti ryodacitového telesa je výrazná s.-j. zóna drvenia a brekciácie sprevádzaná intenzívnou silicifikáciou a vznikom jemnozrnných kvarcitov rohovcového vzhľadu s drobnými impregnáciami markazitu.

LOKALITA č.5

Južne od obce Kašov pri ceste do Cejkova je starý opustený stenový lom založený vo vrchnobádenských ryodacitových pemzových tufoch. Pemzové tufy sú prevažne chaotické, netriedené, s častými fenoménmi indikujúcimi uloženie podmorských sklzov. Jedno z výrazných sklzových telies s častými závalkami tufitických ílovcov vystupuje v strednej a spodnej časti lomu. V s. časti lomu vystupujú jemnozrnejšie tufy bez závalkov, ktoré vzhľadom na charakter uloženia a triedenia možno považovať za produkt submarinného masového transportu.

LOKALITA č.6

Východne od obce Luhyňa (1,5 km) je starý opustený lom, v ktorom vystupujú netriedené chaotické pemzové tufy s ojedinelými valúnikmi ryodacitov a starších andezitov. V tufoch sú časté závalky až deformované tenké vrstvičky tufitických ílovcov, ktoré indikujú uloženie podmorských sklzov.

V s. časti lomu sú tufy spevnené sekundárne silicifikované i zeolitizované.

LOKALITA č.7

Východný okraj obce Streda nad Bodrogom (sv. od kóty 151,1) je starý opustený stenový lom, v ktorom boli v minulosti, ale aj v súčasnosti zakla-

dané pivnice. V lomovej stene vystupujú strednosarmatské ryolitové epiklastické konglomeráty, pieskovce a redeponované ryolitové tufy, v ktorých sú časté úlomky ryolitov a veľké nahromadeniny obsidiánov a perlitizovaných obsidiánov.

Vo vrchnej časti lomu sú vrstvy deformované prítomnosťou podmorského sklzového telesa.

LOKALITA č.8

Východný okraj obce Streda nad Bodrogom (z. od kóty 151,1) je starý opustený lom založený v lávovom prúde pyroxenických vrchnosarmatských andezitov. Andezit je prevažne celistvý s doskovitým, častejšie s blokovitým rozpadom a charakteristickými zónami lávových brekcií v nadloží i podloží lávového prúdu.

LOKALITA č.9

V opustenom lome pri obci Luhyňa sú odkryté cyklicky sedimentované vrstvy luhynského súvrstvia: Súbor pieskovcov, prachovcov a ílovcov šedej, hrdzavošedej a čiernošedej farby je charakteristický dobre zachovanými sedimentárnymi textúrami (erózne rozmyvy, textúry vtlačania, sklzové textúry, desikačné pukliny, horizontálna laminácia, bioturbačné textúry, menej často nízkoškálové šikmé zvrstvenie) a množstvom preplavenej rastlinnej sečky, prípadne kôry a kmeňov stromov. Laminované ílovce a prachovce sú bohaté na klasickú sľudu. V jemnozrnných sedimentoch sa bežne vyskytujú peľosideritové konkrécie a v čiernošedých ílovcoch miestami i laminy hematitových železných rúd. Je to typový profil luhynského súvrstvia.

LOKALITA č.10

V opustenom lome pri sv. okraji obce Malá Trňa je odkrytý jeden z vulkanogénnych horizontov trňanského súvrstvia. Prúdy ryolitových ignimbritov sa viacnásobne striedajú nad sebou. Oddelené sú od seba polohami nevulkanických sedimentov alebo redeponovaných tufov.

LOKALITA č.11

V malom lome j. od obce Malá Bara je odkrytý diskordantný styk černochovského súvrstvia a kremenných pieskovcov lúžňanského súvrstvia, ktoré sú na základe litologických korelácií zaradené do spodného triasu.

Ílovce černochovského súvrstvia majú červenohnedú farbu, sú nevrstevnaté s drobnými chloritovými konkréciami. Pieskovce lúžňanského súvrstvia majú bielošedú farbu, sú hrubozrnné, bohaté na kremenný detritus. Majú dobre vyvinutú vrstevnatosť a v bazálnej časti sa v nich vyskytujú veľkoškálové šikmé zvrstvenia žľabovitého tvaru.

LOKALITA č.12

V okolí kóty Brezinky (222 m) vystupujú bazálne časti lúžňanského sú-

vrstvia. Sú reprezentované v spodnej časti lavicami drobnozrnných, mineralogicky zrelých kremenných zlepenčov, ktoré smerom do nadložja prechádzajú do cyklicky zvrstveného súboru. Sedimentárne cykly nízkeho radu typu „fining upward“ sú zložené: drobnozrnný zlepenec, hrubozrnný pieskovec – A, strednozrnné lavicovité pieskovce, miestami so šikmou lamináciou – B, jemnozrnné pieskovce s medzivrstvami žltosivých, prípadne fialovosivých pelitov – C.

LOKALITA č.13

V opustených malých lomoch pri s. okraji obce Ladmovce vystupujú lavicovité vápence šedej farby s bielymi lakcitovými žilkami, v ktorých bola nájdená konodontová fauna stredotriasového veku (viď ladmovské súvrstvie).

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. — Guide-book for Geol. exc. X. Congr. CGBA. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5-44.
- BAGDASARJAN, G.P. — SLÁVIK, J. — VASS, D. 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov v Slovenska. Geol. Práce, Správy 58 Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87-96.
- BALOGH, K. — BARABÁS, A. 1972: The carboniferous and permian of Hungary. — Acta Miner. Petrogr., 20,2, Szeged, 191-207.
- BÁNESZ, L. — PIETA, K. 1961: Výskum v Cejkove I., roku 1960. — Študijné zvesti AÚ SAV, 6, Nitra, 1-30.
- BAŇACKÝ, V. 1974: Závěrečná správa za prehľadnú etapu výskumu kvartéru Východoslovenskej nížiny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAŇACKÝ, V. et al. 1978: Vysvetlivky k listom Bežovce, Pavlovce n/Uhom, Budkovce, Ložín, Hraň, Novosad (1:25 000). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAŇACKÝ, V. et al. 1981: Vysvetlivky ku geologickým mapám VSN 1:25 000, listy 38-324, 38-342, 38-413, 38-431, 38-433. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAŇACKÝ, V. et al. 1984: Vysvetlivky ku geologickým mapám VSN 1:25 000, listy 38-341, 38-343, 38-332. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BAŇACKÝ, V. 1986: Zemplínske vrchy — zdroj periglaciálnych prolúvií. — Reg. geol. Západ. Karpát, 21, Správy o výskumoch. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 151-159.
- BAŇACKÝ, V. et al. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000 VSN a Zemplínskych vrchov. Čiastková záver. správa. Manuskript-archív. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BARKÁČ, Z. — TRÉGEROVÁ, M. 1974: Závěrečná správa a výpočet zásob z lokality Ladmovce, stavebný kameň so stavom k 31.3.1974. — Geofond, Bratislava.
- BLÍŽKOVSKÝ, M. et al. 1960: Závěrečná správa v gravimetrickém průzkumu prováděná v roce 1959. Oblast VSN. — Manuskript-archív, Geofyzika, Brno.
- BORSY, Z. 1953: A Bodrogköz felszénének kialakulása.—Földrajzi Ért. 3, Budapest, 30-35.
- BORSY, Z. — FÉLEGYHÁZIOVÁ, E. 1983: Evolution of the Network of Water Courses in the North-Eastern Part of the Great Hungarian Plain from the End of the Pleistocen to Our Days. — Quaternary studies in Poland, 4, 115-124.
- BOUČEK, B. — PŘIBYL, A. 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohorí na východním Slovensku. — Geol. Práce, Zoš. 52. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 185-222.
- BÖCKH, H. 1905: Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes-Gömörer Erzgebirges. — Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. Budapest.
- BRESTENSKÁ, E. 1980: Správa o mikropaleontologickom spracovaní sedimentov z kvartérnych vrtoV Východoslovenskej nížiny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR II, Západní Karpaty, 2. Ústr. Úst. Geol., Praha, 1-651.

- COŇ, O.V. — SLÁVIK, J. 1971: Vek ryolitov zemplínskeho ostrova. — Geol. Práce, Správy 55. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215-216.
- ČECHOVIČ, V. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, 1:200 000, list Trebišov — Čierna. — Geol. Úst. D. Štúra, Geofond, Bratislava, 7-80.
- ČUCHRÁČ, M. 1963: Záverečná správa a výpočet zásob, Byšta, perlity so stavom k 30.3.1963 + Doplnok ku správe. — Geofond, Bratislava.
- ČUCHRÁČ, M. — KOTRAS, J. 1964: Zpráva a výpočet zásob z lokality východné Slovensko — perlit so stavom k 1.12.1964. — Geofond, Bratislava.
- ČUCHRÁČ, M. et al. 1966: Zpráva a výpočet zásob lokalita Brehov, stavebný kameň, stav k 31.5.1966. — Geofond, Bratislava.
- ČUCHRÁČ, M. — MIHALOVIČ, A. — VALKO, P. 1979: Záverečná správa a výpočet zásob Ptukša — piesky k 1.5.1979. — Geofond, Bratislava.
- ČVERČKO, J. 1964: Správa o štruktúrnom prieskume juhovýchodnej časti zlomového systému jz. krídla VSN panvy (Trebišov — Čiernanad Tisou). — Geofond, Bratislava.
- ČVERČKO, J. 1977: Zlomy vo východoslovenskej neogénnej oblasti a jej tektonogenetický vývoj (Kandidát. dizert. práca). — Nafta, PTZ, Michalovce.
- ČVERČKO, J. — ĎURICA, D. 1963: Správa o doplňujúcom štruktúrnom prieskume v oblasti Stretava — Pavlovce — V. Kapušany. — Geofond, Bratislava.
- ČVERČKO, J. et al. 1968: Příspěvek k hranici torton — sarmat ve východoslovenské neogenní pánvi. — Zpr. geol. Výsk. v Roce 1967, Praha, 252-254.
- ČVERČKO, J. — SMETANA, J. 1973: Záverečná správa o plytkom a stredne hlbokom štruktúrnom prieskume v Potiskej nížine. — Geofond, Bratislava.
- DOJČÁKOVÁ, V. 1970: Geologický posudok ložiska Luhyňa — bentonit. — Geofond, Bratislava.
- ĎURICA, D. 1976: Geológia Potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívu živíc. — Kandidát. dizert. práca. Geofond, Bratislava.
- ĎURICA, D. 1982: Geológia Východoslovenskej nížiny. Mineralia slov., Monografia 1, Bratislava, 3-60.
- ĎURICA, D. — KALIČIAK, M. — KREUZER, H. — MÜLLER, P. — SLÁVIK, J. — TÖZSÉR, J. — VASS, D. 1978: Sequence of volcanic events in Eastern Slovakia in the Light of recent, radiometric age determinations. — Věst. Ústř. Úst. geol., 53, Praha, 75-88.
- EGYÚD, K. 1982: Sedimentologické zhodnotenie mladšieho paleozoika Zemplínskych vrchov. — Mineralia slov. 14,5, Bratislava, 385-401.
- EGYÚD, K. — KUŠNIEROVÁ, M. — VALKO, P. 1969: Záverečná správa a výpočet zásob, lokalita Plešany, okr. Trebišov. — Geofond, Bratislava.
- EGYÚD, K. et al. 1985: Záverečná správa a výpočet zásob Veľká Trňa — VP antracit, stav k 30.5.1985. — Manuskript-archív, Geol. Prieskum, Spišská Nová Ves.
- FEJDIOVÁ, O. 1980: Lúžňanské súvrstvie — formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. — Geol. Práce, Správy 74. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95-176.
- FEJDIOVÁ, O. 1985: Nové poznatky o spodnotriasovom — klastickom — lúžňanskom súvrství v centrálnych Západných Karpatoch. — Západ. Karpaty, sér. Mineral., petrograf., geochém., metalogen. 10. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111-160.
- FERENCZI, J. 1943: Geologische Verhältnisse des Zempléner Inselgebirge. — Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. 1939-1940, Budapest.
- FRANKOVIČ, J. 1969: Streda nad Bodrogom — Hg. vrt SJH-1. — Geofond, Bratislava.
- FRANKOVIČ, J. 1970: Slovenské Nové Mesto — výpočet zásob podzemných vôd. — Geofond, Bratislava.

- FRANKOVIČ, J. 1980: Streda nad Bodrogom – hydrogeologický vrt SJH-2. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum. – Geofond, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1962: Nálezová správa o ryolitových a andezitových perlitoch na úkole 02-A-XII list Trebišov a Seňa 1962. – Geofond, Bratislava.
- FUSÁN, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. – Západ. Karpaty, 15. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5-173.
- FUSÁN, O. – IBRMAYER, J. – PLANČÁR, J. 1984: Bloky Západných Karpát i ich svzaj s glubinnym strojenijem. In "Blokove strojenie i razlomy" 1, Edit. E. Bončev, BAN, Sofia, 92-100.
- GALE, G.H. – PEARCE, J.A. 1982: Geochemical patterns in Norwegian greenstones. – Canad. J. Earth Sci. 19, Ottawa, 385-397.
- GAZDA, S. 1967: Hydrogeochémia kvartérnych sedimentov Východoslovenskej nížiny. Geofond, Bratislava.
- GNOJEK, I. et al. 1981: Technická správa o leteckém geofyzikálnim průzkumu Slanských a Zemplínskych vrchů. – Manuskript-Geofyzika, Brno, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GRECULA, P. 1978: Záverečná správa a výpočet zásob Ladmovce – sever, vápenc, stav k 31.10.1974 + Doplnok. – Geofond, Bratislava.
- GRECULA, P. – EGYÜD, K. 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Západných Karpát. – Miner. slov. 9, Bratislava, 449-462.
- GRECULA, P. – EGYÜD, K. 1981: Záverečná správa – Zemplínsky ostrov – VP – polymetalické rudy a uhlie. – Geofond, Bratislava.
- GRECULA, P. – EGYÜD, K. 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. – Miner. slov. 14,3. Bratislava, 221-239.
- GRECULA, P. – EGYÜD, K. 1982: Lithostratigraphic column of the Zemplínske vrchy Mts. (Geotraverse C). IGCP Projec No 5, Newsletter 4. Editors F.P. Sassi, I. Varga, Univ. Padova, 41-43.
- HALUŠKA, M. – FRANKO, O. – HRAMEC, J. – SZTYEHLIK, K. 1976: Senec a Streda nad Bodrogom – geotermálne vrty FGS-1, FGS-2, TGS-1. – Závereč. správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu. Geofond, Bratislava.
- HATALA, J. – JAROŠ, M. 1958: Výpočet zásob, piesky – Veľké Kapušany. – Geofond, Bratislava.
- HARCEK, J. – HORVÁTH, J. – KOTRAS, J. – ČUCHRÁČ, M. 1961: Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Kuzmice – bentonity so stavom k 1.12.1961. Doplnok k stavu 1.5.1961. – Geofond, Bratislava.
- HARCEK, J. – MAGA, J. – KOTRAS, J. 1960: Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Lastovce, tehliarska surovina so stavom k 1.5.1960. – Geofond, Bratislava.
- HARCEK, J. – MAGA, J. – KOTRAS, J. 1962: Záverečná správa a výpočet zásob Lastovce – bentonit. – Geofond, Bratislava.
- HARCEK, J. – HORNÁTH, J. – KOTRAS, J. 1963: Záverečná správa a výpočet zásob ložiska Lastovce – bentonity so stavom k 1.5.1961. Geofond, Bratislava.
- HORNIŠ, J. 1974: Sedimentárno-petrografický výskum kvartéru Východoslovenskej nížiny. – Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HORNIŠ, J. 1977: Sedimentárno-petrografická analýza kvartérnych sedimentov Východoslovenskej nížiny. – Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HORNIŠ, J. 1982: Sedimentárno-petrografický výskum kvartéru Východoslovenskej nížiny. – Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HORNIŠ, J. 1984: Správa o sedimentárno-petrografickom výskume na listoch 38 341, 38 343, 38 332. – Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HORNIŠ, J. 1986: Výsledky a interpretácia petrografického výskumu kvartér-

- térnych sedimentov Východoslovenskej nížiny. — Reg. geol. Západ. Karpát 21 — Správy o výskumoch. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161-166.
- HRDLIČKA, M. et al. 1968: Refrakčne seizmický průzkum v oblasti východoslovenského neogénu. — Manuskript-archív Geofyziky, Brno.
- IBRMAJER, J. 1954: Gravimetrickaja razvedka jugovostočnej Slovackej vpadiny. Stud. geophys. geod. 1,2, Praha, 1-233.
- IVAN, Ľ. 1962: Ročná správa z listu Borša. Úkol 02-A-8. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVAN, Ľ. 1963: Správa o ležiskách bentonitov v oblasti Michaľany a Luhyňa, okr. Trebišov (stav zásob k 1.12.1963). Úkol 02-AV. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVAN, Ľ. 1964: Poznámky k bentonickým horninám v oblasti Michaľany — Veľká Trňa, okres Trebišov. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVAN, Ľ. 1966: Nerudné suroviny v Cejkove, okr. Trebišov. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVAN, Ľ. 1967: Vyhodnotenie vrtov v Cejkove a v Košickej Novej Vsi vzhľadom na nerastné suroviny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- JANÁČEK, J. 1963: Vysvětlivky geologické mapy 1:50 000, list Trebišov (M-34-128-A). Sedimentární neogén. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- JANÁČEK, J. — KOCÁK, A. — MOŘKOVSKÝ, M. 1969: Rozšíření a vývoj neogénu východoslovenské pánve. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 11, Bratislava, 201-227.
- JANŠÁK, Š. 1950: Eolické formácie na Slovensku. — Zemepis. Zbor. Slov. Akad. Vied, Umení 2, 3,4, Bratislava, 7-31.
- JIRÍČEK, R. 1969: Biostratigrafické zhodnocení štěrkové formace v jižní části Podunají. — Zem. Plyn a Nafta 14,2, Kyjov, 129-134.
- JIRÍČEK, R. 1969: Hranica medzi terciérom a kvartérom v Karpatské oblasti. — Manuskript-archív Čs. Naft. Doly, Gbely.
- JIRÍČEK, R. 1972: Litologické korelace neogénu oblasti Ptukša. — Manuskript-archív Čs. naft. Doly, Hodonín.
- JIRÍČEK, R. 1972: Problem hranice sarmat — panon ve vídeňské, podunajské a východoslovenské pánvi. — Mineral. slov., 4, 14, Bratislava, 39-83.
- KASSAI, M. 1976: Permische Bildungen in nördlichen Vorraum das Villányer Getinges. — Geol. hung., Sér. geol. 17, Inst. geol. Hungar, Budapest, 3-109.
- KLEPERLÍKOVÁ, L. — HOMOLA, V. 1954: Závěrečná správa o tíhovém průzkumu v oblasti východného Slovenska v roce 1953. — Manuskript-archív Geofyzika, Brno.
- KLEIS, J. 1954: Průzkum andezitu 1953-1954, Somotor. — Geofond, Bratislava.
- KRIPPÉL, E. 1971: Postglaciálny vývoj vegetácie východného Slovenska. Geograf. čas. Slov. Akad. Vied, 23, 3, Bratislava, 225-241.
- KUŠNIEROVÁ, M. — DERCO, J. 1982: Slovensko — pemza, čiastková správa. — Geofond, Bratislava.
- KVITKOVIČ, J. 1955: Geomorfologické pomery jv. časti Potiskej nížiny. — Geograf. čas. Slov. Akad. Vied, 7, 1-2, Bratislava, 72-84.
- KVITKOVIČ, J. — LUKNIŠ, M. — MAZÚR, E. 1956: Geomorfológia a kvartér nížin Slovenska. — Geograf. čas. Slov. Akad. Vied, 8,2, 2-3, Bratislava.
- LAMBERT, I.B. — SATO, T. 1974: The Kurako and Associated ore Deposits of Japan: A Review of their Features and Metalogenesis. — Econ. Geol. 69, 1215-1236.
- LANG, L. 1957: Průzkum vápence 1957. Streda n. Bodrogem. — Geofond, Bratislava.

- LEŠKO, B. — SLÁVIK, J. 1967: Les trias fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Carpates occidentales et les Carpates orientales. — Geol. Zbor. Geol. Carpath., 18,1, Bratislava, 169-172.
- LEŠKO, B. — SLÁVIK, J. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. — Geol. Práce, Správy 47. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 133-149.
- LEŠKO, B. — VARGA, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. — Miner. slov. 12,2, Bratislava, 97-180.
- LOŽEK, V. 1963: Výzkum ložisek přirozených hnojiv na východním Slovensku. — Zpr. geol. Výzk. v roce 1963, Bratislava, 346-348.
- MAGYAR, J. 1969: Geologicko-petrografické pomery kryštalinika Zemplínskeho ostrova a jeho okolia (Diplom. práca). — Nafta PTZ, Michalovce.
- MANN, O. 1961: Závěrečná zpráva o magnetickém průzkumu ve VSN v roce 1960. — Manuskript-archív Geofyzika, Brno.
- MATĚJKA, A. — ROTH, Z. 1950: Výskyt Cu- rudy u Ladmovcu v karbonu „Zemplínskeho ostrova“ na východním Slovensku. — Věst. St. geol. Úst., 25, Praha.
- MAYER, S. et al. 1967. Výročná správa o refrakčné seizmickém měření v Potiské nížině. — Manuskript-archív Geofyzika, Brno.
- MAZÚR, E. — LUKNIŠ, M. 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. — Geograf. čas. Slov. Akad. Vied, 30,2, Bratislava, 101-121.
- MEISSEL, F. 1954: Zemplínsky ostrov, Geofyzikálne merania. — Manuskript-archív Geol. Priesk. Spišská Nová Ves.
- MICHALÍČEK, M. 1965: Geochemie hlubinných vod a sedimentů Trebišovské nížiny. — Geofond, Bratislava.
- MORŤOVSKÝ, M. et al. 1972: Geofyzikální průzkum ve východoslovenském neogénu — geoelektrické měření v oblasti Beši a Čičarovců. — Manuskript-archív Geofyzika, Brno.
- MORŤOVSKÝ, M. et al. 1974: Seismický průzkum metodou SRB v roce 1973. Oblast východoslovenský neogén, východoslovenský flyš. — Manuskript-archív Geofyzika, Brno.
- MULLEN, E.D. 1983: MnO (TiO₂) P₂O₅ x 10 a minor element discriminat for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. — Earth planet. Sci. Lett. 62, Amsterdam, 53-62.
- NAGY, E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. — Földt. Int. Évk. 51, 1, Budapest.
- NAGY, E. — NAGY, J. 1976: Triasbildungen des Villányer Gebirges. Geologica hung., Ser. geol. 17, Inst. geol. Hungar., Budapest, 113-227.
- NEČAS, J. — HATALA, J. 1958: Průzkum písků ČSR, Králův Chlmec. — Geofond, Bratislava.
- NEMČOK, J. — RUDINEC, R. 1983: Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásmu. Mineral. slov., 15,6, Bratislava, 501-516.
- NĚMEJC, F. 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů na Slovensku. — Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tr.II, 56,15, Praha, 1-34.
- NĚMEJC, F. — OBRHEL, J. 1958: Zprávy o výsledcích vyšetření některých sběrů rostlinných otisků z permokarbonu na Slovensku. Zprávy o geol. Výsk. v roce 1957. Ústř. Úst. Geol., Praha, 165-166.
- OBERNAUER, D. et al. 1971: Zemplínsky ostrov — juh. — Závěrečná správa. Geofyzika Bratislava, Geofond, Bratislava.
- PANTÓ, G. 1965: A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. Mág. áll. földt. Intéz. évi Jelent. 1963, Évről, Budapest, 227-241.

- PANTÓ, G. — KOVÁCS, A. — BALOGH, K. — SÁMSONI, Z. 1967: Rb/Sr deck of Assyntian and Caledonian metamorphism and igneous activity in NE Hungary. — Acta geol. Acad. Sci. hung., 11, 1-3, Budapest, 279-282.
- PAPŠÍKOVÁ, M. 1986: Palinologický výskum kvartérnych sedimentov južnej časti Východoslovenskej nížiny. Čiastková správa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PELÍŠEK, J. 1955: Charakteristika přesypových písků kvartéru Čsl. republiky. — Anthropozoikum 5, Praha, 123-129.
- PETTIJOHN, F.J. — POTTER, P.E. — SIEVER, R. 1972: Sand and sandstone (rus. preklad). Moskva, 1976, 5-522.
- PLANDEROVÁ, E. 1968: Palinologické vyhodnotenie vrtov z VSN. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. — SLÁVIK, J. 1977: Vek bridličnatého súvrstvia z podložia východoslovenských neovulkanitov na základe peľovej analýzy. — Geol. Práce, Správy 67. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169-174.
- PLANDEROVÁ, E. — SITÁR, V. — GREČULA, P. — EGYÜD, K. 1981: Biostratigrafické zhodnotenie grafických bridlíc Zemplínskeho ostrova. — Mineral. slov. 13, Bratislava, 97-128.
- PORUBSKÝ, A. 1957: Hydrogeologické pomery Východoslovenskej nížiny. — Geofond, Bratislava.
- POSPIŠIL, P. 1967: Základný hydrogeologický výskum kvartéru Východoslovenskej nížiny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POSPIŠIL, P. et al. 1969: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1:200 000, list Trebišov — Čierna. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POSPIŠIL, L. 1983: Syntéza geofyzikálnych údajov v oblasti východoslovenských neovulkanitov (Kandid. dizert. práca). — Manuskript-archív Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- PUCHNEROVÁ, M. et al. 1985: Geofyzikálny výskum — Zemplínske vrchy — juh. Archív Geofyzika, Brno.
- REMŠÍK, A. 1983: Štúdia o geologicko-geofyzikálnych pomeroch lokality Borša — Streda nad Bodrogom s ohľadom na výskyt termálnych vôd. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RUDINEC, R. 1966: Výron zemného plynu u Stretavy. — Geol. Průzk., 8,2, Praha, 53-55.
- RUDINEC, R. 1969: Výsledky nového štruktúrneho prieskumu v západnej časti podvihorlatskej depresie. — Geol. Práce, Správy 48. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RUDINEC, R. 1972: Výskyt termálnej vody vo Východoslovenskom neogéne. — Geol. Průzk. 2, Praha 121-123.
- RUDINEC, R. 1973: Neogénna výplň a predneogénne podložie juhovýchodnej časti podvihorlatskej oblasti (vrt Vysoká -1). — Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 211-218.
- RUDINEC, R. 1976: Neogénny vulkanizmus na východnom Slovensku a geotermická energia. Geol. Průzk., 8, Praha, 225-229.
- RUDINEC, R. 1976: Ložiská uhlovodíkov vo východoslovenskom neogéne. Miner. slov., 8,4, Bratislava, 289-318.
- RUDINEC, R. 1978: Nový pohľad na rozšírenie soľonosného súvrstvia Karpatu a vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Správy 71. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59-67.
- RUDINEC, R. 1978: Paleogeographical lithofacial and tectogenetic development of the Eastern Slovakia and its relation to volcanism and deep tectonics. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 29,2, Bratislava, 225-240.

- RUDINEC, R. 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogénnej panvy. — Miner. slov., 12,6, Bratislava, 507-531.
- RUDINEC, R. — ČVERČKO, J. 1970: Výsledky štruktúrneho a čiastočne pionierskeho prieskumu v podvihorlatskej oblasti so zreteľom na prieskum živíc. — Geofond, Bratislava.
- RUDINEC, R. — SLÁVIK, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. Práce, Správy 53. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145-156.
- RUDINEC, R. — TERESKA, C. 1972: Naftovo-plynonádejnosť vulkanických štruktúr vo východoslovenskom neogéne. — Miner. slov., 4,4, Bratislava, 23-28.
- RUDINEC, R. — SLÁVIK, J. 1973: Fázy vrásnenia a paleogeografický vývoj neogénu východného Slovenska. — Geol. Práce, Správy 60. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 225-236.
- RUDINEC, R. et al. 1974: Výpočet zásob plynu na plynovom náležišti Ptukša k 1.9.1974. — Geofond, Bratislava.
- ŘEŘIČHA, M. 1976: Spracovanie geofyzikálnych podkladov zo širokého okolia Veľkých Kapušian. — Geofond, Bratislava.
- SENEŠ, J. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1: 200 000, list Čierna. — Geofond, Bratislava, 85-110.
- SCHMIDT, Z. 1974: Mäkkýše kvartéru južnej časti Východoslovenskej nížiny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SÍS, B. 1954: Průzkum andezitového výlevu Tarbucka — Somotor 1954. — Geofond, Bratislava.
- SLÁVIK, J. 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in Eastern Slovakia. — Geol. Práce, Správy 44-45. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 199-214.
- SLÁVIK, J. 1972: Pochované vulkanické pohorie na juhu východného Slovenska. — Geol. Práce, Správy 58. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 45-56.
- SLÁVIK, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe (Doktor. dizert. práca). — Geofond, Bratislava.
- SLÁVIK, J. 1976: Zemlinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. — Geol. Práce, Správy 65. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7-20.
- SLÁVIK, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. — SNTL Bratislava.
- SLÁVIK, J. — ČVERČKO, J. — RUDINEC, R. 1968: Geology of neogene volcanism in East Slovakia. — Geol. Práce, Správy 44-45. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215-239.
- STAROBOVÁ, M. 1959: Štruktúra Kráľovský Chlmec. Sedimentárne petrografické zhodnocení. — Manuskript-archív Čs. naft. Doly, Hodonín.
- SZÁDECZKY, J. 1897: A Zempléni Szigethegység Földtani Vizsnyai (Geologische Verhältnisse des Zempléner Inselgebirges). — Budapest, 63.
- SVIRIDENKO, V.G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia zakarpatskej prehĺbeniny. Miner. slov. 8,5, Bratislava, 395-406.
- ŠAUER, V. 1928: Vývoj údolí Uže a Latorice. — Sbor. Čs. Společ. zeměp. 35, 3-4, Praha, 69-77.
- ŠAUER, V. 1929: Předvěká činnost karpatoruských řek. Sbor. Čs. Společ. zeměp. 35, 3-4, Praha, 92-109.
- ŠEFARA, J. — KOMORA, J. 1983: Slovensko — uhlie — geofyzika. — Čiastková záver. správa za roky 1980-1982. Manuskript-archív Geofyzika, Bratislava.
- ŠINDLER, M. 1974: Možnosti využitia podzemných vôd jv. časti Patiskej nížiny. — Materiály k VI. hydrogeol. konferencii v Košiciach.

- ŠINDLER, M. — FRANKOVIČ, J. 1969: Potiská nížina — hydrogeológia. — Geofond, Bratislava.
- ŠKVARKA, L. et al. 1976: Hydrogeológia územia listu 38-Michalovce 1:200 000. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠLAHOR, Ľ. 1955: Poznámky k pokryvným útvarom v okolí Kráľovského Chlmca. — Geol. Zbor. 6, 1-2, Bratislava, 65-80.
- ŠPIČKA, V. 1972: Paleogeografie neogénu Československých Karpat. — Sbor. Geol. Věd, užitá Geofyz. 14, Praha, 65-116.
- ŠUBA, J. et al. 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. — Manuskript-archív Hydrometeorol. Úst., Bratislava.
- ŠUTOR, A. — ČEKAN, V. 1965: Regionálny gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východného Slovenska. — Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz., 3, Praha, 35-55.
- ŠVAGROVSKÝ, J. 1964: Zur Torton-Sarmat grenze im ostslowakischen Neogen. — Geol. Zbor. Geol. carpath. 15, Bratislava, 79-84.
- TERESKA, C. 1969: Geologická stavba južnej časti Potiskej nížiny so zreteľom k problematike výskytu živíc. — Manuskript (rigorozna práca), archív Nafta, Michalovce.
- TERESKA, C. 1972: Hlboký štruktúrny prieskum Lastomír — Rebrín. — Geofond, Bratislava.
- THON, A. — CHMELÍK, F. — LEŠKO, B. 1977: Konference průzkumních a výskumních prací na ropu a zemní plyn v ČSSR (naftovo-geologická konference — Kostelec).
- THON, A. — CHMELÍK, F. — LEŠKO, B. et al. 1978: Geologická koncepce vyhledávání ložisek ropy a zemního plynu v ČSSR. — Manuskript-archív MND, Hodonín.
- THON, A. et al. 1978: Správa o výsledcích geologicko-vyhledávacích a průzkumních prací MND k.p. Hodonín za rok 1978. — Geofond, Bratislava.
- TKÁČIK, P. 1961: Slovenské Nové Mesto — hydrogeologický prieskum. — Geofond, Bratislava.
- UHLIG, V. 1903: Ban und Bild der Karpaten. — In Bau und Bildd. osterreichs. Wien — Leipzig, 1-289.
- URBAN, F. 1956: Průzkum andezitu 1956-1957 Svätuša. — Geofond, Bratislava.
- VADÁSZ, E. 1953: A Bakonyi mangánércképződés földtani dialektikája. — Magy. földt., 83, Budapest, 70-74.
- VASS, D. — TÖZSÉR, J. — BAGDASARJAN, G.P. — KALIČIAK, M. — ORLICKÝ, O. — ĐURICA, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. — Geol. Práce, Správy 71. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77-88.
- VASS, D. et al. 1978: Štúdia o pevných palivách v Západných Karpatoch (Slovensko). — Geofond, Bratislava.
- VASS, D. — ČVERČKO, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. — Geol. Práce, Správy 82. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111-126.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1974: Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika kvartérnych sedimentov a fosílnych pôd vo vybraných profiloch (odkryvoch) na Východoslovenskej nížine. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1974: Litologická charakteristika kvartérnych piesčitých sedimentov jv. časti Východoslovenskej nížiny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1981: Rádiouhlíkové datovanie pochovaných a fosílnych pôd kvartéru Západných Karpát. — IV. slovenská geologická konferencia 5. SGÚ, Bratislava, 52-59.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1984: Litogeochemická a mikromorfologická charakteristika

- kvartérnych sedimentov a pôd na listoch Kráľ. Chlmec 1, Kráľ. Chlmec 3, Slanec 3. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1985: Paleomagnetické interpretácie a rádiometrické datovanie veku fosílnych drev južnej časti Východoslovenskej nížiny. — Čiastková správa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VERČIMÁK, J. 1958: Zpráva o geologických pomeroch pieskovišťa v Beši. — Geofond, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. 1983: Litotektonické profily variskou molasou v Malej Fatre a v Zemplínskych vrchoch. — Manuskript-archív. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A. 1986: Všeobecná charakteristika variskej molasy v Zemplínskych vrchoch. — Správy o výskumoch Geol. Úst. D. Štúra. Región. Geol. Západ. Karpát 21. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47-50.
- VOZÁROVÁ, A. 1986: Problémy litostratigrafického členenia permo-karbónu Zemplínskych vrchov a charakteristika luhyňského súvrstvia. Správy o výskumoch Geol. Úst. D. Štúra. Región. Geol. Západ. Karpát 21. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39-46.
- VOZÁROVÁ, A. — VOZÁR, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. — Monogr. (slov. res.). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-313.
- VOZÁR, J. — HANZEL, V. — VOZÁROVÁ, A. — ZLÍNSKA, A. 1986: Vyhodnotenie vrtu BB-1, lok. Byšťa (650 m). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- WINKLER, H. G. 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. — 3d ed. Springer — Verlag, New York — Heidelberg — Berlin, 1-348.
- ZADRAPA, M. 1967: Petrografické rozbory vzorkov z vrtu Zatín-1. Manuskript-archív Čs. naft. Doly, Hodonín.
- ZADRAPA, M. 1968: Sedimentárně petrografické zhodnocení vrtu Zatín-1. Manuskript-archív Čs. naft. Doly, Hodonín.
- ZAPLETALOVÁ, I. 1962: Mikrobiostratigrafická a mikrofaunistická charakteristika pionýrskych vrtů Klečenov-1,2. Manuskript-archív Čs. naft. Doly, Hodonín.
- ZAPLETALOVÁ, I. 1964: Rozbory faun pro výskum v roku 1964. — Manuskript-archív Čs. naft. Doly, Hodonín.
- ZLÍNSKA, A. 1984: Orientačné mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vrtu TR-27. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ZOUBEK, V. 1955: Zpráva o výskumu východní části pásma Kohúta. Zprávy o geol. Výzk. v roce 1954, ČSAV, Praha, 207-208.
- ŽÁKOVÁ, K. — MAGA, J. — KOTRAS, J. 1962: Závěrečná správa o výpočte zásob Kráľ. Chlmec — okolie — piesky. Stav k 1.1.1962. — Geofond, Bratislava.

EXPLANATIONS OF GEOLOGICAL MAP 1:50 000 OF EAST-SLOVAK LOWLANDS

Vladimír Baňacký et al.

Summary

In contrast to the northern part of the East-Slovak Lowlands included in the map 1:50 000 – the present map of the southern part shows outcropping pre-Carboniferous successions – crystalline complexes, Upper-Carboniferous, Permian, Lower and Middle Triassic formations forming the Zemplínske vrchy hills, their foreland and the basement of the Tertiary-Quaternary filling.

PROTEROZOIC

Byšťa Formation consists of high-grade metamorphites: biotite gneisses with staurolite, garnet-biotite-sillimanite gneisses, hornblende-biotite gneisses, amphibolites, migmatites. The data on the Proterozoic age determined by Rb/Sr method and Variscan metamorphosis determined by K/Ar method come from Hungary. The Variscan alteration shows the character of regressive metamorphosis associated with the processes of alcalic metasomatism. In the Alpine stage the intense mylonitization of the whole complex, followed by hydrothermal alteration was associated with Tertiary volcanism. The pressure deformation intensity is variable. There is a conspicuous double-system Alpine shear cleavage in the entire complex.

LATE PALEOZOIC

Zemplín Group

The Late Paleozoic depositional basin represented the continental graben type and resulted from tectonic activation of an ancient, perhaps Assyntian-Caledonian block, during the culminating Variscan orogen.

Čerhov Formation (Westphalian D). It is a basal lithostratigraphic unit of the Zemplín Group. The formation is characterized by cyclical alternation of polymict conglomerates, sandstones, with sporadic interbeds of siltstones and shales. The Čerhov Formation sediments deposited under alluvial conditions in an environment rich in precipitation. Prominent cyclical alternation, well-rounded pebbly material, the absence of the clayey component indicate that the Čerhov Formation sediments are fossil deposits of middle parts of piedmont alluvia.

Luhyňa Formation (Stephanian A). The formation mostly consists of sandstones and clayey shales with sporadic fine-grained conglomerates. The fabric of the entire sedimentary complex is conspicuously cyclical. The formation is characterized by hematite Fe-ore laminae or by pelosiderite concretion layers in dark clayey shales. The dark-grey to black clayey shales contain concentrations of clastic mica, plant debris, bark fragments and disseminated marcasite. Frequent are carbonate- and silicite material laminae, in higher parts of the formation also anthracitized coal interbeds.

The sediments of the Luhyňa Formation originate from a lacustrine environment.

Tráňa Formation (Stephanian A – B). The formation is characterized by cyclothemes with coal seams. It is lithologically divided in two large cycles, several hundreds of metres thick. The lower cycle is characterized by limnic-fluvial coal cyclothemes. Thickness and lateral extension of coal seams range from several mm to 160 cm. The second cycle is devoid of coal-bearing lithofacies and exhibits a conspicuous cyclical alternation of fine-grained conglomerates, sandstones, clayey shales. In some levels above one another are rhyolite-dacite ignimbrites and pyroclastic rocks.

Kašov Formation (Stephanian B – C). The formation consists of a complex of clastic sediments, mostly sandstones and interbeds of clayey shales and sporadical conglomerate layers. Pebbly material of conglomerates consists of mica schists and paragneisses of various types, quartz granitoids, and intraformational volcanics. Sediments – mostly in upper parts – are highly micaceous. The Kašov Formation also comprises layers of rhyolite-dacite volcanoclastics. Sediments were formed in a continental environment under the conditions of rapid transport by strong unidirectional currents.

Cejkov Formation (Stephanian D-Autunian-Saxonian). The formation consists of purple-red, red-brown coarse-clastic material. The sediments are arranged in cycles typical of alluvia in arid regions. They are mainly represented by polymict conglomerates, sandstones, clayey shales. In basal parts of the formation friable conglomerates and well rounded pebbles of metamorphic rocks (mainly chloritized biotite and garnet-biotite paragneisses) granitoids, quartz, intraformational volcanics and of sediments of various types. In the Cejkov Formation sediments are occasional layers of rhyolite tuffs.

Černochoř Formation (Thuringian ?). It is in the basement of Lower Triassic sandstones and fine-grained conglomerates overlying discordantly the basement. The conglomerates form a monotonous complex of red-brown, vaguely schistose claystones. The formation is only preserved in relics E of the village Černochoř and near Veľká Bara.

MESOZOIC

Lúžna Formation (Griesbachian – Lower Anisian). At the base of the formation is a complex of quartz sandstones, subarcoses with layers of fine-grained conglomerates replaced by an evaporite assemblage towards the overlier. The assemblage consists of clayey and dolomite-clayey shales, with sporadical lens-shaped layers of clayey dolomites and gypsum. In the lower part of the Lúžna Formation the sedimentary complex is interpreted as alluvial, and as lagoonal-sabkha in the upper part.

Ladmovce Formation (Upper Anisian – Lower Ladinian ?). The Ladmovce Formation comprises a complex of massive, heavy-bedded, dark-grey and black muddy limestones, interveined with white calcite. The limestones originate from a facies of Gutenstein limestones passing upwards in a formation of light-coloured dolomites with limestone layers and in the map area they are shown as a huge complex of Middle Triassic rocks.

PALEOGENE — NEOGENE

It is presumed that some unidentified sediments, perhaps corresponding to the Inner-Carpathian Paleogene or Karpatian, underlie the Neogene sediments or volcanics, and are present on the pre-Tertiary basement. They represent a sandy-clayey or sandy-shaly facies.

NEOGENE

In the southern part of the East-Slovak lowlands the Neogene formations overlie transgressively and unconformably the pre-Neogene basement. The Neogene successions are represented by sediments and volcanics commencing with the Karpatian and terminating with the Pliocene. The Neogene ranges up to about 6000 m in thickness. It is likely that the Karpatian sediments are the oldest Neogene sediments in the map area. So far we have no direct evidence of their distribution in the southern part of the East-Slovak lowlands, and of their material composition.

Lower Badenian - Moravian, most likely extending over the most part of the map area except the uplifted parts of the Zemplínske vrchy Mts. and the Ptruška elevation. The pre-Neogene basement and/ or the Karpatian is discordantly overlain by the Lower Badenian-Moravian successions mostly covered with younger rocks. The Lower Badenian-Moravian crops out to the surface or beneath Quaternary sediments only on the southern and southwestern margins of the Zemplínske vrchy Mts. in the so-called Černochovský záliv bay and perhaps also near the village Viničky.

Nižný Hrabovec Formation. The borehole Zátin-1 offered the complete profile of the formation, with the non-drilled Lower Badenian thickness ranging up to 600 m. It consists of calcareous siltstones and claystones with layers of calcareous siltstones, acid tuffs, tuffites and rhyodacite. Marly claystones are bituminous. The heavy mineral association comprises frequent volcanogenic pyroxene indicative of possible synsedimentary volcanic activity of intermediary character. The sandstones are calcareous with carbonate cement. The tuffs are frequently quartzite and rhyodacite is propylitized.

Middle Badenian - Wieliczkián have a similar areal extent like the Lower Badenian. The maximum thickness is about 350 m. They crop out to the surface or in the basement of the Quaternary on both sides of the Zemplínske vrchy Mts.

Vranov Formation. In the area of the Zemplínske vrchy Mts. the Vranov-Formation either overlies the Lower Badenian or rests transgressively and discordantly upon the pre-Tertiary basement. It is mostly in the monotonous grey siltstone-claystone facies. The Middle-Badenian volcanics are represented by rhyodacite volcanoclastic complexes and pyroxene andesites. They crop out in the vicinity of Kráľovský Chlmec and in the borehole Zátin-1.

Upper Badenian-Kosovian extend over the entire map area except the upper parts of the Zemplínske vrchy Mts. The maximum established thickness of the Upper Badenian-Kosovian is 1700 m.

Lastomír Formation consists of grey and dark-greysandy claystones to siltstones with layers of sandstones, acid tuffs and tuffites. In the borehole Zátin-1 the most part of the Upper Badenian consists of pyroxene andesites, rhyolites and volcanoclastics including layers of bituminous clays and clayey sandstones. Besides the so-called Zátin volcanics there are extensive complexes of rhyodacites and lava flows with different rhyodacite volcanoclastic facies. They crop out in the NW and NE parts of the Zemplínske vrchy Mts. and around the Veľký and Malý Kamenec villages.

Upper Badenian – Lower Sarmatian. The sea regression took place by the end of the Badenian time. A new transgression of the brackish, gradually desalinated sea commenced in the Sarmatian time.

Klčov Formation is a 200 m thick sterile formation beneath the Sarmatian Stretava Formation. It is represented by grey claystones and siltstones, by scarcer calcareous sandstones, and by andesite tuffs at the base.

Sarmatian extends over almost entire map area, and/or erosive remains of Sarmatian volcanics are also in the uplifted part of the mountain range. The maximum thickness of the Sarmatian is about 2200 m.

Stretava Formation rests upon Upper Badenian sediments and ranges up to 1800 m in thickness. The formation consists of grey calcareous and sandy clays – claystones with layers of bentonites or bentonitized tuffs and sandstones. The lower part of the Stretava Formation includes an andesite complex (Malčice and Beša andesites). The complex consists of andesite flows and volcanoclastics and is situated between the Upper Badenian and the beds containing typical Lower Sarmatian fauna. The volcanosedimentary complex is overlain by grey calcareous clays, calcareous sands and sandstones with layers of acid tuffs and tuffites. Andesites and rhyolites on the periphery of the Zemplínske vrchy Mts. represent the age equivalent of the Stretava Formation in addition to buried Malčice and Beša andesites.

Kochanovce Formation is in the area of Sečovce (out of the map area) and extends to the area of the Zemplínske vrchy Mts. To the south it shows a lateral transition in the Tokaj Formation, extending from the most part over the Hungarian territory. To the east (or NE) it passes into the upper part of the Stretava Formation and to the Ptrukša Formation. The Kochanovce Formation consists of grey-green calcareous clays to sandy clays, and/or sandy layers of redeposited rhyolite tuffs and eventual dispersed redeposited rhyolite material. Lignite seams are scarce. The thickness of the formation ranges up to several hundreds of metres.

Tokaj Formation extends to the southwestern piedmont of the Zemplínske vrchy Mts. from Hungary where it has its stratotypical area. The Tokaj Formation mostly consists of volcanic and volcanoclastic rocks (rhyolites, rhyolite tuffs and tuffites), frequently bentonitized, and of pure bentonite layers and lignite seams. The thickness of the formation exceeds 500 m. The rhyolite extrusion at Viničky and rhyolite volcanoclastics near the village Stretava nad Bodrogom may perhaps also be ranged to the Tokaj Formation.

Ptrukša Formation is in the eastern part of the map area in the surroundings of the village Ptrukša. It consists of calcareous sands, weakly

cemented sandstones with layers of grey and greensish-grey fine-grained calcareous clays, tuffite clays and tuffites. The maximum thickness of the Ptrukša Formation is about 300 m.

Pannonian and Pliocene. In the Pannonian time the degradation of the depositional environment continued. The environment was transformed into slightly brackish to lacustrine, in the Pliocene – lacustrine or fluviolacustrine. Pannonian and Pliocene sediments are most frequent in the central and eastern parts of the map area. They also occur in the form of denudation remnants on the NE piedmont of the Zemplín horst.

Sečovce Formation is near the village Cejkov. It consists of grey, brown-grey, spotty and calcareous clays. In the central part of the lowlands the thickness of the Sečovce Formation ranges up to 300-400 m. The lower parts consist of variegated calcareous clays, the upper parts – of grey calcareous clays. Layers of tuffs, tuffites, coal clays and lignite seams are all over the Sečovce Formation.

Senné Formation overlies the Sečovce Formation but its denudation remnants are on earlier Neogene sediments. The thickness is about 600 m in the central part of the basin. In the map area the Senné Formation mostly consists of variegated clays, in the northern part also of gravels. In the surroundings of Kráľovský Chlmec are the Iňačovce coal seams regarded as part of the Senné Formation. They range up to about 200 m in thickness. The formation consists of variegated clays, sands and gravels. Gravels are mostly present on the eastern periphery of the Zemplínske vrchy Mts. but towards the basin centre limnic pelite sediments dominate.

NEOGENE – QUATERNARY

In the Pliocene-Pleistocene period the clays, sandy clays and sands deposited in lakes. Remnants of the sediments are preserved in the central part of the partial Trakanovce depression. In the western – marginal part is coarser material transported by denudation processes from the horst structure of the Zemplínske vrchy Mts.

Early Pleistocene (Biber? – Gunz). Fluvial-limnic Early-Pleistocene sediments are mostly represented by clays and sands. The marginal part adjacent to the Zemplínske vrchy Mts. (Hraňa graben) is filled with sandy gravels and clay layers.

Middle Pleistocene (Mindel, Riss). The disintegrating lakes left behind fine- to medium-grained sands, fine-sandy clays and fine gravels. (The piedmont stairways were covered with proluvial fans, and the pelites and psammites of Mindel – Riss interglacial deposited on the fluvial-limnic sediments. By the end of the Holstein interglacial the fluvial-lacustrine sedimentation faded out. At the beginning of the Riss glacial period an intense fluvial activity commenced. Depressions, grabens, and the entire subsidence plain was filled with thick sand alluvia. The piedmont stairway of the Zemplínske vrchy Mts. and a part of the Roňava Graben were covered with proluvial gravels. Loesses and sands were formed.

Late Pleistocene (Wurm, Late Wurm). Fluvial activity, mainly in the Wurm glacial, resulted in a mass of fine-grained sediments mostly deposited in the subsidence plain. On the piedmont stairways of marginal mountains the flood plains of creeks were filled with sandy gravels, and proluvial gravels made up fans. Intense eolian activity produced loesses and sands in the entire map area. In the Late Wurm the eolian sands developed further and in the Beša-Pavlovce eolian complex the loess sedimentation terminated.

Holocene. The post-glacial evolution proceeded mainly in the subsidence plain. In the plain, in the Early and Middle Holocene the loams of sandy or clayey character deposited and formed a complex with sand layers and organic component. In the Late Holocene the entire subsidence plain was covered with fine, sandy, fine-sandy-loamy, loamy and clayey flash flood muds.

TECTONICS

The pre-Tertiary basement is built of units deformed by the Variscan tectonics and by Tertiary fault tectonics. On the south the Zemplín block (in a narrower sense) extends to the map area. It is regarded as the West-Carpathian unit. To the north the Ptrukša- and the Pozdišovce - Iňačovce blocks extend to the map area and are regarded as the East-Carpathian units.

The Neogene is disturbed by faults of two main generations. The first generation faults were active in the Lower Miocene time, the younger faults - mostly in the Badenian and Sarmatian times. Earlier faults hidden under young tectonics are likely to have controlled the extent and intensiveness of subsidence during the Lower Miocene time. The younger faults are more conspicuous and divide the East-Slovak Neogene basin into structural units like horsts, grabens, and partly formed the present morphology of the basin. The southern part of the East-Slovak lowlands is disturbed by faults of three strike systems. The main NW - SE striking fault system divided the area into blocks. The less significant fault system is NE - SW striking. There are also sporadic N - S faults. The southern part of the East-Slovak lowlands comprises also tangential structures (upfold- or semi-upfold structures) represented by the Stretava plication structure (N of the map area) and the Ptrukša structure.

In the Neogene-Quaternary neotectonic phase the gradual restructure of the East-Slovak lowlands relief commenced. In the course of general subsidence some more intense movements dissected the lowlands into particular neotectonic units. Horsts, grabens, depressions formed and gave the lowlands a subsidence character. On the western margin of the map area the Zemplínske vrchy Mts. were gradually upfolding, and tectonic-erosional valleys formed along the particular disturbances.

HYDROGEOLOGY

Fluvial sediments are abounding in groundwater resources, particularly in the Strážne - Trakany reservoir filled with 50-70 m thick fluvial sand successions. The groundwater reserves are largely recharged by precipitation and mostly by the rivers Latorica, Bodrog and Tisa in a close hydraulic co-

MINERAL RESOURCES

Ore mineralization is mainly associated with the Zemplínske vrchy Mts. where the ore mineralization is sporadic and poor. Most extensive is the epigenetic Cu-Pb-Zn mineralization which is in Carboniferous, Permian and scarcely in Mesozoic sediments. Mineralogical composition is variable with prevalent pyrite, chalcopyrite, sphalerite. The ore mineralization has a hydrothermal character associated with the zone of intensive hydrothermal alterations like silicification, kaolinization, chloritization, sericitization, illitization.

The syngenetic U-Mo mineralization is associated with dark cement of Permian rocks. This ore-bearing horizon is up to 4 m thick, so it is lithologically significant for further prospection. The association of uran-titanates with pyrite, rutile, leucosene and zircon is in the cement of conglomerates interveined with younger quartz including Cu-Pb-Zn sulphides.

Geological investigations show that rhyodacite bodies Velaty, Mrčel, Kašov, Cejkov and Zemplín are associated with extensive silicification and K-metasomatism, in the case of the Zemplín body also with accumulations of autochthonous and re-deposited explosive-hydrothermal breccia. The phenomena are indicative of submarine products of acid volcanism. The phenomena are characteristic of mineralization of the "Kuroko" type usually associated with volcanic centres of submarine acid volcanism (Lambert - Sato 1974). So the products of Upper Badenian submarine acid volcanism and close occurrences of base-metal mineralization should be paid a greater attention.

Gaseous hydrocarbons occur in the Neogene basin. Lower-Sarmatian gas-bearing horizons (1550-2100 m) are in deposit Ptukša. Gas is in the medium- to coarse-grained sandstones and conglomerates with tuffite admixture. High gasoline content is indicative of a deposit of gas condensation with a chemical composition close to that of low-gravity oil. The zone Čičarovce is on an elevation structure identified by seismic lines. Prognostic gas reserves may be expected in Sarmatian horizons. Possible prognostic deposits of earth gas at Veľké Trakany are indicated by drilling exploration and by seismic line proving the elevation structure of the Sarmatian and partly Badenian. Coal occurrences at Veľká Trňa are associated with the productive Carboniferous which is a part of the Late Paleozoic of the Zemplínske vrchy Mts. The coal-bearing facies has a deltaic-limnic character indicative of extremely variable structure. High coalification ranges to the anthracite to semi-graphite stage. Quality and thickness of seams vary. They range from several cm to 160 cm in thickness. According to quality indices anthracite is suitable for energetic purposes.

The prognostic lignite deposit at Kráľovský Chlmec - Čierna is in the Pannonian and corresponds most likely to the Iňačovce Member. Thickness of the lignite-bearing beds is 250-370 m. The seams are 0.5-1 m, in one case up to 4 m.

Bentonites occur around the Zemplínske vrchy Mts., mainly in association with rhyolite tuffs and tuffites. For this reason the term tuffite-bentonite succession is used. The bentonite succession rests mostly on the Lower Sarmatian (the Stretava Formation), Upper Badenian and on the Paleozoic. It is ranged to the Upper Sarmatian (Kochanovce Formation). Bentonites can be used in foundry plants; bentonites of higher quality may be utilized in ceramics, pharmacy, agriculture a.o. In the southern part of the Zemplínske vrchy Mts. and elsewhere in their surroundings the neovolcanics are represented by strongly perlitized rhyolites and their pyroclastics. Obsidian oc-

currences are also associated with rhyolites. Perlites are used in civil engineering.

Tuffs and tuffites occurred in most boreholes in the surroundings of the Zemplínske vrchy Mts. In their top parts are quarries, so they are easily exploitable. The raw material consists of light-grey to rusty tuffs and tuffites. Owing to the secondary alterations some facies show the character of welded tuffs. At present the material is mostly used for the production of prefabricated elements. Further tuff layers have been revealed by drilling on the western foothill of the Zemplínske vrchy Mts. They are pumiceous tuffs whose main mineral components are the volcanic glass, plagioclases and partly K-feldspars. After effective magnetic separation of biotite the material may be used as ceramic dyestuff. In some boreholes marked zeolitization was proved at certain levels. Volcanic products, mostly Sarmatian, partly Badenian, are used as coated material. The extrusive Lower Sarmatian volcanic body Veľký vrch is the greatest deposit comprising augite-hypersthene andesite with accessory quartz, hornblende and biotite with the felsite-pilotaxite matrix. A large, intensely mined deposit is at the village Plešany on the Chlmecké pahorky upland. It is a part of Middle- to Upper Badenian volcanics. The deposit consists of pyroxene andesite with platy jointing.

In the surroundings of Ladmovce the Middle-Triassic dolomite limestones alternate with limestone layers. The material is suitable for agricultural purposes as fertilizer, for firing lime and partly as building stone.

Badenian marly clays (Vranov Formation) were proved by drilling. They are dark-grey to black. They have a grain size of a very fine-grained material. Their chemical composition corresponds to common clay material. The clays may be used in building ceramics and elsewhere. Eolian, eolian-deluvial and deluvial loamy and clayey-loamy sediments on foothill of marginal mountains are suitable for brick production. They are mostly de-calcified, without CaCO_3 concretions, suitable for the production of fired bricks.

The eastern foothill of the Zemplínske vrchy Mts. and Medzibodrocké ňavy are covered with sandy sediments of eolian origin. They may be used in civil engineering, and after a treatment also in foundry.

Translated by E. Jassingerová