

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE TURČIANSKEJ KOTLINY

1 : 50 000

Zostavil:

JÁN GAŠPARIK

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1995

VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska

Vedecký redaktor:

RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc.

Redakčný okruh:

RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc., (predseda ER), Ing. J. HRTUSOVÁ (vedúca vydavateľstva), RNDr. J. HATÁR, CSc., RNDr. V. BEZÁK, CSc., RNDr. D. VASS, DrSc., RNDr. M. ELEČKO, CSc., RNDr. M. KALIČIAK, CSc., RNDr. M. KOHÚT, RNDr. D. BODIŠ, CSc., RNDr. M. FENDEK, CSc., RNDr. M. GARGULÁK, CSc., RNDr. D. ONAČILA, CSc., Doc. RNDr. A. VOZÁROVÁ, DrSc., RNDr. A. KLUKANOVÁ, CSc., RNDr. M. KOVÁČIK, RNDr. J. LEXA, CSc., RNDr. J. MELLO, CSc., RNDr. M. RAKÚS, CSc., RNDr. V. HANZEL, CSc., RNDr. P. KOVÁČ, RNDr. J. HORNIŠ, RNDr. M. POTFAJ, CSc.

J. GAŠPARIK – R. HALOUZKA – O. MIKO – J. GOREK –
M. RAKÚS – A. BUJNOVSKÝ – J. LEXA – A. PANÁČEK –
O. SAMUEL – V. GAŠPARIKOVÁ – E. PLANDEROVÁ –
P. SNOPKOVÁ – M. FENDEK – J. HANÁČEK – I. MODLITBA –
A. KLUKANOVÁ – E. ŽÁKOVÁ – J. HORNÍŠ – A. ONDREJIČKOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE TURČIANSKEJ KOTLINY

1 : 50 000

Zostavil:
JÁN GAŠPARIK

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1995

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1995

ISBN 80-85314-41-X

OBSAH

ÚVOD	7
PREHLAD GEOLOGICKÉHO VÝVOJA TURČIANSKEJ KOTLINY A JEJ STARŠÍCH VÝSKUMOV.....	8
PREHLAD STARŠÍCH VÝSKUMOV.....	8
GEOLOGICKÝ VÝVOJ KRYŠTALINIKA.....	12
GEOLOGICKÝ VÝVOJ MEZOZOIKA.....	14
GEOLOGICKÝ VÝVOJ TERCIÉRU	15
GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ	20
LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS	24
KRYŠTALINIKUM ŽIARU A MALEJ FATRY	24
KRYŠTALINIKUM ŽIARU	24
TATRIDNÉ KRYŠTALINIKUM.....	31
Malá Fatra	31
MEZOZOIKUM, OKRAJ VEĽKEJ A MALEJ FATRY	40
Tatrikum.....	40
Veporikum.....	42
Hronikum.....	49
Silicikum	52
TERCIÉRNE SEDIMENTY VÝPLNE KOTLINY	53
Paleogénne sedimenty – litologické jednotky	54
VRCHNÝ MIOCÉN – VULKANICKÝ VÝVOJ	62
Formácia Kremnického štítu.....	66
Remetská a flochovská formácia	66
Jastrabská formácia.....	68
SEDIMENTY BÁDENU, SARMATU – PANÓNU	
A DÁKU – RUMANU	69
Budišské súvrstvie – stredný–vrchný bádén.....	69
KVARTÉRNE SEDIMENTY	76
Kvartér	76
Pleistocén vcelku	77
Starý (spodný) pleistocén.....	77
Stredný pleistocén (mladšia časť).....	87
Mladý (vrchný) pleistocén.....	95
Pleistocén/holocén	97
Holocén	98
BIOSTRATIGRAFICKÁ INTERPRETÁCIA	99

MIKROBIOSTRATIGRAFIA SEDIMENTOV PODTATRANSKEJ SKUPINY (VNÚTORNÉHO PALEOGÉNU) NA ZÁKLADE MALÝCH FORAMINIFER	103
VÁPŇITÝ NANOPLANKTÓN TURČIANSKEJ KOTLINY	106
Krieda.....	106
Paleogén.....	106
VÝSLEDKY MIKROFLORISTICKÉHO VÝSKUMU NEOGÉNU TURČIANSKEJ KOTLINY	112
Egenburg	114
Stredný bádén – báza vrchného bádenu	115
Vrchný bádén – spodný sarmat.....	117
Spodný sarmat – vrchnejšia časť	117
Vrchný sarmat – spodný panón.....	118
Vrchný panón – pont.....	118
Pliocén	119
PALYNOLOGICKÝ VÝSKUM PALEOGÉNU SEVERNEJ ČASTI TURČIANSKEJ KOTLINY	119
Palynologická charakteristika skúmaných súvrství.....	120
Stručné paleoekologické vyhodnotenie.....	122
FAUNA MÁKKÝŠOV TURČIANSKEJ KOTLINY	125
SEDIMENTÁRNO-PETROGRAFICKÉ VYHODNOTENIE ŠTUDOVANÝCH LOKALÍT	126
TEKTONIKA TURČIANSKEJ KOTLINY.....	134
PREDTERCIÉRNA TEKTONIKA OKRAJA KOTLINY	134
TEKTONIKA VÝPLNE KOTLINY	136
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY	139
Minerálne vody.....	153
SWAHOVÉ DEFORMÁCIE	155
NERASTNÉ SUROVINY	159
RUDNÉ SUROVINY	159
LIGNIT A HNEDE UHLIE	161
RAŠELINA	164
NERUDNÉ NERASTNÉ SUROVINY.....	164
Stavebné suroviny.....	165
Drvené kamenivo a stavebný kameň.....	165
Hutnícke, chemické a väzné suroviny.....	181
LITERATÚRA.....	184
Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám.....	192

ÚVOD

Geologická mapa regiónu Turčianskej kotliny v mierke 1 : 50 000 a vysvetlivky k nej sa zaoberajú územím, rozprestierajúcim sa medzi Malou Fatrou, ktorá kotlinu ohraničuje od S a Z, a Žiarskym pohorím, ktoré ju lemuje od JZ. Na juhu je kotlina ohraničená vencom vulkanických hornín Kremnických vrchov, na východe Veľkou Fatrou.

Z hospodárskeho hľadiska reprezentuje táto časť územie poľnohospodársku, najmä zemiakársku oblasť.

Mapa i vysvetlivky sú výsledkom kolektívnej práce výskumných pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra. Na zostavenie geologickej mapy a vysvetliviek sa použili výsledky štúdií spoluautorov, ako aj citované publikované i nepublikované práce iných autorov. Autori geologickej mapy sú uvedení v prehľade mapovania a v obsahu vysvetliviek.

Hlavnou náplňou vysvetliviek je ozrejenie geologickej stavby Turčianskej kotliny.

Turčianska kotlina je geneticky viazaná na priebeh sj. mobilnej zóny, ktorá je podstatne väčšia ako pri ostatných vnútrohorských depresiách. Táto mobilita je zvýraznená zvyškami spodnomiocénnych elementov z pôvodného výbežku spodnomiocénnej panvy (egenburg) Podunajskej nížiny. Od Podunajskej nížiny bola oddelená v strednom až vrchnom bádene vyzdvihnutím priečnej hrasti pohoria Žiar a vulkanickou činnosťou v dnešných Kremnických vrchoch.

PREHĽAD GEOLOGICKÉHO VÝVOJA TURČIANSKEJ KOTLINY A JEJ STARŠÍCH VÝSKUMOV

PREHĽAD STARŠÍCH VÝSKUMOV

Územie Turčianskej kotliny bolo predmetom geologických štúdií už v polovici minulého storočia. Prvé správy pochádzajú od ŠTÚRA (1860 a 1886). V týchto prácach sa Štúr dotýka i geologickej stavby Veľkej Fatry a hornej časti Turčianskej kotliny. Štúdiu Veľkej Fatry sa venoval aj HAUER (1869). Podstatnejšie výsledky z výskumu má ADRIAN (1864, 1866), ktorý štrky zaraďuje do eocénu a ostatné sedimenty výplne do pliocénu. Upozorňuje na zložitú tektonickú stavbu a za dôležitý zlom pokladá zlomovú líniu pozdĺž pohoria Minčol. Zaoberá sa aj závislosťou minerálnych prameňov v okolí Martina a viaže ich na zlomovú štruktúru územia. Na základe uvedených štúdií bolo vyhotovené geologické zobrazenie územia.

Ďalšou skupinou geológov, ktorí sa venovali geologickej stavbe Turčianskej kotliny, boli geológovia zo začiatku tohto storočia. UHLIG (1902) pokladá zlomy, ktoré obmedzujú kotlinu, za predeocénne. V samotnom terciéri nepredpokladá už významnejšie pohyby. VETTERS (1907) výplň kotliny zaraďuje do pontu, andezitové horniny obklopujúce kotlinu na J zaraďuje však do sarmatu. V ponte predpokladá súvislosť Turčianskej kotliny s Hornonitrianskou kotlinou. VOGL (1916) a VIGH (1915) zaraďujú zlepenice do neogénu, a to do pontu, ílovité vápence a sladkovodné vápence považujú za levant. Tento názor zastávajú pod vplyvom prác SAWICKÉHO (1909), ktorý upozornil na význam mladých pohybov. REMEŠ (1923) opisuje nález onkofor, na základe ktorých sa domnieva, že sedimenty v Turčianskej kotlině patria k helvétu. V ďalších výskumoch onkofory neboli potvrdené, preto vznikla pochybnosť o ich nájdení. KODYM a MATĚJKA (1924) vyhotovili geologickú mapu, na ktorej sú vyznačené jednotlivé typy neogénnych sedimentov.

K zaujímavým poznatkom došiel MATĚJKA (1931), ktorý zaraďuje sedimenty výplne kotliny do helvétu až tortónu. Pristupuje k tomu na základe dvoch lokalít, a to Dolina j. od Martina a Bystrička v blízkosti obce Bystrička, z ktorých faunu nazbieranú REMEŠOM určoval WENZ. Od Bystričky sa uvádzajú formy *Vivipara oncophora* RZEHAČ, *Melanoptychia pseudo-skalaria* SOBG., *Thedoksia (Meriodonta) aff. crenulata* KLEIN, *Hydrobia*

sp., *Congerina subclaviphormis* RZEHAK, *Oncophora* sp. Na lokalite Dolina boli určené formy *Staltoia gracilis* RZEHAK a *Cypria cossmanni* RZEHAK. Toto Wenzovo určenie foriem naznačuje príbuznosť s faunou onkoforových vrstiev a viedlo mnohých autorov k záveru, že Turčianska kotlina bola záli- vom panónskeho (vrchnomediteránneho) mora, v s. časti značne vyslade- ného. V z. časti kotliny, ako ukazuje fauna nájdená v sladkovodných ja- zerných vápencoch VETERSOM pri Slovenskom Pravne, bola určená takto: *Limnaeus* sp., *Planorbis* sp., *Helix* sp., *Succinea primaeva* MATH. VIGH (1915) našiel na lokalite z. od Martina faunu v ílovitých vápencoch, ktorú KORMOS určil ako *Viviparina* sp., *Melanopsis* sp., *Merilina* sp., *Hydrobia* sp., *Planorbis* sp., *Congerina* (*Dreisseusia* sp.). Aj tieto nálezy fauny a jej určenie viedli autorov k vysloveniu názoru, že ide o panónske (pont) až le- vantské súvrstvie.

Pokúsime sa zhrnúť jednotlivé názory autorov na zaradenie výplne Tur- čianskej kotliny do stratigrafického stupňa. Na základe uvedených nálezov REMEŠ (1923) výplň kotliny pričlenil k onkoforovým vrstvám. MATĚJKA a ANDRUSOV (1931) prijali Remešov názor o onkoforových vrstvách a začle- nili výplň kotliny na rozhranie helvéty a tortónu. ČECHOVIČ (1948) pochy- buje o výskyte onkoforových vrstiev helvéty v Turčianskej kotline a jej vý- plň považuje za tortón. V ďalšom príspevku ČECHOVIČ (1954) objasňuje určenie fauny, ktorá bola zaslaná WENZOVÍ takto: REMEŠ (1923) uverejnil správu o náleze onkoforových vrstiev v okolí Martina. Správa bola publi- kovaná na základe skamenelín, ktoré Remešovi zaslal Vraný a ktoré i sám Remeš nazbieral v sutine kopca Hrby medzi Martinom a Bystričkou, ako aj zo sladkovodných vápencov z lokality Dolina. Čechovič podnikol viac po- chôdzok po oboch lokalitách a pátral po faune onkofor, okrem sladkovodnej biocenózy sa mu však nepodarilo zistiť žiadne lastúrniky, ktoré by pripo- minali onkofory. Podobne ako Čechovič, aj ANDRUSOV (1954) pristúpil k revidovaniu foriem nájdených pri Slovenskom Pravne na lokalite Hliny a fauny od Martina a Dubnej skaly pri Vrútkach. Na základe uvedených re- víznych prác konštatuje, že mnohé druhy, ktoré sa uvádzajú v literatúre, boli určené správne. Zistil však i chybné určené formy a nemohol potvrdiť ani onkofory, pretože neboli nájdené ani na jednej z uvedených lokalít. Tým vnáša ďalšie pochybnosti o prítomnosti onkofor v Turčianskej kotline. Na základe uvedeného štúdia ANDRUSOV (1954) zaraďuje celú neogénnu výplň kotliny do panónu, najpravdepodobnejšie do spodného panónu.

Popri geologickom štúdiu Veľkej Fatry ILAVSKÝ – ČERVENKOVÁ (1947) a BYSTRICKÝ (1948) zmapovali aj okrajové časti kotliny, najmä paleogénne sedimenty v okolí Ďaňovej. Mikrofaune, najmä ostrakódam, v kotline, venoval pozornosť POKORNÝ (1954, 1959). Na základe štúdia výplň kotliny

zaraduje do pliocénu. NĚMEJC (1957), ktorý sa venoval spracovaniu nájdených zvyškov flóry, tiež dospel k názoru, že sú mladšie ako tortónske a sarmatské rastlinstvo stredného Slovenska a zaraduje ich k vyššiemu sarmatu, ale najmä k pliocénu. RAKÚS (1958) spracoval makrofaunu z oblasti Dubnej skaly. Zistil, že táto fauna je endemická a neumožňuje jednoznačné stratigrafické začlenenie súvrstvia. Väčšina druhov sa nedala bližšie určiť. Prítomné rody majú veľké stratigrafické rozpätie a vyskytujú sa i v pliocéne.

V období r. 1957 až 1963 sa venovala pozornosť Turčianskej kotline vzhľadom na prípravu edícií geologických máp 1 : 200 000. Sedimenty kotliny boli členené (BUDAY, 1957, 1959, 1962) na martinské a diviacke vrstvy. K martinským vrstvám sú zaradené fácie bazálnych štrkov, vápnité íly, karbonatické a žulové štrky. Martinské vrstvy sú litologicky veľmi pestré, lebo dochádzalo k rýchlym laterálnym i vertikálnym zmenám. Mocnosť súvrstvia sa predpokladala 400–500 m. Petrografiou neogénnych sedimentov študoval BŘEZINA (1957), ktorý v nich zistil andezitové, ryolitové a možno aj dacitové (?) elementy. Autor ich uvádza najmä z j. časti kotliny. Odtiaľ ich rozšírenie možno sledovať pozdĺž v. okraja panvy smerom na S. Príkladom prítomnosti andezitových pyroklastík v sedimentoch je lokalita pri Blatnici. O dacitovom vulkanizme svedčí prítomnosť vyššej modifikácie kremeňa, biotitu, zeleného amfibolu a andezínu. Z ílovitých minerálov bola zistená väčšinou skupina kaolinitu v súvislosti s ryolitovým vulkanizmom; na andezitový vulkanizmus je viazaný montmorillonit.

Diviacke vrstvy (BUDAY, 1957 a 1962) tvoria najmladšie členy neogénnej výplne panvy. Ide o súvrstvie ležiace diskordantne a transgresívne v nadloží martinských vrstiev. Mocnosť týchto vrstiev je odhadnutá na 50 až 60 m. Súvrstvie sa začína nespevnenými štrkami, ktorých valúnový materiál tvoria prevažne silne rozložené andezity, ďalej sú v nich valúny kremenca a vápencov. Diviacke vrstvy sú opísané najmä v j. časti kotliny. Charakterizované sú tým, že z ílovitých minerálov obsahujú montmorillonity a v klastickej zložke obsahujú preplavenú vulkanogénnu prímes.

Morfogenézu Turčianskej kotliny študoval ČINČURA (1969). Štúdium bolo zamerané predovšetkým na j. časť kotliny a s. výbežky Kremnických vrchov. V skupine riečnych terás bola opísaná vysoká, stredná a nízka terasa. Vysoká terasa na pravom brehu Turca dosahuje v súvislom pruhu šírku až 3 km. Podložie tejto terasy vystupuje v relatívnej výške 3–4 m nad Turcom. Stredná terasa má v j. časti formu dvoch morfológických stupňov. Relatívna výška sa pohybuje v rozpätí 17–19 m. Nízka terasa na Turci dosahuje 4 m a mocnosť 10–15 m.

Geologická mapa študovaného územia bola naposledy urobená pri zostavovaní regionálnej geologickej mapy ČSSR v mierke 1 : 200 000 – list Žilina (ČECHOVIČ, BUDAY in MAHEL et al., 1962).

Koncom 60. a v 70. rokoch sa začali znovu mapovať územia vnútorných kotlín Západných Karpát v rámci regionálneho geologického výskumu s cieľom zostaviť regionálne geologické mapy v mierke 1 : 50 000. Pristúpilo sa k tektonickým a litologickým štúdiám výplne kotlín stredného Slovenska (GAŠPARIK, 1973, 1983, 1987). Začali sa študovať hĺbkové geologické pomery kotliny. Pritom sa realizoval vrt GHŠ-1 (GAŠPARIK, 1974) pri Hornej Štubni. Skúmali sa hydrogeologické pomery Turčianskej kotliny (TKÁČIK – KLAGO, 1967; BUJALKA, 1976). Holocénnym sedimentom sa venovala pozornosť na konferencii o kvartérnych sedimentoch Západných Karpát (VAŠKOVSKÝ – LOŽEK, 1976). Urobilo sa niekoľko geofyzikálnych prác naprieč Turčianskou kotlinou s cieľom vhodne situovať technické práce pri vyhľadávaní podzemných vodných zdrojov tak pitnej, ako aj termálnej vody (ZBORIL et al., 1982, 1985; BLÁHA – POHÁNKA, 1984). Realizoval sa projekt na zabezpečenie a zhodnotenie výskumu geotermálnych zdrojov v Turčianskej kotline (ZEMBJAK, 1987). V súčasnom období sa realizuje hlboký termálny vrt, ktorý má 2 100 m; je v paleogéne.

Na územie Turčianskej kotliny zasahujú po jej okraji jednotky Malej a Veľkej Fatry. MIŠÍK a RAKÚS (1964) uskutočnili litostratigrafický a biostratigrafický výskum liasových karbonatických sedimentov. V rokoch 1964–1967 urobil rozsiahle mapovacie práce v z. časti územia Veľkej Fatry PERŽAL, ktorý interpretoval nový názor na stavbu najvyšších tektonických jednotiek Veľkej Fatry. POLÁK (1976) podáva litofaciálnu a paleogeografickú situáciu fatrika Veľkej Fatry.

Paleogénnym sedimentom bola venovaná pozornosť pri zostavovaní geologickej mapy 1 : 200 000, najmä spracovaním paleogénnej fauny, ktorú študoval KÖHLER (1957). Spracovanie veľkých foraminifer ich umožnilo vekove zaradiť. V oblasti kotliny boli stanovené štyri zóny, ktoré predstavujú rozšírenie od stredného eocénu (spodná časť biaritzu), až po vrchný eocén (vrchná časť priabónu).

V oblasti Turčianskej kotliny v poslednom období prebiehal intenzívny geologický výskum. Dokončených bolo viac máp v mierke 1 : 25 000, získali sa nové poznatky o vývoji a litologicko-petrografickom charaktere tu vystupujúcich jednotiek, ako aj o štruktúrnogeologickej stavbe územia. Veľa nových údajov priniesol biostratigrafický výskum. Informácie o charaktere výplne kotliny, ako aj jej styku so susediacimi pohoriami v poslednom období rozšírilo aj skúmanie materiálu z vrtov GT-10 Slovenské Pravno, GT-11 Trebstovo, GT-12 Valča a GT-15 Jazernica (GAŠPARIK – MIKO – ŽÁKOVÁ, 1991; GAŠPARIKOVÁ, 1987).

Kvartér Turčianskej kotliny reprezentujú sedimenty bohato členené podľa veku (v rozpätí celého pleistocénu a holocénu), genotypu (fluviálne a proluviálne náplavy, terestrické sedimenty a rôzne svahoviny, rašeliný) a litofaciálneho charakteru (frakcie a ich kombinácie – od ílovitých a prachovitých hĺn cez piesky až po štrky alebo úlomky veľmi hrubého či balvanovitého zrna.

Z uvedených podkladov boli pre zostavovateľa kvartéru regiónu doteraz v manuskripte dostupné iba tieto výsledky mapovania kvartéru: HALOUZKA in LEXA et al., 1982; HALOUZKA in RAKÚS et al., 1984; HALOUZKA in GAŠPARIK et al., 1987; HALOUZKA in GAŠPARIK et al., 1988; GAŠPARIK – HALOUZKA et al., 1989.

Kvartér sv. výbežku kotliny autor po úprave prevzal z publikovanej mapy HAŠKO – POLÁK, 1980 (podklad MAZÚRA, územie listu Ružomberok-1) a z nového zákresu VAŠKOVSKÉHO v mape BUJNOVSKÝ et al., 1988 (list Ružomberok-3). Na území Martina a Vrútok bola sčasti použitá aj podrobná inžinierskogeologická mapa v mierke 1 : 10 000 z r. 1986 (IGHP, závod Bratislava; ŽEMBERY et al., 1986). Prihliadalo sa aj na kvartérno-morfologickú štúdiu ČINČURU (1969), týkajúcu sa j. časti kotliny.

Kontúry rozšírenia kvartéru v regiónu (najmä po okrajoch kotliny) autor konzultoval s riešiteľmi predkvartérnych útvarov, zväčša priamo v teréne (GAŠPARIK, RAKÚS, MIKO, GOREK, HÓK).

GEOLOGICKÝ VÝVOJ KRYŠTALINIKA

Komplex hornín kryštalinika, nachádzajúci sa na v. svahoch Lúčanskej Fatry GOREK (in RAKÚS et al., 1989) označil ako lúčanský komplex. Vek primárneho materiálu metamorfítov je predkambriový (?) (zatiaľ nedokázané); niektoré výsledky palynologických analýz z oblasti Lúčanskej Fatry poukazujú na staropaleozoický vek sedimentov (kryštallické bridlice z oblasti Podstráne, ruly s tracheidami a organickými zvyškami od Bystričky). Meta-sedimenty valčianskeho súvrstvia sú devónskeho veku (PULEC, 1988).

Pôvodným materiálom väčšiny rúl boli droby a subdroby, často s prímiesou vulkanickej zložky. Kremité variety vznikli z piesčitejších sedimentov. Prítomnosť ílovej zložky nasvedčuje miestami zvýšený obsah Al, ako aj hojnosť sillimanitu v niektorých rulách. Produkty báziického vulkanizmu boli zmenené na amfibolické horniny, hojne sa vyskytujúce najmä v Lúčanskej Fatre. Zložením sú blízke tholeiitickým, až na Al bohatým bazaltom gaberopidotitovej formácie. Pôvodne išlo najmä o lávové prúdy, menej intruzívne siltové telesá, prípadne výplne žíl. Hojne bol zastúpený aj vulkano-

klastický a vulkanicko-sedimentárny, sčasti možno redeponovaný materiál. Produkty kyslého vulkanizmu dosiaľ neboli opísané, podľa niektorých autorov by však nimi mohli byť terajšie variety rúl a migmatitov. Organickou prímесou boli čierne bridlice Lúčanskej Fatry obohatené primárne, možný je však i sekundárny prínos hmoty po porušených zónach.

Komplexy kryštalinika Lúčanskej Fatry majú polymetamorfný charakter. Regionálna metamorfóza hornín tatrika prebehla v období 380–400 mil. rokov (hranica silúr – devón); izotopová homogenizácia bola potvrdená na základe určenia pomerov $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Výsledky U-Th-Pb stanovení zirkónov ležia na konkordii s rozpätím vekov 300–400 mil. rokov (KRAL – GOLTZMAN – PETRÍK, 1987).

Metamorfóza hornín skôr bola spájaná väčšinou s pôsobením granitoidných intrúzií variského veku. Variská metamorfóza na mnohých miestach prebehla len za podmienok fácie zelených bridlíc.

Údaje o P-T podmienkach premeny naznačujú, že horniny kryštalinika Lúčanskej Fatry predstavujú najhlbšie v súčasnosti známe zóny variského fundamentu Západných Karpát. Ich premena dosiahla sillimanitovo-biotiticko-muskoviticko-K-živcovú, resp. sillimanitovo-biotiticko-K-živcovú subfáciu amfibolitovej fácie. Podmienky premeny metamorfítov v j. časti pohoria Žiar dosiaľ stanovené neboli.

Granitoidný plutonizmus v tatriku mal široké rozpätie – 390–286 miliónov rokov; izotopové datovanie poukázalo na jeho polyfázový charakter. Granitoidná magma, ktorá vznikla prevažne anatexiou hornín starších vulkanicko-sedimentárnych komplexov, prenikla z hlbších častí kôry do vyšších po kulminácii variských orogenetických pohybov. Nepredpokladá sa výraznejšie uplatnenie frakčnej diferenciácie granitoidnej magmy, mohlo ísť o postupnú diferenciáciu za vzniku rôznych variet hornín. Pri reakciách s horninami metamorfovaného plášťa došlo ku kontaminácii a asimilácii taveniny, vzniku hybridných variet a k rôznym metasomatickým premenám.

S intrúziou granitoidov je spojená i ďalšia premena metamorfovaných hornín. Tieto horniny boli intenzívne migmatitizované, injektované i presýtené granitoidným mobilizátorom. Do okolitých komplexov prenikli aj menšie telesá granitoidných hornín. Miestami sa zvyšky metamorfovaného plášťa (ruly, amfibolity) uchovali priamo v granitoidoch vo forme „utopených, nestrávených“ restov a enkláv.

Tvorba pegmatitov a aplitov sa viaže na dozvuky hercýnskeho tektonicomagmatického cyklu.

Alpínske tektonickodeformačné procesy sa prejavili v horninách kryštalinika len v rámci disjunkčných štruktúr, najmä mechanickým drobením a zbridličnatením hornín za vzniku mylonitov, blastomylonitov a pod. Dislokač-

ne premenené metamorfované horniny majú lokálne až charakter fylonitov. Podmienky vzniku minerálnych asociácií v tomto prípade neprevýšili hranicu nízkoteplotnej časti fácie zelených bridlíc.

Najmladšie pohyby, pri ktorých boli masívy kryštalinika porušené, prebehli v miocéne. Pri nich nastali vertikálne pohyby, výzdvih masívov, rozblokovanie, ako aj horizontálne posuny. Výzdvih Malej Fatry prebehol pred 18–25 mil. rokov (stanovené metódou FT). Od tých čias po súčasnosť trvá intenzívne zvetrávanie hornín kryštalinika, erózia masívov a ich denudácia.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ MEZOZOIKA

Krížňanský príkrov. Najstaršími sedimentmi krížňanského príkrovu sú gutensteinské vrstvy anisu. Ide väčšinou o fosiliferné mikrity, ktoré sedimentovali v hĺbke niekoľko desiatok metrov (cf. TOLLMANN, 1976). Sprievodným javom gutensteinských vrstiev je silicifikácia a rozličné typy dolomitizácie.

Ladin až karn reprezentujú ramsauské dolomity, ktoré podľa zvyškov diplopor sedimentovali v uzavretom prostredí internej platformy, najpravdepodobnejšie intertidal až subtidal. Pre sedimentáciu karpatského keuperu (norik) je príznačné mnohonásobné striedanie rytmov krátkodobých morských ingresií a regresií v extrémne aridnom prostredí (cf. MICHALÍK, 1979). Na mapovanom území je vyvinutý biostromaticko-lagunárny vývoj kôsenských vrstiev turčianskeho typu. Tento vývoj rétu sa vyznačuje veľkou hĺbkou a koralovými a hubovými vápencami (MICHALÍK, 1976). Kapienecké súvrstvie je zložené z bazálnych klastiek, spodných vápencov a ílovcov so zvyškami fauny, ktorá poukazuje na prehlbovanie morskej panvy. Počas lotaringu až toarku sedimentovali algäuske vrstvy. Podľa MIŠÍKA – RAKÚSA (1964) škvrnité vápence sedimentovali v hĺbke niekoľko sto metrov, pričom faunu dna najčastejšie tvorili červy a hubky. Kremité rádioláriuové vápence a kremité sliene dogeru predstavujú konštantnú litofáciu, ktorá sa vyznačuje rytmickým striedaním tenkých lavíc kremitých rádioláriuových vápencov a rohovcov. Obsahujú početné rádiolárie, ihlice húb a *Globochaete alpina*, ktoré poukazujú na otvorené morské prostredie externej platformy.

Malm vykazuje väčšie faciálne zmeny ako doger. Uplatňuje sa tu dvojčlenenie platné v celom priestore tetýdy (cf. FENNINGER – FLÜGEL – HOLZER, 1971). Oxford až spodný titón zastupujú aptychové a sakokómové vápence.

Tieto vápence sú superponované kalpionelovými vápencami Biancone s. l. a patria k vyššiemu titónu až spodnému beriasu s tesným spojením titónsko-beriaskej fauny. Počas vyššieho beriasu až hoterivu sedimentovala

na rozsiahlych priestoroch pelagická rytmická litofácia zložená zo sledu slienitých vápencov až slienov otvoreného mora externej platformy. Od barému do albu pokračovala sedimentácia v otvorených morských podmienkach, pričom sedimenty majú flyšoidný charakter s väčším i menším obsahom glaukonitu, fosfátov a detritického kremeňa.

Chočský príkrov je reprezentovaný v tejto oblasti triasovými sedimentmi stratigrafického rozsahu anis až norik. Najstaršie sedimenty tvoria tmavosivé až čierne mikritické gutensteinské vápence spodného anisu. Ich maximálna mocnosť nepresahuje 80 m.

V ich nadloží spočíva mohutný komplex ramsauských dolomitov stratigrafického rozsahu vrchný anis až ladin. Litologicky sú to sivé, prevažne vrstevnaté, celistvé, jemnokryštalické dolomity obsahujúce často zvyšky diplopór. Mocnosť komplexu dosahuje až 200 m. V ladine až spodnom karne sa miestami vyskytujú svetlosivé až biele lavicovité, zriedka masívne, výrazne organogénne wettersteinské vápence s prevažne back-rifovou faciou s množstvom diplopór. Mocnosť súvrstvia nepresahuje 100 m.

Súvrstvie lunzských vrstiev je vyvinuté len rudimentárne a dosahuje maximálnu mocnosť 10 m. Ide o charakteristické súvrstvie ílovitých bridlíc a jemnozrnných pieskovcov.

Vrchný karn reprezentujú sivé lavicovité biomikritické oponické vápence, ktorých mocnosť nepresahuje 25 m.

Najmladším súvrstvím chočského príkrovu v oblasti sú sivé hrubolavicovité a masívne hlavné dolomity, dosahujúce mocnosť do 300 m. Vekove zodpovedajú noriku.

Tatridné mezozoikum je zastúpené lužnianskym súvrstvím. Je to súbor detritických sedimentov zložených najmä zo stredno- až hrubozrnných kremencov, kremitých pieskovcov a drobových pieskovcov svetloružových alebo svetlosivých farieb. Smerom do nadložia sa objavujú medzivrstvičky ílovcov zelených odtieňov. Niekedy sa vyskytuje šikmé zvrstvenie a laminácia. Prechod do werfénkových vrstiev je pozvoľný, prejavujúci sa zvýšenou frekvenciou vložiek piesčitých bridlíc. Stratigraficky ho začleňujeme do skýtu.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ TERCIÉRU

Paleogénne sedimenty kotliny môžeme sledovať v sv. časti študovaného územia, a to na v. úpätí Veľkej Fatry od obce Mošovce smerom na S. Paleogénne sedimenty sú vyvinuté ako borovské, hutianske a zuberské súvrstvie (GROSS – KÖHLER – SAMUEL, 1984).

Borovské súvrstvie predstavujú bazálne karbonatické zlepence až brekcie a organogénne vápence. Zlepenca a brekcie sú tvorené vápencovo-dolomitickými valúnami. Tmel zlepenec je vápnitý s bohatými zvyškami organizmov.

Hutianske súvrstvie tvoria vápnité ílovce dokonale vrstevnaté, ktoré sa striedajú s polohami jemne piesčitých vápnitoílovitých bridlíc. Celé súvrstvie je pomerne silne stlačené, na vrstevných plochách sú zreteľné šmykové plochy a tektonické zrkadlá. Pieskovce sú zväčša jemnozrnné, sivého sfarbenia, vápnité a bohaté na sľudu. Miestami sú pieskovce masívneho charakteru (Ďanová – nad cintorínom), nevrstevnaté. V tmavosivých vápnitoílovitých bridliciach bola nájdená mikrofauna, zodpovedajúca spodnému priabónu. V niektorých ílovitých polohách sfarbených dohnedá až čierna bol zistený zvýšený obsah mangánu. Bolo možné sledovať tenké polohy mikritového manganolitu s obsahom MnO_2 až 15,60 %. V hutianskom súvrství, vo vyšších polohách boli nájdené hnedé, kremité ílovce, s črepovitým až lístkovým rozpadom. Ide o menilitové vrstvy.

Zuberské súvrstvie predstavuje pieskovce až piesky svetlosivej farby s guľovitým rozpadom, miestami sú v nich konkrécie s priemernou veľkosťou 40–70 cm. V podloží tohto súvrstvia sa vyskytuje flyšoidné súvrstvie, v ktorom dochádza k striedaniu pieskovcových vrstvičiek mocných 6 až 7 cm i menej s vrstvami tmavosivých vápnitých ílov, ktoré majú mocnosť 10–20 cm. Na základe nálezov fosílií (nanoplanktónu a foraminifer), ako aj podľa porovnávacieho štúdia, najmä s územím Hornonitrianskej kotliny, toto súvrstvie autor začleňuje do spodného až stredného oligocénu. Strednooligocénne súvrstvie bolo zistené i vo vrte GT-11 (Trebostovo), v ňom v hĺbke 319,0–349,2 m boli navrátané sivé vápnité íly až ílovce, prípadne vápnito-ílovité bridlice s nanoplanktónovou flórou stredného oligocénu (GAŠPARIKOVÁ, 1987).

Neogénnu výplň Turčianskej kotliny tvoria sedimenty egenburgu (rakšianske súvrstvie), a to zlepenca, ílovité vápence a piesky. Zlepenca majú oligomiktný karbonatický charakter, sú drobnozrnné, valúny dosahujú v priemere 4 mm, ojedinele sa nájdu i valúny väčšie – v priemere 3 cm. Litológicky patria najmä k dolomitom rozličných štruktúr, zriedkavejšie sú prítomné valúny vápencov (triasové) a len ojedinele dolomitické vápence. V zlepencoch, čiastočne aj v ílovitých vápencoch, boli nájdené organické zvyšky. Vo výbrusoch ílovitých vápencov sa zistili úlomky lastúrnikov so zachovanou pôvodnou štruktúrou schránky. Ďalej boli nájdené úlomky machoviek, niekoľko exemplárov foraminifer atď. Na niekoľkých lokalitách zlepenec (Rakša, Mošovce, Turčiansky Michal, Turčianske Teplice, Blatnica) bola nájdená i makrofauna, a to *Pecten hornensis*, *Chlamys palmata*, úlomky ostreí atď. (GAŠPARIK, 1978).

Ďalším komplexom výplne sú andezitové tufy, tufity, pyroxenické andezity, aglomeratické tufy, tufity, ryolity a ich pyroklastiká (turčecká formácia) podľa KONEČNÉHO, LEXU, PLANDEROVEJ (1980) patriace k strednému bádenu; nachádzajú sa však iba na okraji j. časti kotliny v blízkosti Kremnických vrchov (Horná Štubňa, Dolná Štubňa, Sklené).

K vyšším horizontom neogénnych sedimentov podieľajúcich sa na výplni Turčianskej kotliny patria sedimenty klastického charakteru, ktoré zaradujeme do vrchného bádenu (budišské súvrstvie). Tieto horizonty sú tvorené pieskami a pieskovecami, ktoré môžu mať litologicky rozdielne zloženie. Piesky a pieskovce, ktoré sa nachádzajú na úpätí Žiarskeho pohoria, majú charakter rozpadavej, silne zvetranej žuly. Tieto piesky v prevažnej miere obsahujú zrná kremeňa veľkosti do 3 mm, ktoré majú hranatý, angulárny tvar. Zachovanie hranatosti stredne hrubých zŕn poukazuje na to, že zrná neboli takmer vôbec transportované a nachádzajú sa veľmi blízko miesta zvetrávania pôvodných hornín – granodioritov Žiaru. V pieskoch sú prítomné i početné zrná živcov, ktoré sú buď voľné, alebo prerastené s kremeňom. O väčšom zastúpení živcov svedčia i chemické analýzy pieskov, v ktorých celkový súčet hodnôt obsahu alkálií dosahuje rozpätie 5,37–6,30 (s obsahom K_2O od 3,16 do 4,0 hmot. %; od 1,37 do 3,0 hmot. %). Okrem kremeňa a živcových minerálov piesky obsahujú i tmavé minerály. Ide o piesky kaolinického charakteru (Rudno, Budiš, Dubové). Iné štrkozlepcové a piesčité horizonty nachádzajúce sa na úpätí fatranských mezozoických masívov majú charakter karbonatických sedimentov (Polerieka, Ambramová). Ide o sedimenty (abramovské vrstvy), ktoré vznikli počas horotvorných procesov (vrchný bádén), pri deštrukcii horských masívov, neboli však prenášané na veľkú vzdialenosť a zostali v blízkosti pohorí. O tom svedčí ostrohrannosť valúnov a ich malé premiešanie s iným materiálom. Po upokojení horotvorných procesov a skončení vulkanickej činnosti dochádza k pokojnej ílovito-piesčitej sedimentácii s výraznou vrstevnatosťou. V týchto pieskoch sa vyskytujú popolovité zvyšky vulkanickej činnosti, v ktorých boli nájdené i odtlačky flóry.

Ďalším výrazným horizontom sú pelitické, miestami psefitické sedimenty, stratigraficky patriace do sarmatu–panónu (martinské súvrstvie). Ide o proces, v ktorom pokračuje sedimentácia v pomerne pokojnom prostredí, čím vznikajú jemné pelitické sedimenty, najmä vápnité íly, sladkovodné vápence a na konci v ílovitom súvrství sa tvoria šošovky lignitu. V týchto sedimentoch boli nájdené polohy s bohatými zvyškami endemickej makrofauny, ostrakódami a so zvyškami flóry (Martin, Žabokreky, Bystrička atď.), ktoré sa nachádzajú v sladkovodných ílovitých vápencoch, vo vápnitých íloch, ako aj v tufitických pieskoch.

Pri tomto období sa treba zastaviť a pouvažovať o paleogeografických podmienkach tejto časti Západných Karpát. Ide o obdobie po intenzívnych horotvorných procesoch, po intenzívnej vulkanickej činnosti, keď sa začína tvoriť rozsiahle sladkovodné jazero. Dá sa predpokladať, že dovtedy vodné toky zo S tiekli smerom na J do otvoreného morského prostredia (egenburg – spodný bádén). Po horotvorných procesoch v bádene, keď sa začal tvoriť graben a po intenzívnej vulkanickej činnosti došlo však na J územia k zahradeniu odtokov smerom na J a vytvorilo sa bezodtokové jazero, v ktorom sa usádzovali opísané sedimenty. Po naplnení týchto priestorov si voda hľadala nový odtok. V tom čase si vodný tok (Váh) našiel cestu cez strečniansku úžinu, a tým sa vytvoril nový tok smerom na Z. Tento tok mohol byť horotvornými procesmi čiastočne narušený, čo mohlo napomôcť odtok. Týmto smerom začala voda vytekať z jazera turčianskeho grabenu. Takto vzniknutá klesajúca kryha – turčiansky graben – bola v dolnej časti zahataná a vytvorilo sa jazero. Dolná časť toku sa tým vzdula a aby sa spádová krivka vyrovnala, v hornej časti grabenu došlo k silnému nanášaniu. To spôsobilo, že v hornej časti klesajúcej kryhy prevládali sedimenty, ktoré sa postupne prenášali na celú časť toku klesajúcej kryhy. V hornej časti toku sa začala intenzívna erózia, vychádzajúca od zlomového okraja, ktorá dodávala materiál sedimentom na klesajúcej časti toku. Tým sa ochudobňovala horná časť jazera, ktorá sa v neskoršom období silne zaštrkovala.

Posledným, najvrchnejším horizontom je štrkovo-zlepcové súvrstvie (blažovské súvrstvie), ktoré stratigraficky patrí do dáku až romanu. Ide o štrkopiesky, tvorené valúnmi, ktoré sú často polymiktného charakteru (vápence, kremeň, dolomity, miestami aj vulkanity), ďalej sú to polohy tmavosivých ílov s lignitovými šošovkami (Karlová, Malý Čepčín) a štrkopieskové vrstvy (Blažovce, Moškovec, Socovce, atď.).

Posledný geologicko-geomorfologický cyklus vývoja Turčianskej kotliny prebiehal zrejme už od mladšej časti pliocénu, avšak v rozhodujúcej miere v kvartéri. Výrazne ho podmienilo a ovplyvnilo niekoľko etáp tektonických pohybov. Následkom bola niekoľkonásobná (opakovaná) výšková tektonická diferenciácia kryh v kotline a na jej okrajoch, čo usmernilo paleohydrograficko-morfologický (paleogeografický) vývoj, najmä v kvartéri.

V pliocéne sa začína (po ústupe jazerných panví) v turčianskom grabene terestricko-fluviálny typ vývoja dna kotliny. V kvartéri máme najstaršie (t. j. spodnopleistocénne) riečne terasy Turca iba v južnej až strednej časti kotliny (v s. absentujú, a podľa rozborov geológie primárne). Takisto morfometrické výškové analýzy terás podľa kryh (kvantitatívne, v časovej postupnosti aj v územných reláciách) poukazujú na priečno kvartérne hrast'ové štruktúry v strede turčianskeho grabenu. Tieto i ďalšie skutočnosti (osobitne

charakter a vek sedimentácie štrkového komplexu diviackeho kužeľa Turca na J kotliny) sú dostačujúce na záver o existencii samostatného riečného bazénu Turca v j. časti terajšej Turčianskej kotliny, v priebehu spodného pleistocénu odvodňovaného nie do Váhu, ale zrejme do Ponitria (cez Vyšehradské sedlo). Pritom hodnoverne je tento fakt preukázaný (aspoň vo vzťahu „nazad“ k spodnému pleistocénu – na obdobie dočasné) na koniec spodného a začiatok stredného pleistocénu.

V tom čase sa teda vytvorili spomínané spodnopleistocénne vysoké terasy Turca (J kotliny) i Váhu (s. okraj kotliny, oddelene od Turca). Potom nasledovalo uloženie štrkového komplexu mindelského diviackeho veľkužeľa (J kotliny) a k nemu súvekých terás po okrajoch kotliny. Ešte v priebehu jeho akumulovania sa postupne a preukázateľne končí sedimentačná dvojčlennosť Turčianskej kotliny (J–S), čo podmienilo predovšetkým skončenie hlavnej etapy kvartérnej tektonickej aktivity v regióne (kromérskej až mindelskej).

Vo vlastnom (risskom) období stredného pleistocénu a vo vrchnom pleistocéne sa pod veľmi výrazným vplyvom cyklickosti striedania klímy (glaciály – interglaciály) vytvárali hlavné a dnes najrozšírenejšie celokotlinové terasové (stredné stupne) a dnové štrkové akumulácie vedľa Turca (Žarnovice, potokov) a Váhu. Celý Turiec je už odvodňovaný do Váhu. Významná bola vtedy aj soliflukcia a ostatné periglaciálne procesy. Diferenciačné tektonické pohyby pokračovali (najmä v etapách od intrarisského obdobia a vo vrchnom pleistocéne).

V holocéne okrem naplavovania dolinných nív tokov sa v regióne tvorila rašelina (slatinného typu) a sladkovodné vápence (penovce). Dokladajú postupné formovanie recentného zloženia vegetácie (lesov) oblasti a prvkov jej fauny (malakofauny). V súčasnosti človek tento pôvodný recentný stav vegetácie a fauny mení. V husto osídlenej oblasti výrazne zasahuje aj do geologického zloženia povrchu kotliny (stavebná a iná činnosť – navážky, odkopy a i.).

Územie Turčianskej kotliny s prilahlými časťami pohorí patrí do povodia Váhu (4-21), ktorý preteká jej severnou časťou. Hydrologickú os kotliny vytvára rieka Turiec pretekajúca približne jej stredom, ktorá odvádza prevažnú časť povrchových vôd kotliny do Váhu a vytvára tak jeho čiastkové povodie 4-21-05. Váh pred vstupom do kotliny, nad ústím Šútovského potoka, odvodňuje územie s rozlohou 4 278,6 km² a dĺžka jeho toku dosahuje 107,1 km. Jeho priemerný prietok na profile v Kraľovanoch za roky 1921–1953 bol 76,9 m³/s a za roky 1954–1960 dosahoval 70,4 m³/s. Naproti tomu Turiec pred vstupom do kotliny veľkosťou povodia ani prietokom nedosahuje hodnoty viacerých svojich prítokov a jeho priemerný prietok na

profile Turček kolíše len okolo 8 % hodnoty priemerného prietoku na profile Martin. N-ročné maximálne a minimálne prietoky na spomínaných recipientoch sú uvedené v tab. 3. Významnejšie pravostranné prítoky Turca sú: Mútnik, Teplica, Blatnický potok, Necpalský a Beliansky potok. Významnejšie ľavostranné prítoky Turca sú: Biely potok, Jasenica, Polerieka, Suchá Vrčica, Valčiansky potok, Trebostovský potok, Bystrička a Pivovarský potok. Povrchové toky tohto územia majú najvyššie prietoky od polovice apríla do polovice mája. Najvyššie priemerné mesačné prietoky majú prevažne v apríli. Minimálne prietoky majú spravidla za tuhých mrazov v zime. Najnižšie priemerné mesačné prietoky majú v januári alebo vo februári. Klimaticky územie patrí do mierne teplej a vlhkej oblasti s chladnou alebo studenou zimou (B7). Priemerná ročná teplota v kotline sa pohybuje medzi 5,9–8,9 °C. Najnižšie teploty s priemerom -4,0 °C pripadajú väčšinou na január. Najvyššie teploty pripadajú na júl, keď je priemerná teplota 16,9 °C, pričom maximá v lete vystupujú zvyčajne nad 25 °C. Priemerný počet dní so snehovou pokrývkou v kotline je 80–100 (HENSEL – PETROVIČ, 1976). Intenzita zrážok v kotline je rozložená podľa polohy voči jej horským okrajom. Stredné časti kotliny majú priemerný ročný úhrn zrážok 750–800 mm, okrajové územia 800–850 m a priľahlé časti pohorí 850–1 100 mm. Maximum zrážok pripadá na letné mesiace, pričom dlhodobý mesačný priemer za jún a júl je 85,8 mm, a minimum na zimné mesiace, pričom dlhodobý mesačný priemer za január a február je 37,5 mm. Úhrnný výpar na hodnotenom území nebol dosiaľ vyčíslený. Orientačné údaje pre toto územie možno získať buď analógiou so stanovovaním výparu z oblasti Veľkej Fatry (harmaneckej synklinály), v ktorej úhrnný výpar stanovený bilančnou metódou za jednotlivé roky obdobia 1971–1980 bol v hraniciach 444,5–844,8 mm, alebo využiť údaje, získané pre klimatickú stanicu Žilina, ktoré publikoval TOMLAIN (1965), s príslušnou korekciou na nadmorskú výšku. Na základe týchto údajov úhrnný výpar z tejto oblasti vychádza v dlhodobom priemere medzi 414–500 mm.

Klimatické pomery spolu s geomorfologickými a odtokovými pomermi, geologicko-tektonickou stavbou a ďalšími menej výraznými činiteľmi (zalesnenie a pod.) podmieňujú hydrologické a hydrogeologické pomery skúmaného územia. Od týchto činiteľov závisí, aký podiel zrážok pripadá na výpar a povrchový odtok, aké množstvo zrážkových vôd dopĺňa zásoby podzemných vôd v geologických štruktúrach a aké sú fyzikálno-chemické vlastnosti týchto vôd.

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Turčianskou kotlinou prechádza hlbinný seizmický profil K-III (HRDLIČKA et al., 1983). Profil K-III prebieha z Frýdlantu nad Ostravicou cez Žilinu, Zvolen po hranice s Maďarskom; Turčiansku kotlinu pretína medzi Valčou

a Mošovcami. Cieľom týchto prác bolo sledovať rozhranie v zemskej kôre až po Moho-diskontinuitu.

V reze efektívnych rýchlostí je Turčianska kotlina zónou zvýšených efektívnych rýchlostí – rýchlosti 5,8–6,0 km/s boli zistené už v hĺbke cca 9 km. V seizmickom reze refrakčný horizont vytvárajúci v kotline miernu depresiu, je v hĺbke okolo 3 km (v oblasti magurského flyšu je tento horizont v hĺbke 7 km), pri j.v. konci profilu v hĺbke 2 km. Priradenie tohto refrakčného horizontu ku geologickej realite je nejasné. V oblasti Turčianskej kotliny sa ukazuje zhoda formy tohto horizontu s formou kontaktu mezozoika s jeho kryštalickým podkladom.

V oblasti Turčianskej kotliny je Moho-diskontinuita interpretovaná podľa K-III v hĺbke cca 35 km. Je uložená subhorizontálne s úklonom k JV.

Regionálne seizmické profily 4HR/86, 4AHR/86 a 519/87 sú v štádiu spracúvania. Sú premerané metódou spoločného reflexného bodu. Ich úlohou je získať poznatky o geologickej stavbe vnútorných Karpát, riešiť stavbu podložia terciérnej výplne a jeho vzťah ku kryštalickému podložíu.

Región Turčianskej kotliny a priľahlých pohorí je pokrytý gravimetrickými meraniami s hustotou meracích bodov 4 až 6 na km², čo zodpovedá mierke 1 : 50 000 (ZBOŘIL et al., 1975; SZALAIOVÁ et al., 1977, 1978). Turčianska kotlina vo svojej hĺbkovej štruktúre predstavuje intenzívnu asymetrickú depresiu, ktorá je súčasťou karpatského tiažového minima. Táto záporná tiažová anomália nie je odozvou len akumulácie ľahších terciérnych sedimentov. Predneogénny substrát je vo vlastnej kotline rozčlenený na tri samostatné čiastkové depresie: Žabokreky – Martin, Kaľamenová – Borcová – Folkušovce a Sklené – Horná Štubňa. Generálny severojužný smer Turčianskej kotliny sa v jednotlivých čiastkových depresiách mení na sz.–jv. v južnej časti a s.–j. až sv.–jz. smer v strednej a s. časti. Jednotlivé depresie sú oddelené priečnymi elevačnými štruktúrami v priestore Dubové – Turčianske Teplice a Kláštor pod Znievom – Blatnica.

Okrajové zlomové štruktúry majú veľkú intenzitu vertikálneho posunu, v stykových oblastiach s Malou a Veľkou Fatrou aj viac ako 2 000 m. Najintenzívnejší gradient tiažového poľa je pri v. okraji Malej Fatry v priestore Bystrička – Valča – Kláštor pod Znievom. Z analýzy tiažového poľa vyplýva, že vo v. a strednej časti majú zlomové systémy smer SSV–JJZ až SV–JZ, v južnej sa menia až takmer na priečne smery SZ–JV. Meridiálny centrálnokarpatský zlomový systém je výrazný najmä v s. časti Turčianskej kotliny a pri jej styku s Kremnickými vrchmi. Na dominantné tektonické smery blízke k smerom SZ–JV a JV–SZ v hlbších úrovniach depresie poukazuje charakter tiažového poľa v priestore čiastkových depresií a tiež nelineárny priebeh pozdĺžnej osi tiažového poľa kotliny.

Geoelektrickými meraniami – prevažne metódou vertikálneho elektrického sondovania (VES) – je Turčianska kotlina pokrytá veľmi nepravidelne. Merania VES sú lokalizované väčšinou v nepravidelnej sieti na profiloch. V južnej časti je hustota meraní väčšia než v severnej polovici územia.

V priestore j. lokálnej tiažovej depresie bol vykonaný geofyzikálny prieskum metódou VES s cieľom lokalizovať štruktúrny vrt GHŠ-1 (MÁJOVSKÝ, 1968). Tieto práce nadväzovali na gravimetrické merania v rámci štátnej gravimetrickej mapy 1 : 200 000 (IBRMAJER, 1963). Geoelektrický prieskum bol využitý aj pri mapovaní zlepencových súvrství v komplexe terciérnych sedimentov a pri určovaní reliéfu predterciérneho podložia kotliny (MÁJOVSKÝ – TKÁČOVÁ, 1970).

Časť geofyzikálnych prác bola zameraná na riešenie hydrogeologických otázok, a to buď na vyhľadávanie zdrojov pitnej vody, termálnej vody, alebo na ochranu výverov termálnych a minerálnych vôd. Do tejto skupiny patria geoelektrické merania v oblasti Turčianskych Teplíc (BLÁHA – POHANKA, 1984). Ich cieľom bolo prispieť k identifikácii a sledovaniu štruktúr, na ktoré sú viazané minerálne vody. V oblasti Podhradského a Necpalského potoka bol vykonaný termometrický prieskum s cieľom určiť miesta skrytých prítokov podzemných vôd (FOLTÁN, 1983). Medzi Necpalami a Čremošným sa realizovali geoelektrické a termometrické merania na získanie základných údajov o horninových komplexoch, ich vzájomnej superpozícii a o prestupoch podzemných vôd z mezozoických komplexov do vodných tokov (DRLIČKA, 1987).

V nadväznosti na gravimetrický prieskum boli v Turčianskej kotline vykonané geoelektrické merania v rámci úlohy Výskum vnútorných kotlín (ZBOŘIL et al., 1982, 1985). Hlavným prínosom týchto prác z hydrogeologického aspektu bolo priestorové vymedzenie troch čiastkových morfoštruktúrnych depresí predneogénneho substrátu s mocnými akumuláciami neogénnych, resp. terciérnych sedimentov s predpokladom karbonatických horninových komplexov v ich podloží.

Geotermická charakteristika širšieho okolia Turčianskej kotliny je pomerne dobre známa. Vzhľadom na širšie okolie predstavuje Turčianska kotlina pásmo zvýšených teplôt. Teploty okolo 50 °C očakávame v hĺbke 900 až 1 200 m. Vo vrte GHŠ-1 bola v hĺbke 500 m nameraná teplota 35 °C, v hĺbke 1 000 m – 49 °C, v hĺbke 1 500 m – 64 °C. V hĺbke 2 000 m očakávame teplotu okolo 75–80 °C.

V súčasnosti sa realizujú v regióne Turčianskej kotliny geoelektrické merania v širšom okolí Turčianskych Teplíc – Budiša (VRÚBEL, GÉCZY, DRLIČKA), ich cieľom je ochrana zdrojov minerálnych vôd. V rámci úlohy Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – región Turčianska kotlina

(PANÁČEK et al.) prebiehajú komplexné geofyzikálne merania na nepravidelných profiloch v priestore Vrútky – Valča, Slovenské Pravno – Sklené, Rakša – Blatnica a Turany – Podhradie. Cieľom týchto prác je:

- zistiť prejav predterciérnych komplexov v geofyzikálnych poliach a na tomto základe spresniť styk Turčianskej kotliny s jadrovými pohoriami,
- spresniť geologické mapovanie v smere zostavovaných profilov,
- rozčleniť tie geologické fenomény a súbory, ktoré sú z hľadiska fyzikálnych vlastností hornín nehomogénne,
- upozorniť na možný nový fenomén, najmä v zasutinených oblastiach,
- v geologicky dobre známych oblastiach získať nové poznatky geofyzikálneho prejavu horninových komplexov,
- svojimi výsledkami v prípade následných geofyzikálnych prác poskytnúť informácie o vhodnosti či nevhodnosti aplikácie jednotlivých geofyzikálnych metód v tomto regióne, čím by sa zvýšila efektívnosť a skvalitnil výstup ďalších geofyzikálnych prác.

V rámci tejto úlohy budú zhodnotené všetky doteraz vykonané geofyzikálne práce. Termín dokončenia úlohy je december 1990.

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS

KRYŠTALINIKUM ŽIARU A MALEJ FATRY

Na geologickej stavbe Žiaru a okrajov pohoria Malej Fatry (Lúčanská Fatra, Krivánska Fatra) sa podieľajú tieto horniny:

kryštalinikum Žiaru

- kryštalické bridlice,
- granaticko-biotitické pararuly,
- magmatické horniny – granitoidy hercýnskeho veku
 - hrubozrnné, pegmatitoidné biotitické granodiority – hybridné tonality s xenolitmi pararúl,
 - strednozrnné muskoviticko-biotitické granodiority, miestami porfýrické (žiarsky typ),
 - pegmatity a aplity.

KRYŠTALINIKUM ŽIARU

111 Granaticko-biotitické pararuly – ruly

Väčší výskyt metamorfovaných hornín – rozličných typov rúl – je v jv. časti pohoria Žiar, z. od Skleného. Tieto horniny predstavujú zvyšky metamorfovaného plášťa, intenzívne ovplyvneného pôsobením granitoidných hornín. Väčšinou ide o bloky, resp. enklávy s rozmermi niekoľko metrov až desiatok i stovák metrov. V uvedenej oblasti boli ojedinele pozorované i nehomogénne horniny vzhľadu migmatitov, ako aj nebulity, prechádzajúce do hybridných granitoidov. Vyskytujú sa najmä na úbočiach pohoria v. od k. 791 (z. od Skleného), v Hlbokej doline sú obnažené v dvoch opustených lomoch.

Ruly sa v malom množstve nachádzajú aj v najsevernejšej časti kryštalinika Žiaru, jz. od Slovenského Pravna (250 m východne od k. 614 – Búnov). Boli zistené aj vo vrte GT-10 (Slovenské Pravno) medzi pocho-

vanými úpäťovými prolúviálnymi sedimentmi spolu s amfibolitmi. Vyskytujú sa tiež ako enklávy v podložných granitoidoch.

Ruly sú väčšinou drobnozrné – lupeňovité, s plošne paralelnou, lokálne i páskovanou textúrou. Ich štruktúra je najčastejšie fibrolepidogranoblastická, miestami porfyroblastická. Na zložení rúl sa okrem kremeňa podieľajú v podstatnom množstve aj živce (plagioklasy, málo i K živce) a sludy. Biotit býva chloritizovaný. V niektorých vzorkách je zvýšený obsah sillimanitu, vzniknutého na úkor slúd – biotitu a muskovitu. Miestami je prítomný aj sčasti pinitizovaný cordierit. Granát je zriedkavý. K akcesorickým minerálom sa priraduje aj apatit a zirkón.

Prevládajúcou varietou sú muskoviticko-biotitické ruly s dosť hojným sillimanitom a miestami i s cordieritom. Variety obsahujúce granát sú zriedkavé. Tieto ruly predstavujú produkt premeny ílovito-piesčitých sedimentov, často s vyšším obsahom Al. Boli postihnuté metamorfózou vysokého stupňa, až sillimanitovej zóny amfibolitovej fácie, navyše zdôraznenej kontaktne – termickým pôsobením hercýnskych granitoidov. Granitoidy spôsobili tiež lokálnu feldšpatitizáciu a migmatitizáciu rúl.

Tab. 1 Modálne analýzy rúl Žiaru

	1	2	3	4	5	6
kremeň	55,7	21,8	43,9	34,4	36,2	47,7
živce	32,9	44,6	27,6	17,6	17,6	30,7
biotit	7,3	24,7	15,7	29,3	29,5	21,0
muskovit	1,2	3,6	5,7	9,2	7,4	-
sillimanit	2,3	1,4	6,8	7,1	6,9	-
cordierit	-	3,4	-	1,8	2,0	-
granát	-	-	-	-	-	0,4
akcesórie	0,6	0,5	0,3	0,6	0,4	0,2

Lokalizácia:

1. Vrt GT-10 Slovenské Pravno; interval 143,0–143,1 m.
2. Vrt GT-10 Slovenské Pravno; interval 151,0–151,1 m.
3. Hlboká dolina, nmv. 700 m.
- 4.–5. Juhozápadne od Slovenského Pravna; 250 m východne od k. 614; úlomky v lese (Ž-30a, b).
6. Vrt GT-10 Slovenské Pravno; interval; interval 92,0–92,1 m.

Tab. 2 Chemické analýzy rúl Žiaru

	1	2	3	4	5
SiO ₂	54,98	55,10	60,38	70,83	75,18
TiO ₂	1,24	1,11	0,27	0,66	0,53
Al ₂ O ₃	21,11	19,66	18,63	13,62	11,34
Fe ₂ O ₃	2,04	1,99	3,67	1,17	0,83
FeO	6,32	6,60	3,76	3,30	2,88
MnO	0,10	0,13	0,07	0,05	0,07
MgO	2,76	2,74	2,63	1,91	1,58
CaO	0,80	1,63	1,40	1,25	1,53
Na ₂ O	1,65	3,20	2,15	2,54	2,82
K ₂ O	5,10	3,22	2,65	2,61	1,93
P ₂ O ₅	0,12	0,09	0,25	0,17	0,11
H ₂ O ⁺	3,38	4,25	3,44	1,50	0,77
H ₂ O ⁻	0,61	0,53	0,60	0,34	0,22
spolu	100,21	100,25	99,90	99,95	99,79

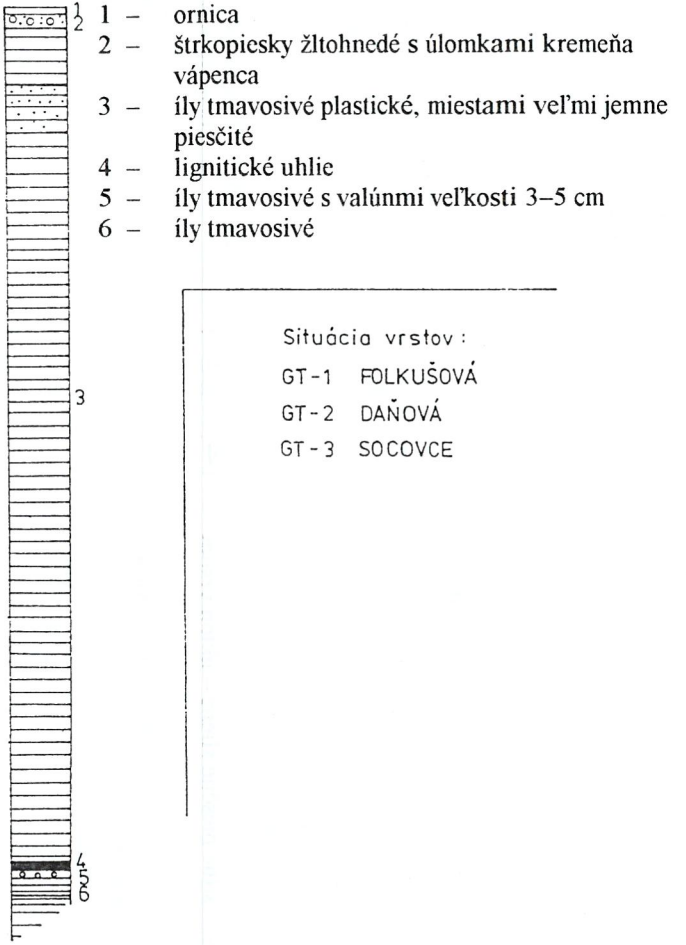
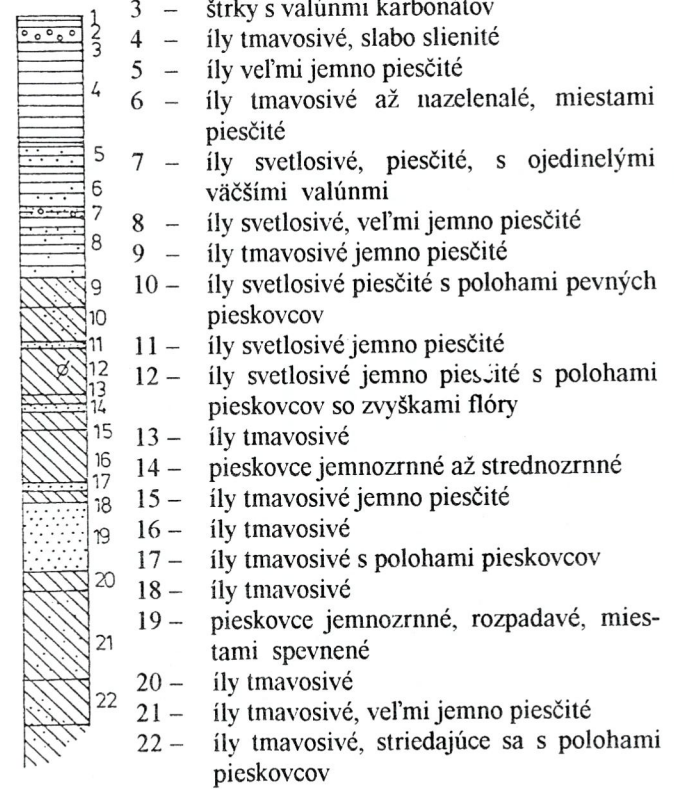
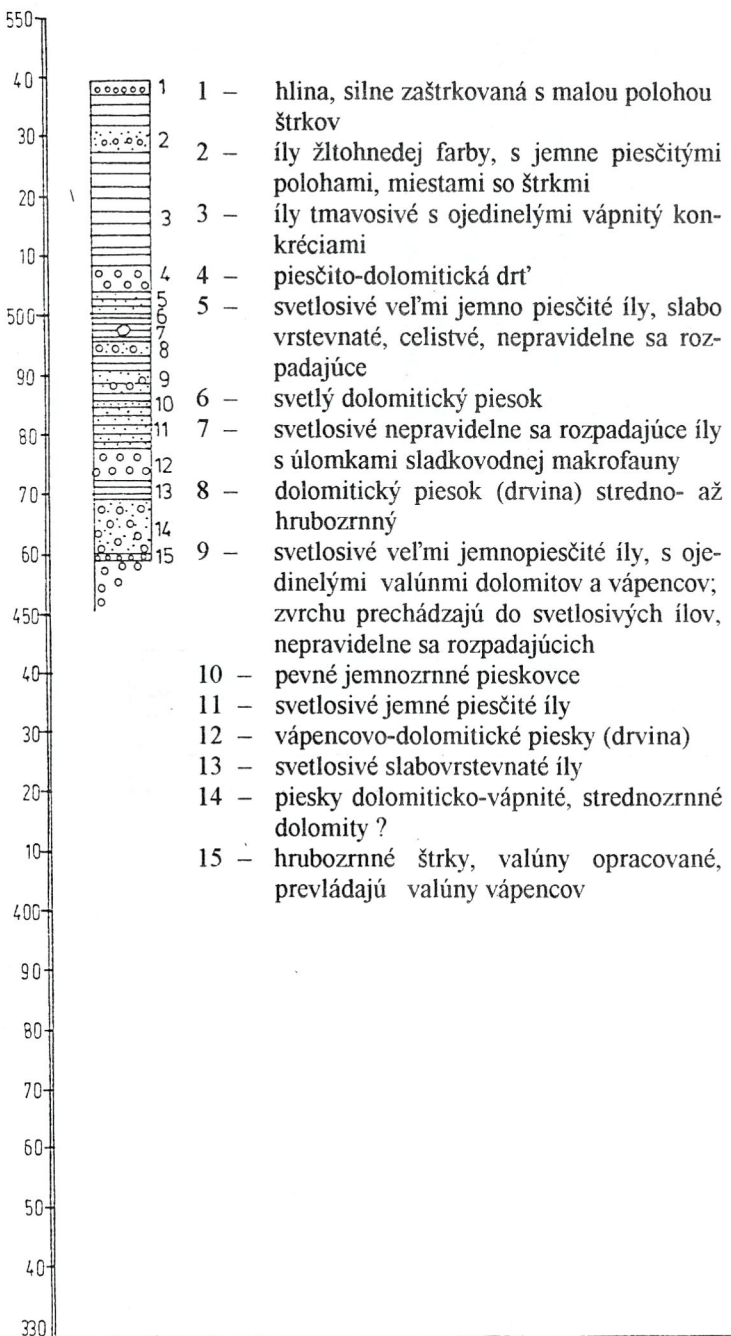
Lokalizácia:

1. Muskoviticko-sillimaniticko-biotitická rula. Vrt GT-10 Slovenské Pravno; inter val 143,0–143,1 m.
2. Sillimaniticko-cordieriticko-muskoviticko-biotitická rula. Vrt GT-10 Slovenské Pravno; interval 151,0–151,1 m.
3. Migmatizovaná muskoviticko-sillimaniticko-biotitická rula. Hlboká dolina, nmv. 700 m. Nepublikovaná analýza KLINCA (KL-92).
4. Cordieriticko-sillimaniticko-muskoviticko-biotitická rula. Juhozápadne od Slovenského Pravna; 250 m východne od k. 614; úlomky v lese (Ž-30).
5. Biotitická rula s granátom. Vrt GT-10 Slovenské Pravno; interval 92,0–92,1 m. Vzorky č. 1, 2, 4, 5 – nepublikované analýzy MIKA.
Anal. UNIGEO, s. p., Ostrava, závod 5 Modřice, laborat. Brno.

110 Hrubozrnné pegmatitoidné biotitické granodiority – hybridné tonality so xenolitmi pararúl

V južnej časti masívu Žiaru, bezprostredne v okolí enkláv metamorfovaných hornín „utopených“ v masíve a ojedinele i v s. časti pohoria vystupujú nehomogénne, zmiešané variety granitoidov. Časť z nich má povahu hrubozrnného pegmatitoidného rekryštalizovaného mobilizátu, zloženého prevažne z kremeňa, živcov, muskovitu a v malom množstve aj z biotitu.

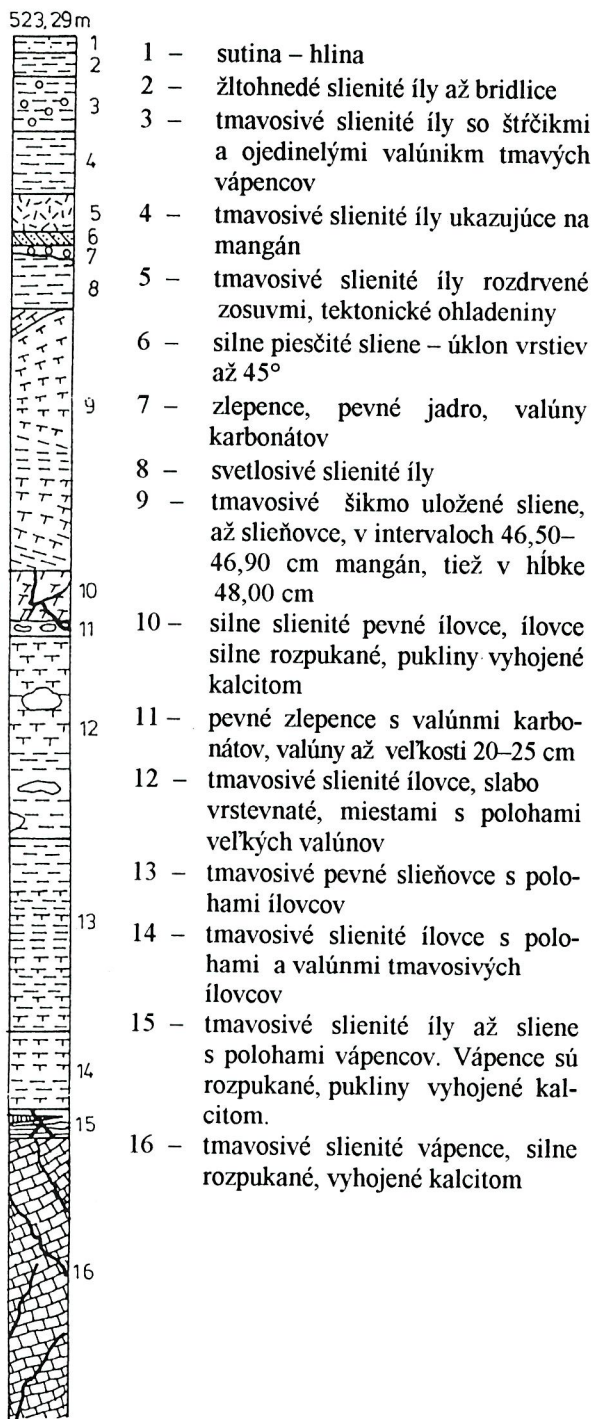
PRÍLOHA 1 LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA VRTOV GT-1, 2, 3
Na liste 36-112 (Diviaky/2); M = 1:100



Situácia vrstov :
 GT-1 FOLKUŠOVÁ
 GT-2 DAŇOVÁ
 GT-3 SOCOVCE

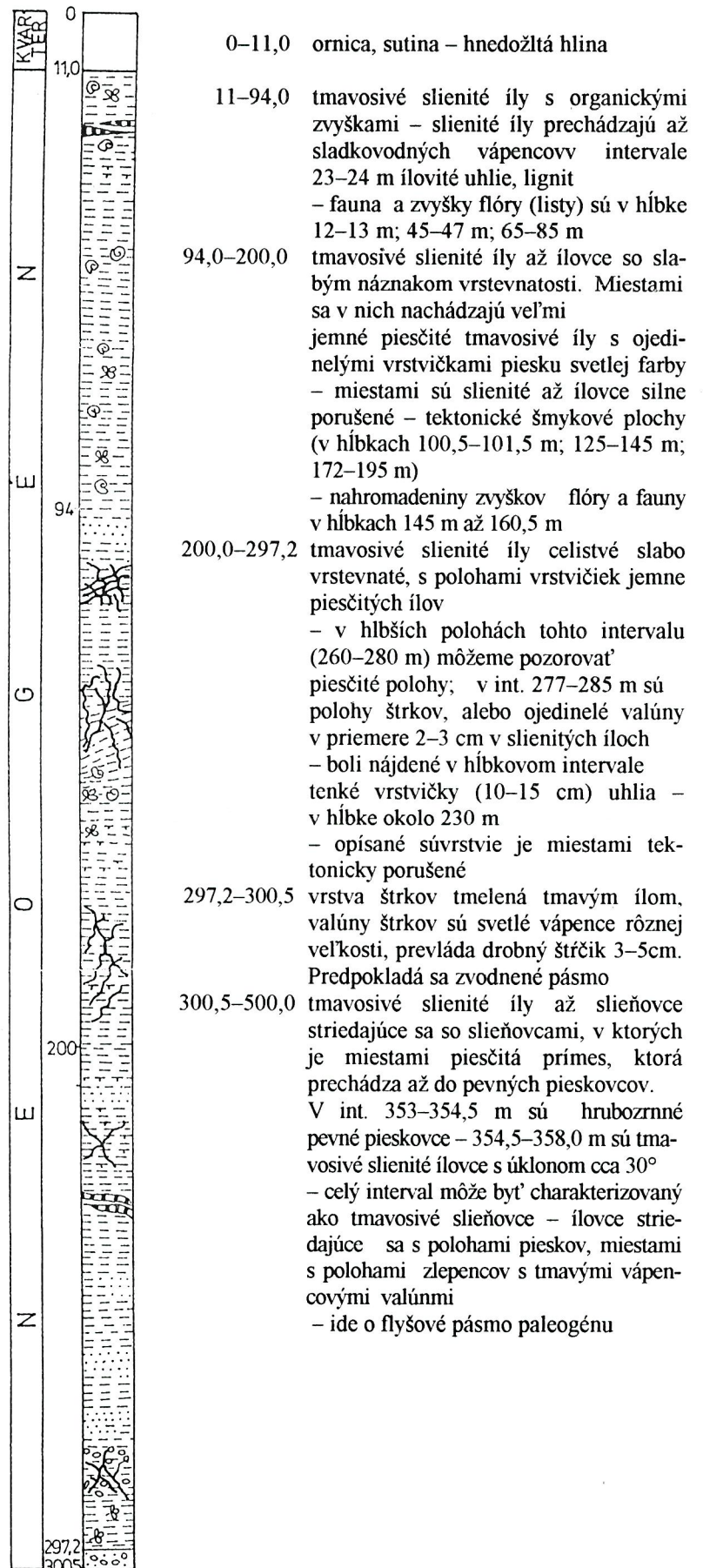
GT-1	GT-2	GT-3	- označenie vrtu
537,6m	462,5m	504,5m	- nadmorská výška vrtu
080,0m	120,0m	150,0m	- hĺbku vrtu

**PRÍLOHA 2 LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA
VRTU GT-4 (ZÁBORIE)**
Na liste 36-334 (Martin/4)



**PRÍLOHA 3 LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA
VRTU GT-5 (ŽABOKREKY)**
Na liste 26-334 (Martin/4) 1:100

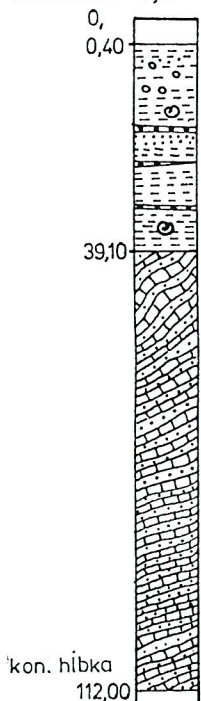
nadmorská výška 462,62m



PRÍLOHA 5 LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA
VRTU GT-7 (MOŠOVCE)

Na liste 36-114 (Diviaky/4) M = 1:100

nadmorská výška 496,69 m



- 0–0,40 m tmavá hlina s valúnmi ϕ 5 cm, kvartér
0,40–39,10 – hnedosivý piesčitý íl s valúnmi vápen-
cov od 2 cm do 10 cm v priemere. Ďalej
sa vyskytujú sivé íly, drobno rozpadané
s úlomkami zle zachovanej makrofauny.
V int. 18–19 m je poloha hrubozrnného
piesku, pod ktorým do 21 m je poloha
štrkov s valúnmi ϕ 0,2–2 cm. Materiál
pieskov a štrkov je tvorený z mezozoic-
kých karbonatických hornín.
– uvedené štrkovo-piesčité vrstvy sú
vklinené do svetlosivých slienitých ílov.
V intervaloch 24,40–24,50 m a v int.
33,20–33,30 m boli uhoľné íly až lignity.
V ílových vrstvách sa nachádzajú drobné
úlomky makrofauny.
39,10–112,60 dolomity, dolomitické piesky, v intervale
89,0–89,20 m celistvý pevný dolomit až
dolomitický zlepenec; podobne pev ce-
listvý dolomit bol tiež v int. 108–108,8 m.
Ostatná časť intervalu bola tvorená hlav-
nedrveným rozpadnutým materiálom.
– v tomto horizonte došlo k výronu vody,
ktorá z vrtu stále vyteká. Vrt bol
odovzdaný MNV Mošovce.

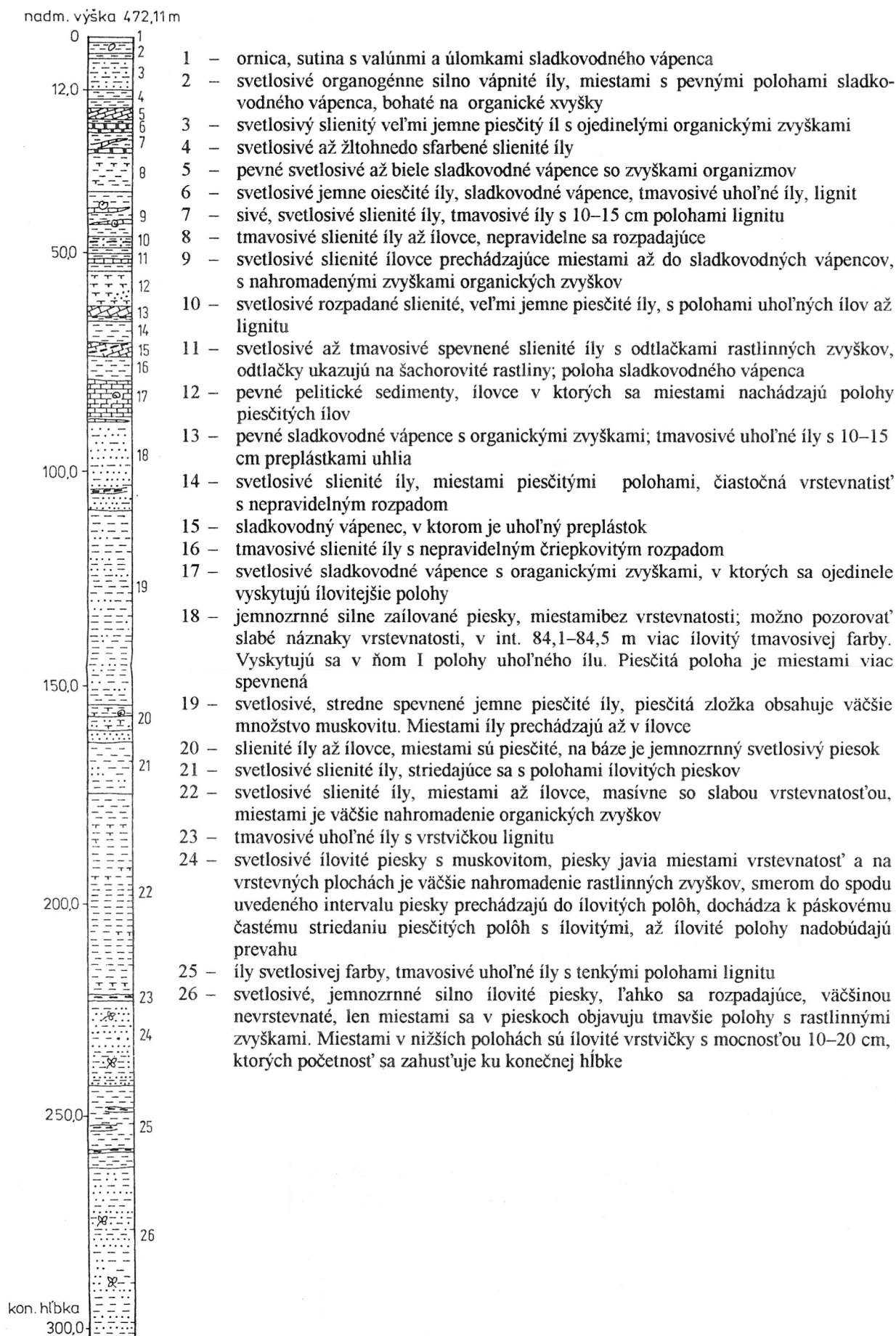
PRÍLOHA 6 LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA
VRTU GT-8 (MOŠOVCE)

Na liste 36-114 (Diviaky/4)

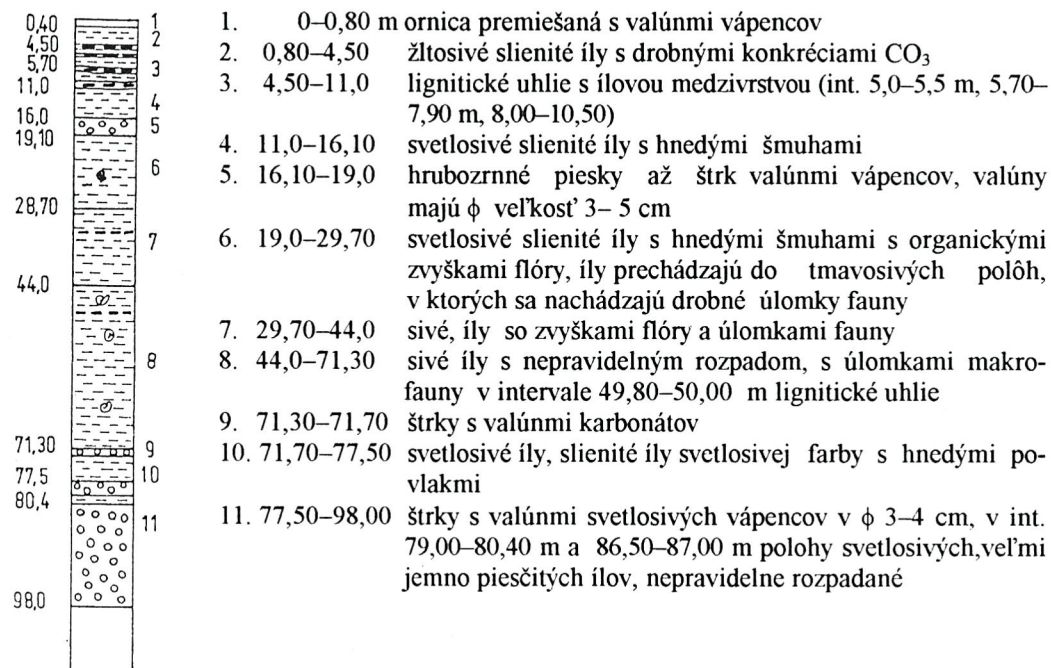


1. 0–1 m tmavosivá hlina s valúnmi štrkov v cm
2. 1–3 svetlosivé íly s ojedinelými valúnmi a
preplástkami lignitu
3. 3–4 lignit
4. 4–8 žlttohnedé íly s preplástkami lignitu
5. 8–9 lignit
6. 9–17 žlttohnedé íly miestami makrofauna oje-
dinele s preplástkami lignitu
7. 17–18 štrk tmelený s piesčitým ílom, ϕ valú-
nov do 3 cm
8. 18–29 svetlosivé slienité íly s preplástkami
lignitu
9. 29–98 svetlosivé slienité íly s nepravidelným
rozpadom s polohami tmavých uhoľ-
ných ílov, miestami polohy lignitu
(34,9–35,0 m, 35,9–36,3 m, 42,8–43m,
81,95–82,0 m) s polohou makrofauny
(40,5–41,0 m)
10. 98–112 veľmi jemné ílovité piesky
11. 112–117 svetlosivé rozpadavé slienité íly s oje-
dinelými výskytmi a úlomkami fauny
(sladkovodnej) (lignit v int. 116,95–
117,0 m)
12. 117–121 ílovité piesky
13. 121–129 svetlosivé slienité íly s úlomkami mak-
rofauny
14. 129–136 ílovité piesky s úlomkami lignitu
15. 136–141 pevné dolomitické až vápnito-dolo-
mitické štrky

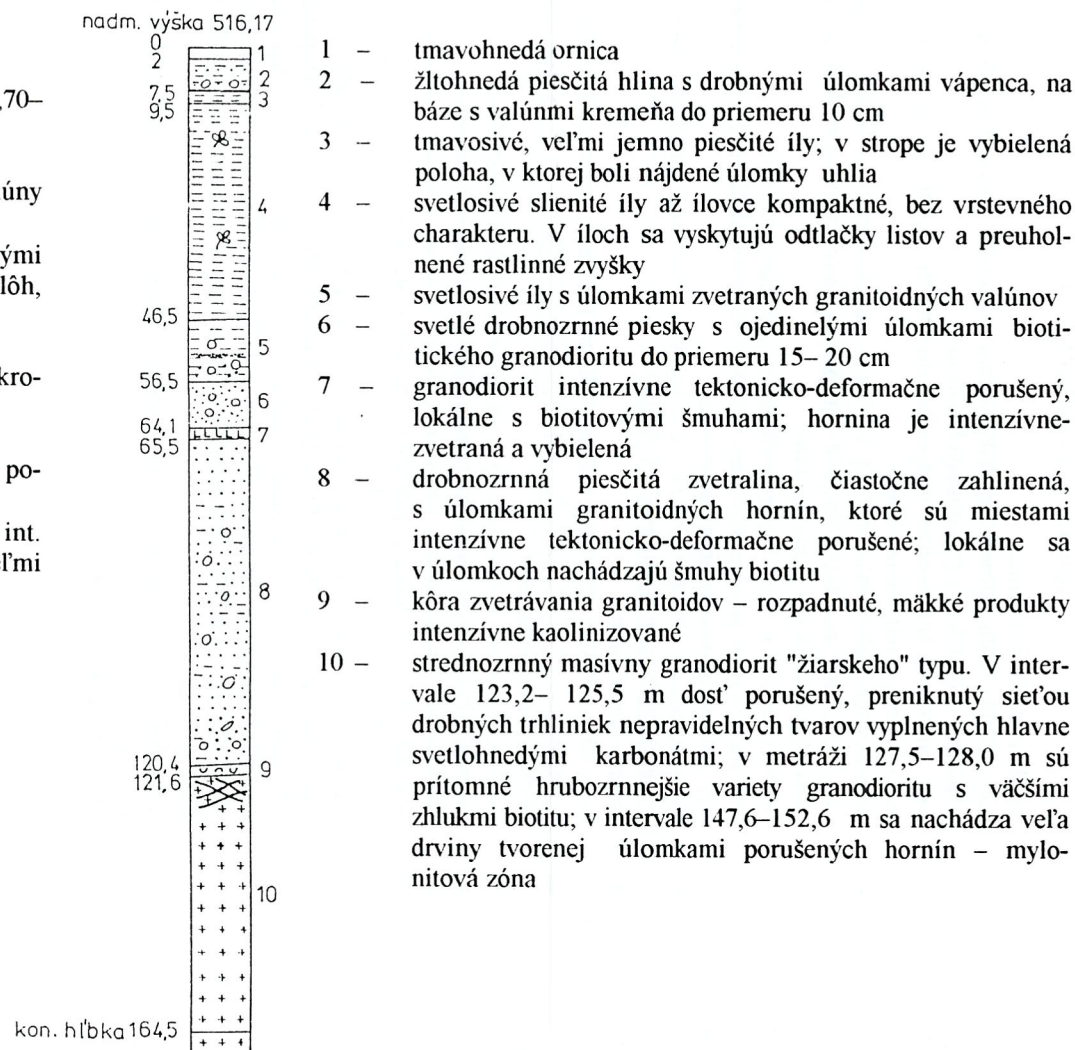
PRÍLOHA 4 LITOLOGICKÁ CHARAKTERISRTIKA VRTU GT-6 (TURČ. PETER)
Na liste 36-334 (MARTIN/4)



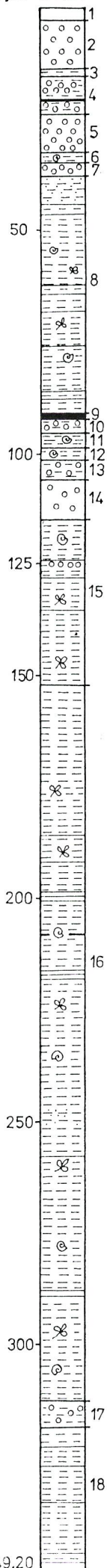
PRÍLOHA 7 LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA VRTU GT-9 (MOŠOVCE)
Na liste 36-114 (Diviaky/4)



PRÍLOHA 8 LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA VRTU GT-10 (SLOVENSKÉ PRAVNO)
Na liste 36-113 (Diviaky/3)



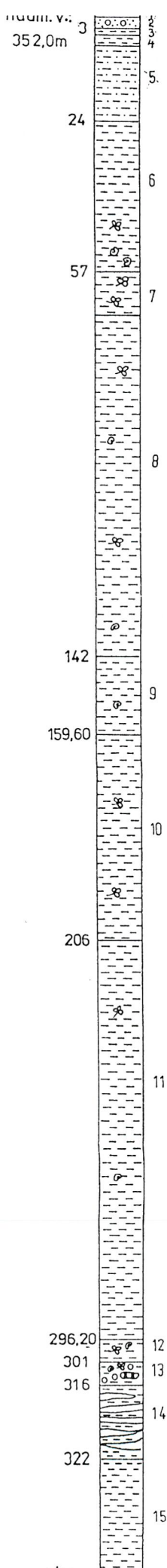
PRÍLOHA 9 LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA VRTU GT-11 (TREBOSTOVO)
na liste: 36-12 (DIVIAKY/2)



1. – hnedá zaštrkovaná ornica
2. – polymiktný, málo opracovaný štrk tvorený valúnami mezozoických kremencov, vápencov a úlomkami granitoidných hornín
3. – sivé, miestami špinavosivé vrstevnaté slienité íly, až ílovce so skladkovodnou makrofaunou a odtlačkami listov
4. – drobnozrnné polymiktné štrky s vložkami zemito-drevitého lignitu (v intervale 21,3–21,5 m); nad lignitom je 30 cm poloha sivých vrstevnatých ílov tvorených vrstvičkami svetlejšej a tmavšej farby
5. – hrubozrnný štrk tvorený hlavne valúnmi mezozoických hornín
6. – sivé slienité íly s bohatým obsahom úlomkov schránok sladkovodnej makrofauny
7. – štrk tvorený hlavne valúnmi mezozoika
8. – sivé piesčité íly miestami až ílovce s hojnými úlomkami schránok makrofauny a s preuhoľnatými rastlinnými zvyškami
9. – zemito-drevitý lignit
10. – biele štrky, lokálne zaílované, tvorené valúnmi kremeňa a svetlých karbonátov
11. – sivé piesčité íly až ílovce s bahatou makrofaunou, miestami prechádzajúce až do sladkovodných vápencov
12. – hnedosivé slienité íly až ílovce so zvyškami sladkovodnej makrofauny
13. – zaílovaný štrk tvorený ostrohrannými valúnmi kremeňa a karbonátov
14. – drobnozrnný štrk až hrubozrnný piesok tvorený ostrými úlomkami hornín
15. – sivé slienité íly až ílovce s ojedinelými zvyškami sladkovodných organizmov a s polohou štrku v intervale 124,0–125,0
16. – svetlosivé, miestami hnedosivé slienité íly vo vrchnej časti s odtlačkami a úlomkami rastlinných zvyškov, hlavne listov. V tomto intervale nie sú zastúpené zvyšky schránok makrofauny, s výnimkou metráže 208,0 m, kde sa na vrstevných plochách nachádza množstvo drobných úlomkov schránok sladkovodnej makrofauny až do hĺbky 313 m; v int. 247–252 m môžeme pozorovať výraznejšie zastúpenie piesčitej frakcie
17. – zaílované štrky tvorené málo opracovanými valúnmi bielych, sivých až hnedožltých kremencov
18. – sivé slienité íly až ílovce

PRÍLOHA 11 LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA VRTU GT-14 (MOSOVCE)

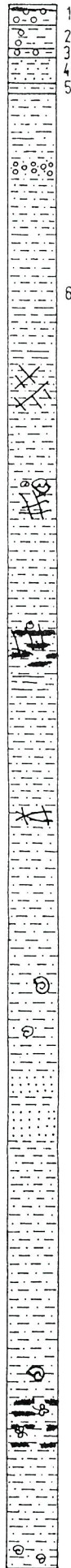
Na liste 36-114 (Diviaky) M = 1:100



- 1 – ornica – kvartér
- 2 – svetlosivé, strednozrné piesky až štrky, s valúnmi veľkosti 5 cm; valúny v prevažnej väčšine svetlosivé karbonáty
- 3 – svetlosivé žltkavé íly s črepinkovitým rozpadom
- 4 – tmavosivé slienité íly s tenkým lístkovitým rozpadom
- 5 – svetlosivé, slienité íly s jemnopiesčitou prímесou bezvrstevného charakteru
- 6 – svetlosivé slabovrstevné slienité íly, odlučnosť je po vrstevných plochách, vrstevné plochy nie sú veľmi zreteľné, vrstevný rozpad je črepinkovitý a odlučnosť je po vrstevných plochách, ojedinele sa v íloch vyskytujú drobné úlomky flóry. V intervale od 46,0 m do 48,0 m v íloch sa nachádza väčšinou nahromadenie rastlinných zvyškov, interval 52,0–53,0 m sú úlomky organických zvyškov – mušle až do 54,0 m veľmi ojedinelé
- 7 – svetlosivé íly rozpadavé s ojedinelými rastlinnými zvyškami
- 8 – svetlosivé málo slabovrstevnaté pevné slienité íly so slabým rozptylom tmavých organických zvyškov s ojedinelými organickými zvyškami a úlomkami mäkkýšov. Od 111,0 m íly nadobúdajú nepravidelne rozpadavý charakter vo forme drobných úlomkov detto ako interval 80,8–83,0 m; od 120,0–122,5 m sa vyskytujú pevné íly až ílovce svetlosivej farby s početnými šmuhami žltej až hnedastej farby a s črepinkovitým rozpadom
- 9 – svetlosivé slienité íly so značným rozptylom tmavých organických zvyškov, ojedinele sa v nich nájdu i úlomky fauny
- 10 – pestré slienité íly svetlosivej farby so šmuhami žltej a hnedastej farby, poloha týchto pelitov sa strieda s polohami svetlosivých ílov až ílovcov, nevrstevnatých s rozptylom organických tmavých súčiastok hlavne flóry. Tieto intervaly sa striedajú po 5 až 10 m.
- 11 – svetlosivé slienité íly s ojedinelými rozptýlenými zvyškami rastlinnej organickej hmoty; ojedinele sa vyskytujú úlomky sladkovodnej makrofauny
- 12 – svetlosivý jemne piesčitý, asi tufitický íl s väčším nahromadením organizmov sladkovodného charakteru. Dochádza k striedaniu polôh svetlosivých pelitov s črepinkovitým rozpadom a s čiastočným rozptylom organických floristických zvyškov, interval s organizmami je i v hĺbke 307,6 m až 308,0 m; od 310,0–311,0 m makrofauna
- 13 – tmavosivé íly zmiešané s valúnmi vápencov s nahromadením 5 až 10 cm polôh rastlinných zvyškov, miestami úlomky lignitu
- 14 – lignity – polohy 10 až 15 cm striedajú sa s polohami svetložltých slienitých ílov, týchto polôh je 5 (pozrieť karotážne diagramy)
- 15 – svetlosivé slienité íly s tmavými organickými zvyškami, slabší výnos jadra (pozrieť karotážny diagram)

nadm. v.:

419,5
 4,0
 9,0
 10,8
 16,0
 18,0



- 1 – silne zahlinený štrk s humusom, vo vrchnej časti (do 1 m) valúny karbonátov
- 2 – hnedá hlina s výskytom valúnov – karbonáty v priemere do 5 cm
- 3 – svetlohnedá hlina s veľmi častým výskytom valúnov karbonátov v ϕ do 3 cm
- 4 – sivý piesčitý íl
- 5 – hrdzavohnedý silne piesčitý íl
- 6 – sivý piesčitý íl až ílovec, v intervale 32,6–34,0 m valúni karbonátov v priemere do 5 mm. V intervale 74,6–85,0 m, 99,3–105,3 m, 128,7–134,3 m, 166,1–168,0 m, jadro je značne porušené. V int. 221,3–224,0 m, 229,0–234,0 m sú polohy sivých jemnozrnných pieskov; v intervaloch 101,2–101,4 m, 130,9–131,0 m, 214,9–215,3 m sú bohaté úlomky makrofauny. V int. 129,7–136,0 m sú íly silne sfarbené uhoľným pigmentom. V int. 289,0–299,0 m majú íly tmavšiu farbu a vyskytujú sa tu preuhoľnené rastlinné zvyšky. Úlomky makrofauny sa vyskytujú v int. 299,5–301,3 m a 320,2–320,8 m, ojedinele až do konca vrtu

koniec
 hĺbky
 324,0

26-27-1

V akcesorickom množstve sa v týchto horninách nachádza i granát. Štruktúra hornín je prevažne panalotriomorfná, niekedy kataklastická. V druhom prípade majú horniny charakter nehomogénnych šmuhovitých strednozrnných hybridných granodioritov – tonalitov. Biotit, prítomný v týchto horninách v podstatnom množstve, má výrazné červenohnedé pleoroické zafarbenie. Lupienky sú zväčša usmernené, takže štruktúra hornín je orientovane hypidiomorfnie zrnitá. Miestami bola v nich zistená prítomnosť titanitu. Spolu s hybridnými varietami sa nachádzajú enklávy rúl do rôzneho stupňa premenených. Ich pôvodnej existencii nasvedčujú niekde len neostro ohraničené skiality, prípadne šlírové textúry granitoidov. Do uvedenej skupiny hornín boli teda zaradené produkty kontaminácie a hybridizácie granitoidnej taveniny horninami metamorfovaného plášťa, ako aj anatektický mobilizát pegmatitoidného zloženia.

109 Strednozrnné muskoviticko-biotitické granodiority, miestami porfýrické (Žiarsky typ)

Východné a sv. svahy pohoria na styku s Turčianskou kotlinou sú väčšinou budované strednozrnnými, miestami porfýrickými muskoviticko-biotitickými granodioritmi, sčasti granitmi. Tie vystupujú i v úzkom výbežku kryštalinika pri Rudne a Slovenskom Pravne.

Textúra granitoidných hornín je celistvá, vo všetkých smeroch zrnitá, prevažne stredno-, miestami i hrubozrnná. Dost' častými sú i porfýrické variety, v ktorých výrastlice K živcov dosahujú veľkosť 3–4 cm. Štruktúra je nerovnomerne hypidiomorfnie až panalotriomorfnie zrnitá. Porfýrické výrastlice K živcov bývajú zdvojené, často poikiliticky uzatvárajú zväčša orientovane usporiadané zrná plagioklasov, kremeňa aj lupienky biotitu.

Na zložení granitoidov Žiaru sa podieľajú tieto minerály (priemerné zloženie z 8 modálnych analýz):

kremeň	30,8 %	biotit	4,9 %
plagioklas	34,5 %	muskovit	4,2 %
K živce	24,4 %	akces. min.	1,2 %

Plagioklasy zloženia albit – oligoklas (An₇₋₁₉) bývajú miestami zonálne; väčšinou sú intenzívne sericitizované. Pertitické K živce (ortoklas, mikroklin) sú sčasti albitizované. Albitové reakčné lemy sa hojne nachádzajú aj na styku zrn plagioklasu a K živca. Obsah biotitu a muskovitu v niektorých prípadoch je podobný (dvojsľudové typy). Biotit je často porušený, chloritizovaný, epidotizovaný aj vybielený, s rutilom – sagenitom a vylúčeninami oxidov Fe a Mg. Z akcesorických minerálov sú najbežnejšie apatit, zirkón, monazit a málo ilmenit.

Tab. 3 Modálne analýzy granitoidov Žiaru

Por. č./ Obj. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9
kremeň	32,6	31,3	30,8	39,4	34,5	32,0	40,7	28,6	27,5
plagioklas	43,5	42,3	34,5	37,7	45,1	19,9	28,8	35,0	35,8
K živec	9,7	15,7	24,4	21,1	12,9	42,5	30,5	30,3	31,4
biotit	11,4	8,4	4,9	1,3	2,5	0,7	-	2,5	2,2
muskovit	1,5	1,4	4,2	3,4	3,3	4,1	8,5	3,0	3,3
akcesórie	1,3	0,9	1,2	1,1	1,7	0,8	1,0	0,6	0,8

Tab. 4 Modálne analýzy pegmatitoidných hornín z vrtu GT-12

Por. č. Ozn.	6	5
Obj. %	GT-12/426,5	GT-12/477,7
kremeň	46,9	41,2
plagioklas	42,4	35,3
K živec	8,1	18,9
biotit	-	1,7
muskovit	1,4	2,1
akcesórie	1,2	0,8

Granitoidné horniny Žiaru patria k paraluminóznym horninám vápenato-alkalickej série, do strednodraselnej granodioritickej skupiny magmatitov hercýnskeho veku. Existuje viac dôkazov o ich anatektickom pôvode.

V alpínsky deformovaných varietách je štruktúra kataklastická, porfyroklastická až mylonitická. Zrná minerálov undulózne zhášajú, sú ohýbané i polámané, často zmenené na sekundárne produkty (sericit, chlorit, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny a i.). Po rekryštalizácii miestami vznikli typické blastomylonity granitoidov. Vo výplni trhliniek pretínajúcich porušené horniny býva najčastejšie prítomný epidot spolu s kalcitom.

Petrografické porovnanie granitoidných hornín spracoval KOHÚT. Zistil, že granitoidné horniny Žiaru predstavujú typickú stredne draselnú granodioritickú vápenato-alkalickú sériu s relatívnym zvýšením alkalickosti pegmatitických hornín. Na druhej strane granitoidy Malej Fatry viac-menej reprezentujú nízkodraselnú trondhjemitickú, vápenato-alkalickú sériu magmatických hornín (obr. 1, 3). Modálne zloženie (tab. 1) jednotlivých granitoidov dosť varíruje (pozri diagram QAP – obr. 1). Priemerné body

Tab. 5 Chemické analýzy granitoidných hornín kryštalinika Žiaru

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	61,32	70,16	72,31	72,71	73,13	73,32	74,02	74,33	76,39
TiO ₂	0,78	0,46	0,29	st.	0,12	0,01	0,02	0,10	0,12
Al ₂ O ₃	17,66	15,05	15,10	15,34	14,66	14,11	13,99	14,28	13,62
Fe ₂ O ₃	1,01	0,57	1,48	0,26	0,68	0,12	0,32	0,41	0,34
FeO	4,31	2,44	1,16	0,57	0,72	0,14	0,86	0,72	0,22
MnO	0,08	0,05	0,04	0,27	0,02	0,01	0,62	0,03	0,01
MgO	1,78	1,11	0,96	0,02	0,31	0,05	0,08	0,34	0,18
CaO	3,19	2,52	1,28	0,33	0,88	0,17	0,43	0,63	0,57
Na ₂ O	4,16	3,76	3,27	5,17	3,80	2,26	4,17	4,24	3,73
K ₂ O	2,95	2,29	2,92	3,94	4,18	8,81	4,32	3,53	3,26
P ₂ O ₅	0,59	0,05	0,17	0,34	0,08	0,21	0,27	0,10	0,12
H ₂ O ⁺	1,77	1,34	1,08	0,58	0,98	0,29	0,42	0,84	0,96
H ₂ O ⁻	0,27	0,25	0,12	0,18	0,24	0,16	0,26	0,20	0,23
spolu	99,87	100,05	100,18	99,71	99,80	99,66	99,68	99,75	99,75

Lokalizácia:

1. (Muskoviticko)-biotitický hybridný granodiorit – tonalit. Vrt GT-10 Slovenské Pravno; interval 164,0–164,1 m.
2. Muskoviticko-biotitický hybridný granodiorit; nevyrazne šmuhovaný. Vrt GT-10 Slov. Pravno; interval 156,8–156,9 m.
3. Priemerné chemické zloženie granitoidov Žiaru (n = 12). In HAVRILA et al. (1989).
4. Muskovitický pegmatit s tmavosivými K živcami. 600 m jv. od Halaksincea, úlomky (Ž-113).
5. Hrubozrnný porfýrický muskoviticko-biotitický granit, čiastočne tekt.-deformačne porušený, s epidotom. Údolie 300 m ssz. od Halaksincea, odkryvy na pravej strane údolia (Ž-107).
6. Muskovitický pegmatit s prevládajúcimi čiastočne albitizovanými ružovkastými K živcami. Údolie 300 m sv. od Halaksincea, úlomky (Ž-87).
7. Muskovitický aplit s ojedinelými granátmi, sz. od Rudna, úlomky v úžľabine 250 m jz. od k. 559 (Ž-28).
8. Porfýrický muskoviticko-biotitický granit. Zárez cesty v údolí sv. od Opáleného vrchu – k. 727, pri k. 586 (Ž-103).
9. Hrubozrnný porfýrický muskoviticko-biotitický granit. Rudno, opustený lom pri sz. okraji obce, 300 m j. od k. 559 (Ž-29). Okrem vzorky č. 3 všetko nepublikované analýzy MIKA.

modálnych analýz hybridných granitoidov oboch pohorí sú dosť blízke. Tieto granitoidy sú však takmer nekorelovateľné, pretože magma asimilujúca metamorfity v žiarskom kryštaliniku bola pravdepodobne granitového zloženia, v Malej Fatre mala granodioriticko-tonalitické zloženie. Spomínané rozdiely čiastočne názorňuje obr. 2. Na základe uvedeného možno predpokladať, že pôvodná magma malofatranských granitoidov sa generovala tavením a frakcionáciou plášťového materiálu, kým v žiarskom kryštaliniku v závere orogénu (hercýnskeho alebo staršieho?) došlo k anatexii zmiešaného kôrového materiálu. S týmito úvahami je čiastočne v rozpore súčasný, peraluminózný charakter granitoidov oboch pohorí (obr. 4), no i ten je dnes vo svetovej literatúre bežne zdôvodnený. V prvom prípade môže ísť o frakčnú a asimilačno-fračnú kryštalizáciu z pôvodne metaluminóznej magmy. V druhom prípade ide o anatexiu už primárne peraluminózneho materiálu. I keď z diagramu (obr. 4) podľa klasifikácie CHAPPEL – WHITE (1974) by sa dali posudzovať predmetné granitoidy ako typ S, v zhode so staršími názormi o pôvode tatrídnych granitoidov predpokladáme zmiešaný charakter I-S oboch typov granitoidov. V malofatranských typoch prevláda zložka I, v žiarskych granitoidoch zložka S. K obdobným záverom sme dospeli aj v minulosti (MIKO et al. in RAKÚS et al., 1989).

Granitoidný masív Žiaru je podstatne viac denudovaný ako granitoidný plutón Malej Fatry. Vidieť to najmä na radarových snímkach, na ktorých má charakter „penepľenu“, v ktorom dominujú najmä primárne magmatické pukliny – priečne „ac“ a pozdĺžne „bc“. V kryštaliniku Malej Fatry, ktoré je výrazne členitejšie, prevažujú najmä kosé – všeobecné puklinovo-zlomové systémy.

108 Pegmatity a aplity

Pegmatity s hojnými tmavosivými K živcami tvoria výplne žíl, pretínajúcich granitoidné horniny pohoria Žiar. Miestami boli nájdené iba ako úlomky v sutine. Ich častejší výskyt bol pozorovaný západne a jz. od Dubového, v okolí Halaksinca. V severnej časti pohoria sú v okolí Rudna a Slovenského Pravna.

Pegmatity majú hrubozrnnú, celistvú textúru. Vo výplni žíl sú však i zonálne, prechádzajú do aplitických hornín. V podstatnom množstve sú zložené z pertitických K živcov a kremeňa, v niektorých prípadoch písmenkovo prerastajúcich. Kyslé plagioklasy sú menej hojné, tiež bývajú poikiliticky uzatvorené v K živcoch. V horninách prevláda muskovit, kým biotit je prítomný iba v malom množstve, aj to značne porušený. Štruktúra pegmatitov je panalotriomorfné zrnité; v horninách porušených deformáciou kataklastická.

Spolu s pegmatitmi sa pri Rudne vyskytujú aj aplitické výplne žiliek, ktorých hrúbka nepresahuje 2–6 cm. Hojnejšie boli pozorované i v pásme tiahnucom sa z.–v. smerom, od Halaksinca po hrebeňovú časť pohoria. Drobnozrnné „cukrové“ aplity, často s hojnými granátmi sú prítomné aj inde na v. okraji masívu Žiaru, najmä však v okolí Hlbokej doliny, z. od Skleného.

Aplity obsahujú najmä poikilitické, miestami albitizované K živce, plagioklas a kremeň. Prevláda v nich muskovit, často vo vejárovitom vývoji, kým biotit nie je častý. Granáty majú kostrovitý habitus, pozdĺž trhliniek bývajú chloritizované. Textúra aplitov je celistvá, vo všetkých smeroch zrnitá; štruktúra nerovnomerne panalotriomorfne zrnitá, čiastočne kata-klasická.

TATRIDNÉ KRYŠTALINIKUM

Malá Fatra

Kryštalické bridlice lúčanského metamorfovaného vulkanickosedimentárneho komplexu, miestami viac alebo menej migmatitizované (staršie paleozoikum? – prekambrium?), granáticko-biotitické pararuly, biotitické pararuly, amfibolicko-biotitické pararuly, kremité pararuly, biotitické pararuly s vločkovitým grafitom, amfibolity.

Magmatické horniny – granitoidy hercýnskeho veku, strednozrnné biotitické granodiority – hybridné tonality s xenolitmi pararúl, biotitické a dvojsľudové granity, autometamorfované granodiority (len v Krivánskej Fatre), žilné telesá svetlých granodioritov a pegmatitov uprostred migmatitizovaných pararúl, pegmatity a aplity.

Nízkometamorfované metasedimenty valčianskeho súvrstvia (staršie paleozoikum–devón; len v Lúčanskej Fatre), metaklastiká s polohami čiernych bridlíc.

107 Granáticko-biotitické pararuly

Granáticko-biotitické pararuly sa nachádzajú prevažne ako súčasť lúčanského komplexu. Ich najväčšie rozšírenie je na východných a juhovýchodných svahoch Lúčanskej Fatry. Pararuly nachádzame aj ako xenolity v granitoidných horninách centrálného granitoidného plutónu. Ich štúdiom sa zaoberali viacerí autori (napr. IVANOV – KAMENICKÝ, 1956; MÉREŠ, 1983; KAMENICKÝ – MACEK, 1984, 1985; KORIKOVSKIJ et al., 1987 a i.).

Granáticko-biotitické pararuly sú strednozrnné – lupeňovité, čiastočne aj jemnozrnné s plošne paralelnou textúrou a porfýrolepidogranoblastickou štruktúrou. Horniny bývajú často kataklasticky deformované.

Zo živcov sa v tomto type pararúl vyskytujú v prevahe plagioklasy; draselné živce sa nachádzajú v malom množstve. Bazicita plagioklasov poukazuje na oligoklas andezín; draselné živce prináležia ortoklasu, v malom množstve bol pozorovaný aj mikroklin. Kremeň je v podobe alotriomorfných zŕn, väčšinou deformovaný, rekryštalizovaný. Biotit je čiastočne premenený, miestami možno pozorovať aj novovzniknutý biotit. Granát tvorí veľké porfýroblasty, často chloritizované, zväčša ide o almandín. Podľa KORIKOVSKÉHO et al. (1987) granáty majú nízku hodnotu železitosti, obsah MnO je nízky, relatívne nižšie hodnoty vykazujú aj CaO. Z ďalších minerálov možno pozorovať sillimanit, rutil, apatit a amfibol.

106 Biotitické pararuly

Biotitické pararuly predstavujú druhú najrozšírenejšiu skupinu metamorfovaných hornín v rámci lúčanského komplexu. Tvoria samostatné pásmo v nadloží kremitych pararúl, a to od doliny Bystrička až k zakončeniu kryštalinika s. od doliny Valčianskeho potoka; nachádzame ich aj v podobe xenolitov v granitoidnom plutóne. Ďalší výskyt je lokalizovaný v oblasti styku granitoidov s metamorfovanými horninami jv. od Kalužnej (1 160).

Horniny sa vyznačujú jemnozrnným lupeňovitým charakterom, tmavosivou farbou, plošne paralelnou textúrou a granolepidoblastickou štruktúrou.

Biotit sa v biotitických pararulách nachádza v množstve okolo 30 %, čiastočne je chloritizovaný a baueritizovaný za súčasného odmiešavania Fe. V niektorých prípadoch obsahuje sagenit. Kremeň tvorí nepravidelné zrná. Boli pozorované dve generácie, a to drobnozrnnější kremeň staršej generácie a kremeň mladšej generácie, uzatvárajúci v sebe zrná staršej generácie. Živce sú zastúpené tak plagioklasmi, ako aj draselnými živcami. Bazicita plagioklasov je oligoklas až oligoklas – andezín. Boli pozorované aj vzorky s dvoma generáciami plagioklasov. Plagioklas I je intenzívnejšie sericitizovaný, kým plagioklas II je zachovalejší, často uzatvára plagioklas I a kremeň. Ďalej sú prítomné: muskovit, granát, z akcesórií zirkón, apatit a chloritizovaný amfibol; z rudných minerálov magnetit.

105 Amfibolicko-biotitické pararuly

V oblasti z. od osady Lázky pri Bystričke, ako aj v širšom okolí Valaskej doliny na východných svahoch Lúčanskej Fatry nachádzame typ hornín

Tab. 6 Modálne analýzy granáticko-biotitických (1–3) a biotitických pararúl (4–5) Lúčanskej Fatry

	1	2	3	4	5
plagioklas	21,0	21,0	28,7	26,4	28,5
biotit	36,5	30,9	36,7	47,7	27,1
kremeň	29,0	24,7	29,2	14,7	37,8
granát	6,6	19,7	2,8	2,2	-
muskovit	4,8	-	-	4,2	-
K živec	-	0,7	1,0	1,9	3,9
akcesórie	2,1	3,0	1,6	2,9	2,7

Lokalizácia:

1. Severozápadne od osady Lázky pri Bystričke, južne od Valaskej doliny (MF-6 B).
2. Severozápadne od osady Lázky pri Bystričke, západne od kóty 662 (MF- 5A).
3. Severne od Valaskej doliny (MF-14).
4. Južne od Valskej doliny, sz. od osady Lázky pri Bystričke (MF-9 C).
5. Stará cesta Stráne – Martinské hole, j. od Kalužnej, kóta 1 160 (MF-30 B).

označených ako amfibolicko-biotitické pararuly, ktoré považujeme za súčasť lúčanského komplexu.

Horniny sú jemnozrnného charakteru, sivastej a zelenkastej farby, prevažne zložené z amfibolu, živcov, biotitu a kremeňa. Čiastočne sú kataklas-ticky deformované.

Ca amfibol, ako jeden zo základných minerálov, tvorí v hornine alotriomorfné obmedzené zrná trávovozelenej až hnedastej farby; často je v paragenéze s biotitom. Obsah amfibolu je okolo 26 %. Biotit (17 %) je výrazne chloritizovaný. Zo živcov je prítomný plagioklas, často tvoriaci porfýroblasty. Jeho obsah je približne 39 %. Živce sú výrazne sericitizované. Kremeň s obsahom asi 17 % je alotriomorfný.

104 Kremité pararuly

Kremité pararuly vystupujú v rámci lúčanského komplexu v pruhu širokom od 250 do 550 m, tiahnucom sa od doliny Trebostovského potoka (južné ukončenie kryštalinika Lúčanskej Fatry) až po dolinu Bystrička (západne od Martina).

Tab. 7 Chemické analýzy rúl Lúčanskej Fatry

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55,98	59,53	60,41	60,96	62,12	64,20	68,82
TiO ₂	0,78	0,90	0,85	0,37	0,51	0,73	0,25
Al ₂ O ₃	19,95	17,18	14,11	17,77	15,41	16,01	15,63
Fe ₂ O ₃	1,08	1,82	1,16	0,76	2,73	1,88	0,68
FeO	8,67	7,76	4,32	3,95	4,97	3,74	2,65
MnO	0,17	0,18	0,10	0,06	0,13	0,08	0,06
MgO	3,78	3,75	5,16	2,59	3,14	2,52	1,42
CaO	2,68	1,84	5,91	4,65	5,27	2,63	3,44
Na ₂ O	3,11	2,70	3,70	4,34	2,29	3,76	4,27
K ₂ O	1,99	1,66	2,00	2,69	1,52	1,91	1,24
P ₂ O ₅	0,31	0,15	1,35	0,58	0,67	0,13	0,58
H ₂ O ⁺	1,14	2,23	0,59	0,56	0,90	2,15	0,49
H ₂ O ⁻	0,02	0,33	0,05	0,50	0,12	0,33	0,14
spolu	99,66	100,03	99,71	99,78	99,78	100,07	99,67

Lokalizácia:

1. Granáticko-biotitická rula. Záblatská dolina (MF-6).
2. Muskoviticko-biotitická rula, nevýrazne páskovaná. Vrt GT-12 Valča; interval 423,5–423,6 m.
3. Granáticko-biotitická rula. Stará lesná cesta Stráne – Martinské hole, jz. od kóty 1 054 (MF-19).
4. Granáticko-biotitická rula. Dolina Bystrička, okolie kóty 675 (M-179).
5. Biotitická rula. Južne od Valaskej doliny (MF-9).
6. (Muskoviticko)-biotitická rula, tekt.-deformačne porušená. Vrt GT-12 Valča; interval 402,3–402,4 m.
7. Granáticko-biotitická rula. Osada Lázky. Juhovýchodne od kóty 1 016 (M-200).
Vzorky č. 1, 3, 4, 5 a 7 – nepublikovaný materiál GOREKA.
Vzorky č. 2 a 6 – nepublikovaný materiál MIKA.

Pararuly sa vyznačujú svetlosivou farbou, sú jemnozrné s nevýraznou bridličnatosťou. Štruktúra hornín sa mení od granoblastickej do usmernene lepidogranoblastickej. Pribúdaním biotitu kremité pararuly prechádzajú do biotitických pararúl.

Hlavnú zložku horniny tvorí kremeň. PIVKO (1986) uvádza až 42 % tohto minerálu. Živce sú reprezentované plagioklasom, ich zastúpenie je 47 %; zodpovedajú bázičnému oligoklasu až albító-oligoklasu. Biotit je výrazne

pleochroický, čiastočne baueritizovaný. Muskovit sa nachádza v malom množstve. Akcesoricky sú prítomné: magnetit, sillimanit, rozpukaný granát.

103 Biotitické pararuly s vločkovitým grafitom

Do tejto skupiny boli zaradené pararuly obsahujúce grafit vo forme menších, makroskopicky viditeľných zhlukov – lupienkov (vločiek), ojedinele dosahujúcich veľkosť až 1 cm. Nachádzajú sa v kryštaliniku Lúčanskej Fatry v rámci lúčanského komplexu vo forme šošoviek uprostred granáticko-biotitických pararúl jv. od kóty Končiar (1163). V práci GAŠPARIK et al. (1988) boli označené ako grafiticko-biotitické pararuly. Výskyt vločkovitého grafitu podrobne opisal PULEC (in GOREK et al., 1988).

102 Amfibolity

Amfibolity vystupujú spolu s metamorfovanými horninami lúčanského komplexu a tiež vo forme enkláv v granitoidných horninách. Tvoria pretiahnuté telesá v dĺžke okolo 300, 500 i viac metrov. Nachádzajú sa v Lúčanskej Fatre v oblasti Valaskej doliny, Malej doliny (z. od Martina) a inde. Vyznačujú sa drobnou, prípadne až strednou zrinitosťou, niekedy s prejavmi migmatitizácie. Textúra amfibolitov je lineárne plošne paralelná, miestami aj masívna, vo všetkých smeroch zrnitá. Amfibolity prítomné na východných svahoch Martinských holí majú aj páskovanú textúru. Štruktúra hornín je nematogranoblastická, prípadne lepidonemato-granoblastická.

Dominantným minerálom hornín je Ca amfibol svetlozelenej, svetlohnej farby miestami s dvojčatným lamelovaním. Možno pozorovať častú premenu minerálov na epidot a klinozoizit. Priestory medzi amfibolmi vyplňajú plagioklas, ktoré zo skupiny živcov prevládajú. Bazicitou prináležia k oligoklasu, resp. andezínu. V horninách sú prítomné dve generácie plagioklasov. Plagioklas I patrí k andezínu, je silne sericitizovaný. KOVÁČIK (1981) uvádza v ňom vejárikovité zhluky prehnitu. Plagioklas II patrí k oligoklasu, je menej postihnutý premenami. Biotit je prítomný v malom množstve, je vybielený s prejavmi epidotizácie. Relatívne málo je zastúpený kremeň, ojedinele i granát. Možno pozorovať aj titanit, zoizit, chlorit a apatit.

Tab. 8 Modálne analýzy amfibolitov Lúčanskej Fatry

	1	2	3
amfibol	63,0	62,7	55,7
plagioklas	25,1	33,5	27,4
kremeň	10,3	0,6	11,0
biotit	0,7	-	4,1
akcesórie	0,9	3,2	1,0

Lokalizácia:

1. Severozápadne od osady Lázky pri Bystričke (MF-9 A).
2. Detto (MF-9 D).
3. Detto (MF-10 A).

Tab. 9 Chemické analýzy amfibolitov a amfibolických rúl Lúčanskej Fatry

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45,10	49,50	49,57	50,31	50,96	51,26	58,25
TiO ₂	1,97	2,36	1,00	1,61	2,37	1,40	1,61
Al ₂ O ₃	15,94	16,39	16,56	14,82	14,55	16,71	14,47
Fe ₂ O ₃	2,39	1,62	2,14	2,66	2,74	1,70	2,37
FeO	10,26	12,01	7,33	9,63	10,05	7,73	7,47
MnO	0,21	0,15	0,16	0,20	0,22	0,16	0,18
MgO	7,22	4,68	6,43	7,36	4,31	6,17	3,54
CaO	10,10	8,81	9,79	8,57	7,34	10,76	5,87
Na ₂ O	1,28	3,26	3,18	2,20	3,28	2,85	3,17
K ₂ O	2,52	0,95	0,92	0,96	1,46	1,02	1,24
P ₂ O ₅	0,14	st.	0,08	0,16	0,24	0,17	0,22
H ₂ O ⁺	2,41	0,40	2,56	1,30	2,05	0,36	1,34
H ₂ O ⁻	0,06	0,16	0,22	0,26	0,30	0,02	0,27
spolu	99,60	100,29	99,94	100,04	99,87	100,31	100,00

Lokalizácia:

1. Biotitický amfibolit. Zárez cesty pod Kalužnou (1160). In HOVORKA (1969).
 2. Amfibolit. Osada Lázky. In HOVORKA – SPIŠIAK (1986).
 3. Amfibolit. Vrt GT-12 Valča; interval 597,6–597,7 m.
 4. Amfibolit. Vrt GT-12 Valča; interval 481,6–481,7 m.
 5. Amfibolit. Vrt GT-12 Valča; interval 483,5–483,6 m.
 6. Biotitický amfibolit. Lom v doline Mlynského potoka pri Martine. In HOVORKA (1969).
 7. Amfibolicko-biotitická rula. Vrt GT-12 Valča; interval 573,3–573,4 m.
- Vzorky č. 3, 4, 5 a 7 – nepublikovaný materiál MIKA.

101 Strednozrnné biotitické granodiority – hybridné tonality so xenolitmi pararúl

Uvedený typ granitoidu je prevládajúci v centrálnej časti plutónu Lúčanskej Fatry. Jeho súčasťou sú xenolity rozličných typov pararúl, ktorých charakteristika je uvedená v časti o kryštalických bridliciach. Ďalej sa v granitoidných horninách vyskytujú aj enklávy amfibolitov.

Strednozrnné biotitické granodiority – hybridné tonality – sa vyznačujú svetlosivou až tmavosivou farbou s makroskopicky pozorovateľnými zrnami kremeňa (do veľkosti 0,7–1,3 cm), biotitu a živcov. Textúra hornín je vo všetkých smeroch zrnitá, čiastočne však aj usmernená. Prevláda hypidiomorfné zrnitá štruktúra. Horniny bývajú často kataklasticky postihnuté. Minerálna asociácia je takáto: kremeň, živce, sľudy, akcesórie.

Kremeň sa nachádza v horninách v množstve okolo 30–35 %. V nich možno sledovať dve generácie kremeňa – I. generácia sa vyznačuje vysokou undulozitou, II. generácia je prítomná v podobe drobných zrníčok kremeňa v interstíciách ostatných minerálov. V ojedinelých prípadoch kremeň uzatvára plagioklas. Plagioklas prevláda nad draselným živcom. Vykazuje bazicitu oligoklasu – oligoklasu–andezínu, je silne sericitizovaný. Draselný živec patrí ku kaolinizovanému ortoklasu, niekde sa nájdu iba jeho relikt. Biotit nachádzame ojedinele prerastený s muskovitom, často je vybielený aj epidotizovaný; muskovit je prítomný iba v malom množstve. Akcesoricky sa nachádza granát, amfibol, rudné minerály, zirkón uzavretý v biotite a apatit.

100 Biotitické a dvojsľudové granity, autometamorfované granodiority

Tento typ granitoidných hornín sa nachádza v severnej časti Malej Fatry – v Krivánskej Fatre, v sz. ukončení regiónu. Podrobnejšie ho spracovali IVANOV – KAMENICKÝ (1956), komentovali ho HAŠKO – POLÁK (1977) a čiastočne GOREK – WUNDER (1981).

Granitoidné horniny uvedeného typu sa vyznačujú strednozrnnou masívnou textúrou, výrazne sivozelenou farbou, niekedy ružovkastou, s nápadnými makroskopicky pozorovateľnými výrastlicami K živcov. Štruktúra hornín je hypidiomorfné zrnitá, vo všetkých smeroch zrnitá.

Plagioklasy sú podstatnou horninotvornou zložkou, bazicitou zodpovedajú oligoklasu–andezínu. Ortoklas je dvoch generácií, prítomný je aj mikroklin. Ďalej sa nachádza kremeň, biotit, ktorý je prevažne baueritizovaný, a muskovit. Z akcesórií sú prítomné: zirkón, rutil, apatit.

Tab. 10 Modálne analýzy granitoidov Lúčanskej Fatry (1–4) a Krivánskej Fatry (5)

	1	2	3	4	5
kremeň	27,8	22,2	31,6	32,2	28,6
plagioklas	57,2	46,1	53,2	49,8	27,2
K živec	2,2	18,4	2,3	-	35,4
biotit	11,1	10,8	9,2	13,2	4,9
muskovit	0,4	1,6	3,1	3,1	2,5
akcesórie	1,3	0,9	0,6	1,7	1,4

Lokalizácia:

1. Cesta Vrútky – Martinské hole, j. od Kalužnej (MF-26).
2. Cesta Vrútky – Martinské hole, s. od kóty 1 163 (MF-23).
3. Malá dolina, v. od kóty 1 049 (MF-42 A).
4. Oblasť Ráztoky, j. od kóty 909 (MF-74).
5. Krivánska Fatra, obec Lipovec (25 D).

Tab. 11 Chemické analýzy granitoidov Lúčanskej Fatry

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	68,33	68,78	68,96	69,84	73,22	76,60
TiO ₂	0,81	0,47	0,40	0,56	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	14,43	14,41	17,03	14,26	12,95	13,49
Fe ₂ O ₃	2,08	0,67	0,60	0,26	1,84	0,31
FeO	3,38	4,42	2,08	4,04	1,29	1,15
MnO	0,03	0,05	0,01	0,02	0,03	0,07
MgO	2,01	2,28	0,97	1,68	0,18	0,29
CaO	3,06	1,70	2,18	2,30	1,67	2,09
Na ₂ O	2,71	3,64	4,41	3,16	6,08	4,23
K ₂ O	1,65	0,97	1,60	2,45	1,25	0,80
P ₂ O ₅	0,36	0,38	0,18	0,17	0,03	0,07
H ₂ O ⁺	0,49	1,87	1,06	0,82	2,01	0,41
H ₂ O ⁻	0,36	0,09	0,20	0,28	0,18	0,19
spolu	99,70	99,73	99,68	99,84	100,76	99,71

Lokalizácia:

1. Granodiorit. Severo-severozápadne od kóty 1 064. In KOVÁČIK (1981).
2. Granodiorit. Juhozápadne od kóty 804 (M-78).
3. Hybridný tonalit. Martinské hole. In KAMENICKÝ et al. (1987).

4. Hybridný tonalit. Martinské hole, zárez Mlynského potoka. In KAMENICKÝ et al. (1987).
 5. (Biotiticko)-muskovitický pegmatit s ojedinelými granátmi. Vrt GT-12 Valča; interval 477,7–477,8 m.
 6. (Biotiticko)-muskovitický pegmatit s ojedinelými granátmi. Vrt GT-12 Valča; interval 426,5–426,6 m.
- Vzorka č. 2 – nepublikovaná analýza GOREKA.
Vzorky č. 5a 6 – nepublikované analýzy MIKA.

99 Žilné telesá svetlých granodioritov a pegmatitov uprostred migmatizovaných pararúl

V severnej časti kryštalinika Lúčanskej Fatry – západne od kóty Hradište (776) a j. od Valaskej doliny sa nachádzajú granodiority uprostred migmatizovaných pararúl lúčanského komplexu. Vystupujú ako žilné telesá so šírkou od niekoľko metrov do 150 m, v smernej dĺžke maximálne 500 metrov. Ich pozícia je konformná s migmatizovanými pararulami a sprevádza ich roj prienikov. Jednotlivé telesá sú od okolitých pararúl ostro ohraničené. Z petrografického hľadiska ide o strednozrnné až hrubozrnné mobilizáty granodioritového zloženia, miestami usmernené, hybridné. Nápadné sú v nich miestami prítomné živce metasomatického pôvodu veľkosti do 1 cm.

98 Pegmatity a aplity

Pegmatity a aplity sa hojnejšie nachádzajú vo výplni žíl pretínajúcich horniny lúčanského komplexu jv. od kóty Kalužná (1 160), ako aj j. od Valaskej doliny. V granitoidných horninách sa spomínané typy hornín vyskytujú v j. vetve Mlynského potoka (z. od Martina).

Pegmatity sa vyznačujú hrubozrnným charakterom a ružovkastým sfarbením od prevládajúcich K živcov. Tieto typy pegmatitov sú geneticky spojené so strednozrnnými biotitickými granodioritmi – hybridnými tonalitmi. Druhý typ pegmatitov možno charakterizovať ako jemnozrnnější, sivastého sfarbenia (na mape nie je osobitne vyjadrený). Minerálne zloženie: ortoklas, mikroklin, kremeň.

Aplity majú drobnú zrornosť, svetlú farbu so zastúpením kremeňa a živcov, zriedkavejšie s výskytom biotitu a muskovitu. Biotit je chloritizovaný. Štruktúra aplitov je alotriomorfna.

97 Metasedimenty, metaklastiká s polohami čiernych bridlíc

Skupina hornín vyčlenená ako tzv. valčianske súvrstvie (PULEC, 1988) sa vyskytuje v jv. časti Lúčanskej Fatry, vo Valčianskej doline, ako aj pri vyústení Trebostovskej doliny a jv. od Končiara (1 163). Pôvodne boli horniny súvrstvia označené ako metasedimenty, metaklastiká s polohami čiernych bridlíc. Zarad'ovali sa k tufitickým bridliciam, metamorfovaným vo fácií zelených bridlíc. Horniny súvrstvia sú zložené z kremeňa, ortoklasu, plagioklasu, sl'úd, chloritu, akcesoricky zirkónu a novotvoreného rutilu (PULEC in GOREK et al., 1988). Na základe nálezu palynomorf bolo valčianske súvrstvie zaradené do staršieho paleozoika – devónu (PLANDEROVÁ, ústne oznámenie).

V súvrství bolo zistené kremenno-chalkopyritové a tiež synsedimentárne pyritovo-pyrotínové zrudnenie, viazané na polohy čiernych bridlíc (PULEC, l. c.).

Valčianske súvrstvie je lokálne prevrásnené. Osi vrás majú smer SSV–JJZ; vrásky sú rádovo decimetrových rozmerov. Bezprostredne v susedstve vyčlenených hornín vystupujú granitoidy aj kryštalické bridlice, resp. ich mylonity.

Na základe najnovších štúdií materiálu súvrstvia, jeho pozície a štruktúrneho habitu sa domnievame, že časť hornín je tektonického pôvodu. Predstavuje intenzívne tektonicko-deformačne porušené variety hornín kryštalínika, miestami ešte so zachovanými kataklastickými a porfýroklastickými, väčšinou však typickými mylonitovými štruktúrami hornín. Porušenými zónami prenikali roztoky, ktoré spôsobili hydrotermálne-metasomatickú premenu hornín (spojenú s deštrukciou sl'úd, silicifikáciou a pod.), spôsobili prínos sulfidov (prevažne limonitizovaných), ako aj uhlíkatej substancie. Otvorenými trhlinami mohli migrovať i palynomorfy a takto sa dostať do uvedených hornín.

MEZOZOIKUM, OKRAJ VEĽKEJ A MALEJ FATRY

Tatrikum

96 Lúžňanské súvrstvie: kremence a kremenné pieskovce – spodný trias (skýt)

Tento litologický súbor je zložený z kremencov až kremenných pieskovcov. Kremence sú svetlosivej až bielej farby. Niekedy sú aj ružové, prí-

čom vetraním nadobúdajú sivé až hrdzavé sfarbenie. Sú drobnozrnné až hrubozrnné s prímiesou zrn štrkovej kategórie. Vyskytujú sa tu tiež valúny väčších rozmerov. V zložení prevláda kremeň, ale vyskytujú sa i zrná kaolinizovaných živcov, ako aj závalky zelenosivých ílovitých bridlíc. Kremence bývajú dobre zvrstvené, pričom častým javom je laminácia, šikmé i gradačné zvrstvenie. Stratigraficky začleňujeme toto súvrstvie do spodného triasu – skýtu.

95 Verfénske vrstvy: piesčito-ílovité bridlice, pieskovce – spodný trias

Náplňou súvrstvia sú piesčité ílovce s polohami pieskovcov a rauvakov. Ílovce sú prevažne pestrých farieb s prevahou červenofialovej. Sú nevápnité a laminované. Pieskovce sú svetlosivé až zelenosivé, jemnozrnné, taktiež laminované, s akumuláciami valúnikov kremeňa na vrstevných plochách. Stratigraficky ich začleňujeme do spodného triasu.

94 Gutensteinské vápence

Ide o tmavosivé, len zriedkavo svetlosivé, mikrokryštalické, zreteľne vrstevnaté, laminované vápence. Na vrstevných plochách sa často vyskytujú filmy čiernych ílovcov. Bežné sú polohy tzv. červíkovitých vápencov. Z organických zvyškov, ktoré sú vo všeobecnosti vzácne, sa pomerne hojne vyskytujú články krinoidov a „fantómy“ tenkostenných bivalvií a gastropód. Častým javom sú vložky dolomitov. Mocnosť sa pohybuje okolo 60 m. Stratigraficky ich začleňujeme do anisu.

93 Ramsauské dolomity

Tieto dolomity sú reprezentované sivými, cukrovitými, viac alebo menej vrstevnatými, niekedy aj laminovanými dolomitmi, ktoré lokálne mávajú preplástky čiernosivých ílovcov. Vyskytujú sa tu rôzne typy pseudomorfóz, stromatolitických a fenestrálnych štruktúr. Vzácne sa vyskytujú tmavosivé hľuzy rohovcov. Mocnosť je približne okolo 80 m. Stratigraficky ich začleňujeme do ladinu – karnu.

92 Jura – spodná krieda

Pod touto vysvetlivkou sú zhrnuté málo mocné súvrstvia jury a spodnej kriedy žiarskej sukcesie na Z od Slovenského Pravna. Jura je zastúpená pie-

sčito-krinoidovými, zväčša sivými vápencami, ktoré sú smerom do nadložía vystriedané červenými alebo ružovými krinoidovými biosparitmi. Stratigraficky ich zaradíme do spodného a stredného liasu. V ich nadloží sa môže vyskytovať tenké súvrstvie tmavých škrvnutých vápencov – fleckenmergelov stredného až vrchného liasu.

Stredná a vrchná jura je zastúpená kremitými až rádiolárovými vápencami. Najvyššia jura a spodná krieda je vo facií slienitých vápencov s rohovcami (lučivnianske súvrstvie).

Veporikum

Krížňanský príkrov

Najstaršími sedimentmi krížňanského príkrovu sú gutensteinské vrstvy anisu. Ide väčšinou o fosiliferné mikrity, ktoré sedimentovali v hĺbke niekoľko desiatok metrov (cf. TOLLMANN, 1976). Sprievodným javom gutensteinských vrstiev je silicifikácia a rôzne typy dolomitizácie. Ladin až karn reprezentujú ramsauské dolomity, ktoré podľa zvyškov diplopór sedimentovali v uzavretom prostredí internej platformy, najpravdepodobnejšie intertidal až subtidal. Pre sedimentáciu karpatského keuperu (norik) je príznačné mnohonásobné striedanie rytmov krátkodobých morských ingresií a regresií v extrémne aridnom prostredí (cf. MICHALÍK, 1979). Na území zobrazenom na mape je vyvinutý biostromaticko-lagunárny vývoj kösenských vrstiev turčianskeho typu. Tento vývoj rétu sa vyznačuje veľkou hĺbkou a koralovými a hubovými vápencami (MICHALÍK, 1976). Kopienecké súvrstvie je zložené z bazálnych klastík, spodných vápencov a ílovcov so zvyškami fauny, ktorá poukazuje na prehlbovanie morskej panvy. Počas lotaringu až toarku sedimentovali algäuske vrstvy. Podľa MIŠÍKA – RAKÚSA (1964) škrvnuté vápence sedimentovali v hĺbke niekoľko sto metrov, pričom faunu dna najčastejšie tvorili červy a hubky. Kremité rádiolárové vápence a kremité sliene dogeru predstavujú konštantnú litofáciu, ktorá sa vyznačuje rytmickým striedaním tenkých lavíc kremitých rádiolárových vápencov a rohovcov. Obsahuje početné rádioláriá, ihlice húb a *Globochaete alpina*, ktoré poukazujú na otvorené morské prostredie externej platformy. Malm vykazuje väčšie faciálne zmeny ako doger. Uplatňuje sa tu dvojčlenenie platné v celom priestore tetýdy (cf. FENNINGER – FLÜGEL – HOLZER, 1969). Oxford až spodný titón zastupujú aptychové a sakokómové vápence. Tieto vápence sú superponované kalpionelovými vápencami Biancone s. l. a patria k vyššiemu titónu až spodnému beriasu s tesným spojením titónskej –

beriaskej fauny. Počas vyššieho beriasu až hoterivu sedimentovala na rozsiahlych priestoroch pelagická rytmická litofácia zložená zo sledu slienitých vápencov a slieňov otvoreného mora externej platformy. Od barému do albu pokračovala sedimentácia v otvorených morských podmienkach, pričom sedimenty majú flyšoidný charakter s väčším a menším obsahom glaukonitu, fosfátov a detritického kremeňa.

91 Gutensteinské vrstvy: sivé lavicovité vápence miestami dolomitizované; podhradské vápence

Anis (max. 100 m)

Na súvrstviach šiprunskej sekvencie leží niekoľko trosiek krížňanského príkrovu, ktoré sú tvorené výlučne vápencami anisu. Na báze stredného triasu sú vyvinuté tmavo- až svetlosivé vápence, ktoré sú vyvinuté v okolí Kantorského potoka. V týchto vápencoch je častá silicifikácia, ktorú reprezentujú „obvodové rohovce“. Celkové gutensteinské vápence sú fosiliférne mikrity s početnými stylolitmi vyplnenými hnedými koloidmi Fe. Laminy vo vápencoch sú vyplnené drobným detritom článkov echinodermat. Z organických zvyškov sú zastúpené ostrakódy, neurčiteľné foraminifery a z minerálov pyrit.

90 Ramsauské dolomity: sivé lavicovité dolomity

Ladin – karn (200–450 m)

Sivé vrstevnaté dolomity (2 cm – 1,2 m), makroskopicky celistvé, jemnozrnné až hrubokryštalické s dolomitovým rozpadom. Báza dolomitov je tvorená svetlo- až tmavosivými rozpukanými lavicovitými dolomitmi. Okrem rekryštalizovaných dolomitov sa nachádzajú aj celistvé dolomity – dolomikrity, dolopelsparity, dolointrasparity, dolopelmikrity, dolointramikrity. Organické spoločenstvo je chudobné: ostrakódy 3/14, bivalvie 1/14, články echinodermat 1/14, gastropódy 1/14, diplopóry 1/14, pelety 1/14, *Aeolisaccus* sp. 1/14. Z minerálov boli zistené pyrit 3/14, autigénny kremeň 1/14, detritický kremeň 1/14, sericit 1/14, extraklasty ílovcov 1/14, intraklasty 1/14. Z textúr mikrotyllolity a makrotyllolity. Prostredie sedimentácie podľa kritérií sedimentačného prostredia Elf Aquitaine je uzavreté prostredie internej platformy, najskôr intertidal až subtidal.

- 89 Karpatský keuper: pestré íľovce, sľieňovce, dolomity, kremité pieskovce

Nor (50–80 m)

Súvrstvie je vyvinuté v podobe pestrých keuperských bridlíc, íľovcov, sľieňovcov, dolomitov a kremitých pieskovcov. Bridlice s dolomitmi vystupujú najmä v oblasti Sklabinského Podzámku. Pre bázu tohto horninového komplexu sú charakteristické kremité pieskovce, niekedy s dolomitickou základnou hmotou, striedajúce sa obvykle s červenými piesčitými bridlicami. Vyššie prevládajú íľovce, najmä červených a červenofialových farieb. Vo vyšších polohách pribúdajú polohy svetlosivých, sivých dolomitov, ktoré sa na niektorých miestach pravidelne striedajú s bridlicami. Pre bridlice je charakteristická prítomnosť závalkov dolomitov.

- 88 Fatranské vrstvy (kössenské vrstvy): tmavosivé organodetritické koralové a oolitické vápence

Rét (41 m)

Toto súvrstvie tvoria rozličné hrubozrnné organodetritické až lumačelové koralové, hubkové vápence, sliene, oolitické vápence a dolomity cyklicky sa po sebe opakujúce (cf. MICHALÍK, 1976, s. 139). Podľa uvedeného autora je na zmapovanom území zastúpený biostromaticko-lagunárny vývoj turčianskeho typu, vyznačujúci sa koralovými a hubovitými vápencami. Vápence rétu patria najčastejšie k biomikritom, biomikrosparitom, oomikrosparitom. Organický detrit vo vápencoch sa skladá zo schránok bivalvií, brachiopódov, echinodermových článkov, rybích zúbkov a šupín, okrem toho sú prítomné ostrakódy, sesilné foraminifery, ostne ježoviek, gastropódy, foraminifery, asicularie. Oolity dosahujú v priemere veľkosť 0,3–0,5 mm. Fatranské súvrstvie sú usadeniny nad líniou prílivu – dolomitické kôry, v hlbších častiach žilí vápnené hubky a solitárne koralý. Podľa kritérií sedimentačného prostredia možno usudzovať, že sedimentácia fatranských vrstiev sa diala vo variabilnom prostredí na rozhraní externej a internej platformy bez výraznej bariéry.

- 87 Kapienecké súvrstvie (grestenské vrstvy): sivé bridlice, pieskovce, piesčité organogénne vápence

Hetanž – sinemúr (do 50 m)

Horniny spodného liasu sú zachované v okolí Podhradskej a Kantorskej doliny. Sekvencia sa začína piesčitými vápencami s obsahom klastického kremeňa do 40 %. Veľkosť kremenných zŕn kolíše okolo 0,6 mm. Hornina má sparitový tmel. Alochémy sú tvorené bivalviami, brachiopódmi, článkami krinoidov, gastropódmi. V malej miere sú zastúpené aj ostne ježoviek s oolitmi max. 0,3 mm. Prítomný je tiež pyrit, muskovit a zirkón. Fauna: *Chlamys* cf. *subbulata* (MÜNSTER), *Chlamys* cf. *prenetatisima* (QUENSTEDT). Profil v doline Ráztoky obsahuje horniny týchto typov: piesčito-ílovité bridlice, pieskovce (aj šikmo zvrstvené) tenké polohy dolomitov (blízko bázy), piesčité vápence s krinoidmi, oolitické vápence, vápence s rúrkami červov. V bazálnej časti súvrstvia boli zistené úlomky fosfatických hornín s cefalopódmi *Coroniceras* cf. *cradion* HEHL-ZIETEN, 1830, ktorý dokumentuje spodný sinemúr.

86 Algäuské vrstvy (Flecken-Mergel) a hľuznaté vápence

Sinemúr – toark (max. 60 m)

Prechodný člen z kopianeckého súvrstvia do škvŕnitých slieňov a vápencov predstavujú čierne bridličnaté sliene, čiastočne už škvŕnité. Tieto sliene postupne prechádzajú do jednotnej fácie algäuských vrstiev. Ide o bežný typ biomikritických lavicovitých (10–40–60 cm) vápencov s vložkami slieňov. Vápencové biomikrity obsahujú alochémy: ihlice húb, ostrakódy, foraminifery, sklerity holotúrií; z minerálov detritický kremeň a pyrit. Z bridlíc udáva SÝKORA (1975) belemnity: *Pasalothentis spiculatus* (BLAINWILLE), *Pasalothentis virgatus* (MAYER) poukazujúce na pliensbach. Do nadložia nadobúdajú miestami červenú a červenofialovú farbu so závalkami adnetského vápence a amonitmi toarku.

85 Kremity fleckenmergel: kremité škvŕnité sliene

Álen (25–30 m)

Sú tmavosivohnedých farieb, s tenkými pararelovými škvŕnami. Vystupujú v nesúvislých pruhoch východne od Podhradia. Mikroskopicky je táto hornina reprezentovaná biomikrosparitom až biosparitom s vláknovou, resp. krinoidovo-vláknovou mikrofáciou. Niekedy krinoidy prevládajú a vytvárajú

tenké vložky krinoidových vápencov. Prítomné sú tiež rádioláriá a zdá sa, že do nadložia ich pribúda. Častá je klastická prímes detritického kremeňa do veľkosti 0,3 mm. V hornine sú časté impregnácie pyritu a produktov jeho premien. Škrvny v hornine sú miesta jeho silnejšieho nahromadenia. Hornina obsahuje vzácné belemnity.

84 Zelené a červené rádiolarity a laminované slienité vápence

Oxford – kimeridž (60 m)

Rádiolarity predstavujú konštantnú litofáciu, bežne rozšírenú v zliechovskej sekvencii krížňanského príkrovu. Celý vrstevný sled zodpovedajúci makrorytmu sa vyznačuje rytmickým striedaním rádioláriových vápencov s hľuzami rohovcov. Vápence sú kremité mikrity, často spongolity s ihlicami spongií. V základnej hmote majú rozptýlený pyrit, romboédre kalcitu a extraklasty mikrokvarcitov. Z organizmov obsahujú ostrakódy, *Globochaete alpina* L. Vo vyšších polohách pristupujú 3–4 cm hrubé medzivrstvy pestrých bridlíc s oozoickými výplavmi. Vek: stratigrafický rozsah rádiolaritov je stanovený nepriamo na základe superpozície nad adnetskými vrstvami toarku a pod aptychovo-sakokomovými vápencami malmu.

83 Kremité rádioláriové vápence, rádiolarity

Álen – oxford (max. 50 m)

Predstavujú jedno z najcharakteristickejších súvrství mezozoika krížňanského príkrovu. Litologicky súvrstvie tvoria sivé, zelené a červené, výrazne lavicovité (5–30 cm) kremité vápence a hľuzy s polohami rádiolaritov. Štruktúra vápencov je biomikritická. Prevládajúcim organickým komponentom sú rádioláriá, ďalej sú prítomné ihlice húb, ostrakódy a ojedinele foraminifery.

82 Aptychové a sakokomové vápence

Kimeridž – spodný titón (50 m)

Ide o slaboslienité, doskovité až bridličnaté vápence sivozelenej a červenej farby. Rozhranie oproti podložným rádiolaritom je pozvoľné, vrchná

hranica oproti kalpionelovým vápencom je relatívne ostrá. Lokálne sa v nich nachádzajú polohy hľuznatých vápencov. Zastúpenie mikrofaciálnych prvkov z 22 výbrusov je takéto:

kalcifikované rádiolária	13/22	foraminifery	2/22
sakokoma	19/22	ostrakódy	11/22
ihlice spongií	10/22	ostne ježoviek	1/22
filamenty	9/22	<i>Nannocomus</i>	2/22
aptychy	4/22		
<i>Globochaete alpina</i>	7/22		
<i>Stomisphaera moluscana</i>	2/22		
<i>Cadosina lapidosa</i>	2/22		

Minerálne prvky:

pyrit	17/22	zirkón	1/22
hnedé koloidy Fe	14/22	stopy mangánu	1/22
klastický kremeň	16/22	fosfát	1/22
sericit	7/22		
lamin. textúry	3/22		
mikrostylolity	6/22		

Podľa RTG analýzy obsahujú vápence kalcit, kremeň, málo živca a kaolinitu.

Vek: sedimentácia aptychových a sakokomových vápencov sa začala v kimeridži a skončila v spodnej časti titónu pod kalpionelovými vápenkami. Sedimentačné prostredie týchto pelagických vápencov bolo otvorené more so značnými hĺbkami.

81 Kalpionelové vápence

Vyšší titón – spodný berias (30–50 m)

Sú pravidelne vrstevnaté (10–40 cm) s medzivrstvičkami slienitých bridlíc. Sú to biomikritické vápence – Mudstone s dispergovanými fľovitými minerálmi, pyritom, detritickým kremeňom a sericitom. Organickú časť vápencov tvoria prevažne tintinidy, rádiolária s tesným spojením titónskej a beriaskej mikrofauny. *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU).

80 Slienité vápence a sliene, slienité bridlice, organodetritické vápence a polohy konglomerátov

Vyšší berias – hoteriv (200–300 m)

Pelagická rytmická litofácia zložená zo sledu slienitých vápencov a slieňov neokómu. Mocnosť súvrstvia je veľmi premenlivá a závisí od stupňa dorzálnej robotáže presunutým chočským príkrovom. Súvislý vrstevný sled je zachovaný v záreze cesty v doline Ráztoky. Slienité vápence sú pravidelne vrstevnaté (20–40 cm), často škvornité s usmernenou textúrou. Sú to biomikrity (Mudstone) s dispergovanými ilovitými minerálmi pyritom (2–3 %), hematitom, magnetitom, klastickým kremeňom, sericitom, klenčekmi dolomitu. Ojedinele sa konštatovala prítomnosť chloritu a fosfátu. Organickú časť vápencov tvoria: *Globochaeta alpina* LOMBARD, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinnopsella longa* (COLOM), kalcifikované rádiolárie, ihlice spongií, filamentsy, ostrakódy, foraminifery *Ammodiscus* sp., *Lenticulina* (L.) sp., *Anomalina* (*Gavelinella*) sp.

Vápnitý nanoplanktón: *Ellipsogeolosphaera* ex. gr. *britannica* (SHADNER) PERCH. NIELSEN, *Ellipsogeolosphaera* sp., *Cyclogeolosphaera margerelli* NOËL., nanokony – *Nannoconus* ex gr. *steinmanni* KAMPTNER, BRÖNNIMANN.

79 Vložky organogénnych vápencov v neokóme

Hoteriv – barém (max. 8 m)

Tmavosivé až čierne organodetritické lavicovité vápence s detritmi lamelibranchiát, krinoidov, foraminifer. Z minerálov obsahujú detritický kremeň. Ojedinele obsahujú vložky hnedých bridlíc.

78 Bázické eruptíva – bazalty

Apt – stredný alb (max. 8–10 m)

Telesá bázických vulkanitov sa nachádzajú v súvrství slienitých vápencov aptu až stredného albu. Sú to hyaloklasty, ktoré vznikli dezintegráciou lávových prúdov vo vodnom prostredí. Zriedka tu vystupujú dajky a komínové brekcie, tvorené primárnou vulkanickou horninou. Telesá dosahujú malé mocnosti, max. 8–10 m, ich smerné dĺžky sú max. 60–80 m. Doteraz je

známych 15 výskytov. Mineralogické zloženie je olivín pseudomorfovaný chloritom, karbonátom, albitom a idingsitom, plagioklasy zatlačené kalciom, chloritom, zriedka albitom. Jediný nepremený minerál prvej generácie je klinopyroxén. Slienité vápence, v ktorých sa nachádzajú telesá bazických vulkanitov, sú po mikrofáciálnej stránke väčšinou biomikrity, zriedka intramikrity s foraminiferami: *Ticinella roberti* (REICHE), *Thalmaninella subticinensis* GANDOLFI a *Thalmaninella ticinensis*, *Hedbergella* ex gr. *planispira*, *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER).

- 77 Porubské súvrstvie: sliene, slieňovce s vložkami organodetritických vápencov, ílovito-piesčité bridlice, pieskovce

Alb (15 m)

Ide o kalkarenity, intrasparity so zaoblenými intraklastmi. SÝKORA (1975) udáva z nich foraminifery: *Gavelinella complanata* (R.)? *Rugoglobigerina* cf. *rugosa* (PLUM), *Astacotus* sp., *Anomalina* sp. Vo vápňitých ílovcoch bol zistený druh *Thalmaninella* ex gr. *ticinensis* (GANDOLFI) a *Anomalina* (*Gavelinella*) *intermedia* BERTHELIN, ktoré poukazujú na alb. Vápňitý nanoplanktón je zastúpený niekoľkými rekryštalizovanými formami, ktoré boli identifikované ako *Wetznaueria* sp., *W.* cf. *barnese* (BLOCK) PERCH NIELSEN.

Hronikum

Karbonátové komplexy hrc nika lemujú východný okraj Turčianskej kotliny, tiahnu sa v pruhu s. od Necpál smerom na J až do oblasti Turčianskych Teplíc. Prevažná časť týchto komplexov je súčasťou štureckého príkrovu podľa ANDRUSOVA – BYSTRICKÉHO – FUSÁNA (1973). Malá časť karbonátov vytvára malé tektonické trosky, ktoré patria k príkrovom Tlstej, resp. strážovskému príkrovu (PERŽEL, 1969), v súlade s novými názormi môže ísť o zvyšky silického príkrovu.

Šturecký príkrov (Chočský príkrov)

Je zastúpený predovšetkým karbonátovými horninami stratigrafického rozsahu spodný anis – norik.

76 Gutensteinské vápence: tmavosivé celistvé lavicovité červíkovité vápence

Spodný anis

Vystupujú na väčšine územia na báze štureckého príkrovu, len miestami v nadloží gutensteinských dolomitov. Z litologického hľadiska ich tvoria tmavosivé masívne vápence. Smerom do nadložia sú väčšinou pravidelne lavicovité (10–30 cm). V spodnej časti tohto komplexu sa nachádzajú polohy výrazných červíkovitých typov vápencov. Časté sú polohy dolomitických vápencov a dolomitov. Zriedkavé sú polohy alodapických vápencov s výrazným gradacným zvrstvením. Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity. Organická zložka je zastúpená foraminiferami a ostrakódmi a tenkostennými lamelibranchiátmi.

Gutensteinské vápence chočského príkrovu Západných Karpát vekove zodpovedajú podľa BYSTRICKÉHO (1983) spodnému anisu.

75 Ramsauské dolomity

Vrchný anis – ladin (max. 200 m)

Zaberajú najväčšiu plochu štureckého príkrovu v predmetnom území. Sú to v prevažnej miere lavicovité (20–60 cm), prevažne tmavosivé, celistvé a jemnokryštalické dolomity. Miestami sú výrazne organogénne až organodetritické, preplnené zvyškami dasycladaceí. Podstatná časť dolomitov je značne rekryštalizovaná. Mikrofaciálne sú to zväčša biosparity, v menšej miere biomikrity. Z organických zvyškov sú to predovšetkým *Dasycladaceae*, ktoré uvádza PERŽEL (1969) z oblasti Dedošovej doliny a Kozej skaly: *Diplopora annulata* SCHAFF., *Diplopora annulata* (SCHAFF.) var. *annulata* SCHAFF. a *Teutloporella* sp. Vekove zodpovedajú tieto dolomity vrchnému anisu až ladinu.

74 Lunzské vrstvy: bridlice, pieskovce

Spodný karn – jul (max. 20 m)

Súvrstvie lunzských vrstiev vystupuje v úzkom pruhu tiahnucom sa pod Červeným grúňom až j. od kóty Lazce (976,1 m). Druhý malý výskyt je v okolí lokality Dubiny. Ide o bežný litologický flyšoidný typ súvrstvia zložený z tma-

vosivých, hnedavých jemnozrnných pieskocov a tmavých sivých zelenkavých ílovito-piesčitých bridlíc. Z petrografického hľadiska sú to psamity, zložené z 55–70 % z úlomkov kremeňa. Nestabilný komponent je zložený z K a Ca-Na živcov, muskovitu, biotitu a akcesórií. Stratigraficky patrí toto súvrstvie podľa pozície vo vrstevnom slede chočského prikrovu do spodného karnu – julu (cf. BYSTRICKÝ, 1983).

73 Oponické vápence

Vrchný karn – tuval (max. 30 m)

V priamom nadloží lunzských vrstiev, niekedy nad tenkým pruhom sivých dolomitov, leží súvrstvie oponických vápencov. Sú to zväčša sivé, sivohnedasté, slabo slienité, prevažne masívne alebo hrubolavicovité vápence, zvyčajne celistvé, niekedy slabokryštalické, miestami gravelové. Len zriedkavo sa v nich nachádzajú polohy organického detritu zloženého prevažne z lamelibranchiát.

Mikrofaciálne sú to biosparity, resp. biomikrity. Organický komponent je zastúpený úlomkami bivalvií, krinoidových článkov, ostrakódov a foraminifer (*Nodosaria* sp., *Glomospira* sp., *Ammodiscus* sp.). Vek súvrstvia udáva BYSTRICKÝ (1983) ako vrchný karn, pravdepodobne tuval.

72 Hlavný dolomit (Hauptdolomit)

Norik

Sú to sivé, najmä však svetlosivé, masívne, hrubolavicovité dolomity v nadloží oponického vápence, o ktorých predpokladáme, že litostratigraficky patria k jednotke hlavného dolomitu.

Tieto dolomity však laterálne smerom na V a na J prechádzajú bez akejkoľvek litologickej zmeny do ramsauských dolomitov ladinu. Vzhľadom na to, že v tejto oblasti nie je možné dostupnými metódami rozlíšiť tieto dve litostratigrafické jednotky, označujeme dolomity v priamom nadloží oponických vápencov ako dolomity s vyššou afinitou k hlavnému dolomitu so stratigrafickým zaradením do noriku (BYSTRICKÝ, 1983). Mikrofaciálne sú to sparity, resp. pseudosparity, so zvyškami dasycladaceí a úlomkov lamelibranchiát. Zväčša sú intenzívne rekryštalizované.

Silicikum

Príkrov Tlstej

V nadloží dolomitových komplexov stredného a vrchného triasu ležia tektonické trosky vyššej tektonickej jednotky silicika – príkrovu Tlstej (resp. zvyškov strážovského príkrovu podľa PERŽELA, 1969). Tieto komplexy sú osobitne výrazné a tvoria mocné polohy na Pekárovej, Blatnickom hrade, Plešovici, v Gaderskej a Blatnickej doline. Celý tento komplex je v spodnej časti budovaný tmavosivými masívnymi a hrubolavicovitými vápencami. Vrchnú časť tvoria zvyčajne svetlosivé až biele lavicovité organogénne vápence. Tieto dva litologické typy možno len veľmi ťažko rozlíšiť kartograficky.

71 Gutensteinské vápence, tmavosivé masívne a hrubolavicovité vápence

Anis (max. 100 m)

Tvoria spodnú časť komplexu vápencov, predovšetkým v Dedošovej a v južných častiach územia. Litologicky sú to tmavosivé, sivé masívne a hrubolavicovité vápence, často s vyvetrávajúcimi organickými zvyškami. Mikrofaciálne ide zväčša o biosparity. Organická zložka je zastúpená najmä foraminiferami, úlomkami lamelibranchiát, krinoidových článkov, ostňov ježoviek a predovšetkým stratigraficky dôležitých dasycladaceí. PERŽEL (1969) uvádza z týchto vápencov z oblasti Selenca, Tmavej doliny *Dasycladacea: Physoporella dissita* (CÜMB.) PIA, *Diplopora hexaster* (PIA), PIA, *Physoporella cf. praealpina* PIA, *Ph. pauciforata* (GÜMB.) STEINM. var. *undulata* PIA. Z foraminifer uvádza *Meandrospira dinarica* KOCHANSKI-DEVIDE PANTIČ. Stratigraficky považujeme tieto vápence za anisské, s vysokou afinitou k steinalmským vápencom.

70 Wettersteinské dolomity

Stredný trias – ladin (max. 250 m)

Tvoria najvyšší člen vrstevného sledu štúreckého príkrovu. Sú to svetlosivé až biele rozpadavé, prípadne múčkovité dolomity. Pomerne často sa v nich vyskytuje detrit z diplopor (riasy) a hubiek. Vyskytujú sa tu aj tzv. evinošpongiové štruktúry.

Ladin

Najvyššiu časť komplexu, resp. jednotlivé tektonické trosky napr. Plavej, Plešovice a Blatnického hradu tvoria svetlosivé až biele hrubolavicovité, masívne aj lavicovité organodetrítické a organogénne vápence, ktoré môžeme označiť ako wettersteinské vápence. Mikrofaciálne ide najmä o biosparity s pomerne hojnou frekvenciou organických zvyškov, kde prevláda detrit dasycladaceí, kostrových elementov rifových organizmov, krinoidových článkov zriedkavých foraminifer. Veľmi hojné sú tzv. riasové hrudky – detrit rias, obalený karbonátovým materiálom.

Z týchto vápencov na Plešovici, Blatnickom hrade (Dubiny) a z Konského dolu uvádza PERŽEL (1969) tieto dasycladaceá: *Teutlopora herculea* (STOPP.) PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *annulata*, *D. annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *dolomitica* PIA, *D. annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. *debilis* PIA, ako aj foraminifery: *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Agathammina* sp., *Reophax* sp. Nájdené organické zvyšky umožňujú spoľahlivo zaradiť toto súvrstvie do ladinu.

TERCIÉRNE SEDIMENTY VÝPLNE KOTLINY

Turčianska kotlina predstavuje tektonickú depresiu – graben medzi pohorím Veľkej Fatry na východnej strane, Malou Fatrou na strane západnej a severnej časti kotliny. Žiarske pohorie a Kremnické vrchy ohraničujú kotlinu na jz. a j. časti kotliny. Litologický vývoj a vzájomné vzťahy jednotlivých súvrství terciérnych sedimentov pomohol v poslednom období riešiť regionálny geologický výskum spojený s realizáciou technických prác nášho ústavu, ako aj technických prác iných organizácií. Nemalou mierou pri štruktúrnom riešení územia prispeli výsledky geofyzikálnych meraní. Dnešný stav poznania o terciérnych sedimentoch Turčianskej kotliny umožňuje opísať základné litologické členenie. Členenie terciéru (obr. 1 a obr. 2) rešpektuje všetky doteraz opísané a definované litologické jednotky treťohorných usadenín kotliny, pokiaľ zodpovedajú zásadám litologickej terminológie (CHLUPÁČ edit., 1978). Litologické celky boli už čiastočne opísané v minulých prácach (GAŠPARIK, 1983, 1987, 1989).

Paleogénne sedimenty – litologické jednotky

Na študovanom území Turčianskej kotliny sa paleogénne sedimenty nachádzajú na v. časti územia a nasadajú, prípadne sú tektonicky viazané na mezozoikum, najmä kriedové sedimenty pohoria Veľkej Fatry. Paleogénne sedimenty môžeme sledovať približne od Mošoviec po úpätí pohoria cez Zabokrekry až po Sučany a Krpel'any na S územia. Na základe rozšírenia základného paleogénneho vývoja v centrálnej časti Západných Karpát môžeme v Turčianskej kotline členiť paleogén podľa biostratigrafického rozdelenia vnútrokarpatského paleogénu publikovaného v práci GROSS – KÖHLER – SAMUEL (1984). Tento paleogén začleňujeme do podtatranskej skupiny paleogénu, ktorý predstavuje sedimentačný cyklus začínajúci sa transgresiou hruboklastického súvrstvia, ktoré prechádza do ílovej fácie. Na základe charakteru sedimentov možno paleogén zaradiť do vývoja hlbokovodných sedimentov, kde dosahuje mocnosť až nad 1 000 m. Ide teda o flyšový paleogén, miestami až subflyšový hlbokovodný typ paleogénu. Okrem tohto typu však možno pozorovať neflyšový typ sedimentov, a to najmä v blízkosti pohoria, predovšetkým na úpätí Veľkej Fatry, ktorý je väčšinou tektonicky oddelený od mladších sedimentov výplne kotliny. Rozdielnosti medzi plytkovodným a hlbokovodným vývojom paleogénu sú v tom, že v oblasti platformného vývinu sú mocnosti sedimentov menšie, neflyšového charakteru, čo poukazuje na usadzovanie v plytkom epikontinentálnom prostredí, ktoré prekryvalo časť platformného bloku. Naproti tomu v oblasti hlbinného mora sú mocnosti sedimentov veľké, prevládajú najmä pelity intrabázálneho charakteru, čo znamená, že ich tvorí materiál, častice pochádzajúce z najbližšieho okolia sedimentačného priestoru.

V paleogénnej časti kotliny môžeme sledovať sedimenty:

68 A) Sedimenty borovského súvrstvia

Ide o bazálne transgresívnu fáciu, ktorú tvoria hruboklastické karbonatické zlepence až brekcie, miestami organogénne vápence (Mošovce až Blatnica, severnejšie zárez cesty Sklabiňa – Sklabinský Podzámok, v odkryve cesty z Krpelianskej priehrady do Molčova). Stratigraficky sú zaradené do lutétu, prípadne spodného priabónu. Tmel zlepenčov je vápnito-piesčitý. Fauna, ktorá bola nájdená, je nepravidelne uložená, zastúpené sú veľké foraminifery. Medzi dobre zachovanými druhmi je veľa foriem rozlámaných, čo dosvedčuje, že po skončení sedimentácie došlo k premiestňovaniu horninového materiálu. O tom svedčí aj charakter horniny, ktorý má znaky silných tlakov a rozlámania horninového materiálu. Faunu lokality spracoval už KÖHLER (1965), ktorý našiel a určil tieto druhy: *Nummulites perforatus sismondai* D'ARCHIAC et

Tab. 12 Litologické jednotky paleogénu v Turčianskej kotline

PALEOGÉN	oligocén	"sanois"	sp. str.	(Zuberské súvrstvie)	piesky – pieskovce sa striedajú s ílovcami (flyšová litofácia)
	eocén	priabón	vrchný	(Hutianske súvrstvie)	íly tmavosivej farby s polohami Mn ílovce menilitového typu (ílovcová litofácia) ílovce (vrstevnaté) majú prevahu nad pieskovicami
			stredný		
			spodný		
		lutét	vrchný	(Borovské súvrstvie)	brekcie, zlepenice, vápence karbonatické pieskovce (bazálna litofácia)
			stredný		
			spodný		

et HAIME, *N. millecaput millecaput* BOUBÉE, *Discocyclina ramicotensis* DAVIES a iné. V súčasnom období výskumu bolo niekoľko vzoriek odovzdaných M. Vaňovej, ktorá si z uvedenej lokality dodatočne vybrala aj ďalší materiál. VAŇOVÁ (1978) uvádza, že boli nájdené druhy s nepravidelným rastom schránok. Stredne veľké a drobné schránky sú nepoškodené a pekne zachované. Veľmi časté boli: *Nummulites perforatus* (MONTFORT), *N. sismondai* D'ARCHIAC – HAIME; časté: *Nummulites variolaris* (LAMARCK), *N. striatus minor* D'ARCHIAC – HAIME; a ďalšie.

Ďalšou významnou lokalitou je zárez cesty zo Sklabine do Sklabinského Podzámku. Ide o hrubozrnnú, klastickú fáciu s numulitmi. Valúny v zlepenkoch sú chaoticky uložené, bez dôkladnejšieho opracovania.

Karbonatické bazálne súvrstvie bolo nájdené aj v jv. časti kotliny od Belej po Mošovce. Významnejšia lokalita sa nachádza j. od Blatnice, kde

boli nájdené zlepenca a brekcie tvorené vápencovo-dolomitickými valúnmi, ktorých veľkosť sa mení od drobnozrnných vápencových brekcií a zlepenčov po hrubozrnnnejšie s ojedinelými valúnmi veľkosti až 10 cm. Tmel zlepenčov je vápnitý s bohatými zvyškami organizmov. KÖHLER (1967) určil z tejto lokality numulitovú faunu. Na lokalite Blatnica – Plešovica (táborisko) boli určené *Nummulites chavannesi*, *N. atacicus*, *N. rotularius* a *N. variolarius*. V blízkosti Mošoviec bol nájdený a určený *Nummulites chavannesi*. Na oboch lokalitách boli nájdené vo väčšom množstve *Operculinoides nassauensis*, *O. nanghani*, *Discocyclina nummulites*, *D. varians*, *Alveolina stella*, *A. stellaris* a *A. stellata*. Južne od Blatnického hradu v lese na sz. svahu Plešovice je poloha paleogénnych zlepenčov. Na úpätí svahu v Záborí boli nájdené svetlosivé organogénne zlepenca, miestami pórovité, v ktorých boli nájdené na zvetraných plochách veľké i menšie formy numulitov a diskocyklín. Južne od Blatnického hradu vo vyerodovanom údolí, ktorým sa prechádza do Gaderskej doliny, sú jemnozrnné lístkovito sa rozpadajúce pieskovcové polohy s množstvom drobných sfudových lístočkov. Okrem toho sú tu väčšie kusy pevného, na povrchu pórovitého pieskovca hnedej farby. Na čerstvom lome pieskovec nie je pórovitý, je pevný, modrastej farby. Nájdu sa tu už aj polohy tmavosivých bridlíc. Pri obci Horné Jaseno sú vyvinuté litotamniové vápence, ktoré podľa ANDRUSOVA (1965) tvoria šošovky v lutétskom súvrství a patria k bartónu. Okrem bohatej riasovej flóry boli v litotamniovom vápenci pieskovcovo-zlepencové polohy, v ktorých sú valúny triasových vápencov. Niektoré polohy zlepenčov sú obohatené valúnmi svetlých litotamniových vápencov. Z organizmov, ktoré boli vo vápencoch nájdené, ANDRUSOV (1965) uvádza: *Lithothamnium* cf. *camaraeae* PFENDER, *Melobesia* cf. *cuboidea* JOHANSON, ďalej sú prítomné asilíny, operkulíny, alveolíny, miliolidy, serpuly, krinoidy. Z numulitov boli nájdené v hojnom množstve *Nummulites perforatus* (MONTF.), *Nummulites millecaput* BOUBÉE, ojedinele *N. variolarius* a *N. rotularius*, ďalej boli nájdené *Assilina exponens*, *Discocyclina nummulites* atď.

Pri spracovaní fauny zo skúmaného súvrstvia paleogénu tejto oblasti KÖHLER (1967) urobil zónovanie, pričom rozlíšil:

1. zónu s *N. perforatus* – Horné Jaseno – Blatnica – Záborie,
2. zónu so zmiešanou asociáciou – Horné Jaseno – konglomerát,
3. zónu s *N. chavensis* – Mošovce a Blatnica – Plešovica – táborisko,
4. zónu s *N. problematicus* – Ďanová.

Stratigraficky zaradíme bazálne súvrstvie paleogénu do stredného eocénu, a to do bartónu, prípadne do spodnej časti priabónu. Toto vekové zaradenie potvrdzuje i fauna nájdená na lokalitách na úpätí Veľkej Fatry (KÖHLER, 1965; VAŇOVÁ, 1988).

Toto súvrstvie bolo v študovanom území ďalej nájdené v profiloch severne od Mošoviec po úpätí Veľkej Fatry cez Blatnicu smerom do okolia Krpelianskej priehrady, Nolčova a Sklabine. V paleogénnych zlepenkoch z okolia Blatnice boli nájdené veľké foraminifery, ktoré spracoval KÖHLER (1967). Vyskytli sa najmä numulity, alveolíny, sphaerogypsiny a iné. V okolí Krpelianskej priehrady pri Nolčove bola nájdená litofácia zlepenčovo-pieskovcového charakteru, v ktorej vystupujú polohy kompaktného žltého hnedého ílovitého pieskovca s organickými zvyškami. Lokalita sa nachádza na pravej strane cesty idúcej z Nolčova smerom na priehradný múr, pod kótou 497,4 m;

66, 67 B) Sedimenty hutianskeho súvrstvia

Ide o ílovcovo-pieskovcové súvrstvie s flyšoidným vývojom; sem zaraďujeme i menilitové vrstvy – tenké polohy prekremených ílovcov. Miestami boli nájdené v tmavých vápniťoch íloch až ílovcach polohy s vyšším obsahom mangánu (Vyšný Kalník). Stratigraficky patria k vrchnému lutétu (biaritz) až priabónu.

Toto súvrstvie je vyvinuté a dobre odkryté v Ďanovej za dedinou v blízkosti poľnohospodárskej usadlosti, ďalej v oblasti Kalníka, Horného a dolného Jasena a Záboria. Litologicky predstavuje slieňité ílovce až slieňovce tmavej farby, dokonale vrstevnaté, s mocnosťou vrstiev 10–20 cm. Tie sa striedajú s polohami jemne piesčitých vápniťoch bridlíc. Celé súvrstvie je tektonicky stlačené, vo vrstvách vidieť skladané šmykové plochy. Miestami sú sfarbené limonitizovanými zátekmi. Pieskovce tvoria polohy a lavice od niekoľko cm, miestami mocné až do 50–70 cm (Nolčovo). Pieskovce sú zväčša jemnozrnné, sivej farby, vápniťe a sľudnaté. Môžeme v nich pozorovať vrstevnatosť. Sú však prípady a miesta, kde sa prejavujú ako masívne (Ďanová, nad cintorínom), nevrstevnaté, s nerovnomernou zrnitosťou. Zrníčka pieskovcov sú rozlične veľké, netriedené. V každom prípade prevláda frakcia s jemnozrnnými pieskami až pieskovecami.

V tmavosivých vápniťo-ílovitých bridliciach boli nájdené šupiny rýb rodu *Clupea* a mikrofauna. V blízkosti obce Dolný Kalník bola nájdená mikrofauna, ktorú určil SAMUEL na *Truncorotaloides (A.) densa* (CUSHMAN), *T. topilensis* (CUSHMAN), *Globigerina pseudovenezuelana* (BLOW et BANNER), *G. linaperta* (FINLAY), *G. eocaena* (GÜMBEL), *G. boweri* (BOLLI), *G. frontosa* (SUBB.), *Globigerapsis subconglobota* (SHALIKOV), *Rotalia lithothamnica* (UHLIG), *Anomalina (A.) manthaensis* (GALLOWAY et MORREY). Spoločenstvá mikrofauny poukazujú na vrchný lutét – bartón.

V svetlosivých vápnitých bridliciach s tmavosivými až hnedými polo-
hami, sz. od Dolného Jasena, v záreze poľnej cesty bola nájdená mikrofauna,
poukazujúca na vrchný eocén: *Globigerina onachitaensis* (HOWER et
WALLACE), *G. linaperta* (FINLAY), *G. pseudovenezuelana* (BLOW et
BANNER), *G. eocaena* (GÜMBEL), *G. officinalis* (SUBBOTINA).

V tmavosivých slienitých bridliciach pri cintoríne v Hornom Jasene bola vo
vzorke nájdená mikrofauna, zodpovedajúca spodnému priabónu: *Globigerina*
eocaena (GÜMBEL), *G. linaperta* (FINLAY), *G. angioporoides* (FINLAY), *G.*
pseudovenezuelana (BLOW et BANNER), *G. onachitaensis* (HOWER et WALLACE),
Globonomalia cf. *micra* (COLE), *Globigerapsis index* (FINLAY), *Cibicides*
lobatulus (WALKER et JACOB), *Uvigerina* sp., rádiolária.

V týchto paleogénnych horizontoch mikrofaunu spomenula už BENEŠOVÁ
(1957), ktorá uvádza najmä globigeríny patriace k strednému eocénu. Flyšové
súvrstvie v tejto časti územia dosahuje veľkú mocnosť – stanovujeme ju nad 1000 m.

V tomto súvrství medzi Horným Kalníkom a Záborím v odkryve poľnej cesty
opísal GAŠPARIK (1972, 1975) polohy nepravidelne rozpadavých svetlosivých,
veľmi jemne piesčitých vápnitých ílov, striedajúcich sa s polohami ílov hrdzavej
až tmavej farby mocných cca 10 cm. Bridličnaté íly prechádzajú do tmavých,
tmavosivých až čiernych ílovcov so zvýšeným obsahom mangánu. V súvrství
bolo možné sledovať tenké polohy mikritového manganolitu. Boli odobrané
vzorky na analýzu, ktorá ukázala takýto obsah:

SiO ₂ – 20,68 %	Al ₂ O ₃ – 6,50%	Fe ₂ O ₃ – 7,14 %
CaO – 13,12 %	MgO – 2,90 %	TiO ₂ – 0,20 %
MnO ₂ – 15,90 %	P ₂ O ₅ – 0,24 %	K ₂ O – 1,45 %
Na ₂ O – 0,30 %	strata	strata
	sušením – 6,01 %	žíhaním – 18,15 %

V oblasti pri Dolnom Jasene v záreze novej cesty sú odkryté sivozelené
až sivé vápnité ílovce, v ktorých sa vyskytujú polohy tmavosivých až čier-
nych vrstiev pelítov, tiež so zvýšeným obsahom mangánu. Mocnosť vrst-
vičiek v odkryve predstavuje asi 10–15 cm.

a) vzorka – tmavosivý kremitý manganolit,

b) vzorka – svetlosivá ílovcová bridlica manganolitu,

SiO ₂	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂
a) 24,33	7,14	5,29	13,24	2,36	3,30
b) 24,25	9,30	6,93	18,19	2,31	0,31
MnO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	strata žíhaním	strata žíhaním
12,66	0,04	1,32	0,27	13,62	17,60
7,12	0,08	1,33	0,32	8,71	10,36

Akumulácia mangánových minerálov nie je v sedimentoch ani zďaleka taká bohatá ako iných zložiek. Preto mnoho autorov odporúča stanoviť v týchto horninách nižšiu spodnú hranicu pri ich pomenovaní. FÜCHTBAUER a MÜLLER (1970) dokonca požadujú, aby sa každý sediment, ktorý má nad 1 % Mn, nazýval bohatý mangán. Preto sa v nomenklatúrnej príručke (KUKAL, 1985) odporúča pri manganolite urobiť výnimku a takto nazvať sediment, ktorý má viac ako 10 % mangánových minerálov.

Do stredného priabónu zaraďujeme i menilitové vrstvy. Tieto vrstvy nevytvárajú súvislé horizonty, ale boli zistené v podobe menších polôh v ílovcovopiesčitých vrstvách, obyčajne sa častejšie opakujú. Vyskytujú sa tesne nad bazálnym súvrstvom pri Blatnickom hrade. Hnedé, kremité, črepovité alebo lístkovité usporiadané ílovce svetlejšie alebo slabo modrastej farby ojedinele majú tenké pružky hnedých rohovcov. Spolu s nimi sa vyskytuje poloha hrdzavohnedého navetraného jemnozrného pieskovca. Podobné vložky menilitových vrstiev boli nájdené pri Duliciach, j. od Turčianskej Belej, ďalej z. od Ďanovej, kde v blízkosti ovčince vystupujú pevnejšie lavice pieskovcov s polohami pieskov s malou doštičkovitou odlučnosťou. V tmavosivom, veľmi jemne piesčitom komponente sú šupiny sľudy, množstvo malých úlomkov rastlín a zvyškov po listoch. Smer bridličiek je V–Z, úklon k J. Podobné jemné rozpadavé bridlice boli nájdené i v. od Príboviec, na svahoch Blatnického potoka. Podľa mikropaleontologických nálezov vrstvy pieskovcov a jemných pelitických bridlíc patria k vrchnému eocénu (vrchnému bartónu až priabónu), čo potvrdzuje prítomnosť *Globigerina officinalis* (SUBBOTINA);

65 C) Sedimenty zuberského súvrstvia

Pieskovcové vrstvy. Stratigraficky sú zaradené do stredného až vrchného priabónu; zuberské súvrstvie prechádza do súvrstvia s pieskovcovými lavicami s podstatne menším výskytom ílovcov – vek tohto súvrstvia zaraďujeme do vrchného eocénu až stredného oligocénu (spodná časť bielopotockého súvrstvia?).

Litofaciálna charakteristika tohto súvrstvia predstavuje viacnásobné striedanie polôh pieskovcov a ílovcov. Pieskovce sú miestami nahrádzané zlepenkami. Viaceré lokality paleogénu vo v. časti územia sú tvorené vápnnými hnedosivými vrstevnatými ílovcami, patriacimi do spodnej časti eocénu. Smer vrstiev je S–J, úklon 30° na V. Tento vek súvrstvia potvrdzujú aj foraminifery (SAMUEL, 1988) a nanoplanktón (GAŠPARIKOVÁ, 1988), vo vzorkách od Záboria a Turčianskej Belej zistili spoločenstvá, ktoré poukazujú na najvrchnejší eocén až spodný oligocén. V záreze cesty smerujúcej

od Podhradia do Konského boli zistené spoločenstvá, ktoré poukazujú až na stredný eocén. Všetky uvedené lokality na základe rozborov viacerých skupín mikroorganizmov javia vyššie stratigrafické začlenenie, než bolo dosiaľ.

Bielopotocké súvrstvie (na mape nevystupuje)

V severovýchodnej časti Turčianskej kotliny bol urobený prieskum s cieľom nájsť vhodnú surovinu na výrobu tehál. Z vrtvov boli odobrané vzorky na biostratigrafický výskum. Skúmali sa spoločenstvá planktonických a bentosových foraminifer a vápnitý nanoplanktón (OŽVOLDOVÁ, 1976). Na základe nájdenej fauny a flóry bolo súvrstvie začlenené do najvrchnejšej časti eocénu až spodnej časti oligocénu. Hranicu eocén – oligocén charakterizuje úbytok zástupcu rodu *Discoaster*. Formy vápnitého nanoplanktónu nájdené v tejto oblasti predstavujú prechodné pásmo medzi zónou *Sphenolithus pseudoradians* a *Ericsonia subdisticha*, teda pásmo medzi vrchným eocénom a spodným oligocénom. Foraminiferové asociácie tejto časti Turčianskej kotliny predstavuje aj prechodné súvrstvie medzi vrchným eocénom (priabónom) a spodným oligocénom („sanoisom“), ktoré sú charakterizované druhmi *Globigerina officinalis* a *Globigerina postcretacea*.

	Nanoplanktón	Foraminifery
Spodná časť spodného oligocénu	<i>Ericsonia subdisticha</i>	<i>Globigerina postcretacea</i>
Vrchná časť vrchného eocénu	<i>Sphenolithus pseudoradians</i> , <i>Isthmolithus recurvus</i>	<i>Globigerina officinalis</i>

Hranicu eocén – oligocén tiež charakterizuje úbytok zástupcu rodu *Discoaster*.

Paleogénne vrstvy transgredujú miestami, najmä v okolí Záboria a Jasena, na neokómske súvrstvie spodnej kriedy. Neokómske súvrstvie je zvrásnené do detailných synklinál a antiklinál.

Neogénne sedimenty – litologické jednotky

V tejto časti si všimame nové výsledky v geologickej stavbe neogénnych sedimentov, získané v priebehu regionálneho geologického výskumu v oblasti

Turčianskej kotliny. Použili sme viaceré nové geologické metódy, ktoré prispeli k novému pohľadu na stavbu územia. Spracovaná je litofaciálna charakteristika súvrství, ktoré sa podieľajú na geologickej stavbe študovaného územia. Z neogénnych sedimentov sú zastúpené: štrkozlepencové horizonty egenburgu – rakšianske súvrstvie. V otnangu, karpate a spodnom bádene bol stratigrafický hiát. Diskordantne na podložnom súvrství pokračujú aglomeráty pyroxenického andezitu až tmavosivé andezitové brekcie s ostrohrannými úlomkami tmavosivých pyroxenických andezitov, ktoré začleňujeme do spodného až stredného bádenu – turčocká formácia (súvrstvie?). Štrkozlepencové sedimenty, čiastočne sú v nich zvyšky vulkanického tufogénneho materiálu, patria k vrchnému bádenu – budišské súvrstvie. Ďalej sú to tmavosivé íly s polohami lignitu a vápencovo-ílovitými vrstvami s organickými zvyškami patriace do sarmatu až panónu – martinské súvrstvie. Najvrchnejším a najmladším horizontom sú štrkopiesky dáku, ktoré sa vyskytujú v nadloží uvedených súvrství – blažovské súvrstvie.

64 Neogén nečlenený

Na severnom okraji obce Budiš boli nájdené zvetraliny granitoidov, ktoré predstavujú kôru zvetrávania. Stratigraficky boli začlenené do neogénu.

63 Spodný miocén – sedimentárny vývoj – egenburg

Rakšianske súvrstvie – egenburg; brekciovité konglomeráty karbonatických hornín; polohy piesčitých vápencov s makrofaunou molúsk. Boli nájdené polohy lavicovitých vápencov žltohnedej farby, ktoré miestami prechádzajú do veľmi jemnopiesčitých vápencov. Materiál štrkopieskov, zlepencov je veľmi málo triedený, prevahu majú strednozrné valúny – v priemere 0,5 cm. Nie sú ojedinelé ani valúny veľkosti päste. Valúny predstavujú svetlé i tmavé vápence, zastúpené sú cca po 40 %. Ostatných 20 % predstavujú valúny iných farieb. V blízkosti Slovenského potoka pri osade Brčna bol situovaný vrt GT-12, ktorého cieľom bolo overenie geologickej stavby územia v tesnom okraji pohoria Malej Fatry. Vrtom bol prevítaný štrkozlepencový horizont s ostrohrannými úlomkami vápencov a dolomitov. Tmeliaci materiál je piesčito-ílovitý, hrdzavohnedej farby, prevažuje dolomit a illit s prímiesou kaolinitu, chloritu, kremeňa a kalcitu. V intervale 120,0–124,0 m v karbonátových štrkoch bola zistená poloha hnedočervených bridličiek bauxitového zloženia. V ich ílovej frakcii prevláda podľa DTA a RTG

analýzy gibbsit a diaspor s kremeňom, prímiesou dolomitu, illitu, böhmitu a goethitu. V hĺbke 381,6 m vrt dosiahol podložný komplex kryštalinika.

Stratigraficky bolo rakšianske súvrstvie začlenené do spodného miocénu ako transgredujúce súvrstvie. Zistená fauna, ktorá bola nájdená v zlepencoch a vápencoch pri obci Rakša, Turčianskom Michale, Turčianskych Tepliciach, Mošovciach a v Háji charakterizuje egenburg paratetýdnej oblasti, a tým potvrdila stratigrafické začlenenie tohto súvrstvia. Na geologickej mape 1 : 200 000 (1964) je na uvedených miestach stratigraficky značený ako sarmat až panón, litologicky ako štrkové súvrstvie, miestami s tufitickými ílmi a pieskami. Na geologickej mape 1 : 500 000 (1967) sú uvedené ako sedimenty tortónu až sarmatu.

62 Slovianske vrstvy – konglomeráty a pieskovce, karbonatický materiál

V rámci rakšianskeho súvrstvia boli vyčlenené slovianske vrstvy, ktoré vystupujú v lomovom odkryve pri Slovanoch. Ide o konglomeráty a pieskovce (sčasti rozpadavé), ktorých materiál je prevažne karbonatický. Tmel je ílovito-vápnitý, miestami veľmi jemne piesčitý.

VRCHNÝ MIOCÉN – VULKANICKÝ VÝVOJ

Vývoj Turčianskej kotliny v období vrchného bádenu až spodného panónu koincidoval s mohutnou vulkanickou aktivitou v strednej a severnej časti Kremnických vrchov, ktorej produkty prirodzene zasahujú do j. časti kotliny – podieľajú sa na jej výplni a predstavujú jej j. a jv. obmedzenie.

Výplň Turčianskej kotliny tvoria sedimenty egenburgu (rakšianske súvrstvie), a to zlepenca, ílovité vápence a piesky. Zlepenca majú oligomiktný karbonatický charakter. Sú drobnozrnné, valúny dosahujú v priemere 4 mm, ojedinele sa nájdu i väčšie, v priemere 3 cm. Litologicky patria najmä k dolomitom rôznych štruktúr, zriedkavejšie sú prítomné valúny vápencov (triasové) a len ojedinele dolomitické vápence. Niektoré valúny dolomitu sú dedolomitizované. Tmel zlepenca tvorí strednozrnný až hrubozrnný kalcit, zrnká majú izometrický tvar. Pórovitosť je slabá, sekundárna. Pôvodné póry medzi valúnmi sa nevypĺňali podľa drúzového pravidla, teda veľkosť zrn smerom do ich stredu nevzrastá.

Tento typ tmelu vznikol po vynorení sedimentu vo freatickom prostredí, v zóne súvislej hladiny spodnej vody. Zlepence sú bez klastického kremeňa, len v jednom úlomku gutensteinského vápenca bol zistený autigénny kremeň. V zlepencoch, čiastočne aj v ílovitých vápencoch boli nájdené organické zvyšky. Vo výbrusoch ílovitých vápencov sa zistili úlomky lastúrnikov. Ďalej boli nájdené úlomky lastúrnikov so zachovanou pôvodnou štruktúrou schránky, okrem toho sa našli úlomky machoviek, niekoľko exemplárov foraminifer atď. Na niekoľkých lokalitách zlepencov (Rakša, Mošovce, Turčiansky Michal, Turčianske Teplice, Blatnica, Háj) bola nájdená tiež makrofauna, a to *Pecten hornensis*, *Chlamys palmata*, úlomky ostreí atď. (GAŠPARIK, 1978). K sedimentom rakšianskeho súvrstvia patria tiež karbonatické štrkozlepence vyskytujúce sa v z. časti kotliny. Začínajú j. od obce Valča a môžeme ich sledovať až po Slovany a Ležiacchov. Odkryvy štrkov sú najmä v malom údolí, ktoré sa tiahne s. od kóty Bohdan (535,0 m). V odkryvoch môžeme pozorovať mocné nakopenie štrkopieskov až zlepencov, ktoré sú čiastočne vrstevnaté. V spevnených laviciach zlepencov a pieskocov môžeme sledovať smer a úklon súvrstvia. Smer je ssz. a jjv. s úklonom na JJZ 20°. Petrograficky sú valúny v zlepencoch prevažne karbonatické, málo opracované. Valúny sú dosť ostrohranné, zaoblené najmä na hranách. V zlepencoch sú polohy jemných 20–30 cm veľkých pelitických ílov.

Z vulkanických formácií rozlíšených v Kremnických vrchoch (KONEČNÝ – LEXA – PLANDEROVÁ, 1983) sú v skúmanom území zastúpené: turčecká formácia, formácia Kremnického štítu, rematská formácia, flochovská formácia a jastrabská formácia.

Ako vyplýva z geologického mapovania (LEXA et al., 1982), výsledkov vrtnu GHŠ-1 (GAŠPARIK et al., 1974) a prehodnotenia vulkanitov (LEXA – HOJSTRIČOVÁ, 1980), graben Turčianskej kotliny je značne asymetrický, s úklonmi na Z – vulkanity turčeckej formácie vo vrte GHŠ-1 v intervale 908,7–1337,2 m a ryolitové tufy jastrabskej formácie v intervale 551,5–690,6 m korelujeme s povrchovými odkryvmi v oblasti Hornej Štubne a železničnej stanice Horná Štubňa, čo je v súlade s nameranými sklonmi vulkanitov 20–30° k západu.

Turčecká formácia

Vulkanity Turčeckej formácie priradujeme na základe konfrontácie palynologických, rádiometrických a pozičných dát k strednému až vrchnému bádenu (KONEČNÝ – LEXA – PLANDEROVÁ, 1983; REPČOK, 1982; PLANDEROVÁ – BRESTENSKÁ, 1989). Vulkanická aktivita bola syngenetická s počiatočnou subsidenciou kotliny, takže jej produkty v mocnosti 400–500 m predstavujú spodnú časť výplne vo vrte GHŠ-1 (GAŠPARIK et al., 1974;

LEXA – HOJSTRIČOVÁ, 1980). Môžeme predpokladať, že severným smerom vulkanity postupne vykliňujú v súvekom sedimentárnom súvrství – najsevernejšie výskyty redeponovaných tufov a epiklastických pieskocov sú známe v záreze cesty j. od Blatnice.

Vulkanity Turčkej formácie popri jv. okraji Turčianskej kotliny majú typickú stratovulkanickú stavbu so striedaním zbrekčovatených lávových prúdov, autochtónnych a redeponovaných pyroklastík a epiklastických brekcií. Veľké odkryvy v záreze železnice Horná Štubňa – Turček sú jednou z typových lokalít formácie (KONEČNÝ – LEXA – PLANDEROVÁ, 1983).

Na geologickej mape vyčleňujeme:

61 Redeponované tufy s vložkami pieskocov a siltocov

Predstavujú distálnu fáciu vystupujúcu v záreze cesty j. od Blatnice. Tufy sú zvrstvené, triedené, s výrazným opracovaním pemzy. Jednotlivé polohy majú variabilnú zrnitosť, časté sú vložky pieskocov s vtrúsenou pemzou a pemzových tufov s piesčitým matrixom. Petrografický charakter vulkanického materiálu pomerne jednoznačne dokumentuje príslušnosť k turčkej formácii;

60 Tufy, pemzové tufy a lapilové tufy

Vystupujú v menších polohách, ktoré kopírujú nerovnosti podložja a indikujú tak, že ide zväčša o napadané autochtónne tufy. Tufy sú prevažne zvrstvené a triedené, tvorené pórovitými až napenenými fragmentmi andezitov, ktoré vďaka oxidácii a reakcii s plynmi nadobudli červenkasté až žlté sfarbenie. Tufy dacitového zloženia sú svetlé, s podstatným zastúpením pemzy. Ojedinele sa v tufoch nachádzajú angulárne úlomky celistvých andezitov;

59 Epiklastické vulkanické brekcie a redeponované pyroklastiká

Vystupujú v nesúvislých polohách s mocnosťou 5–10 cm. Prevažne ide o hrubé netriedené brekcie. Len miestami pozorujeme polohy drobných brekcií s náznakmi triedenia. Tvoria ich angulárne fragmenty sivých a tmavých andezitov, subangulárne fragmenty sivých a červenkastých pórovitých andezitov a sférické fragmenty svetlých pórovitých až pemzovitých andezitov v tufovo-piesčitom matrixe s pomerne hojnou pemzou. Z petrografického hľadiska prevláda materiál pyroxenických andezitov. Proporcja epiklastického a pyroklastického materiálu je premenlivá;

58 Lávové prúdy pyroxenických, leukokratných a bazaltoidných andezitov a ich lávové brekcie

Predstavujú okolo 60–70 % formácie. Väčšinou sú tenké (10–40 m), s podstatným zastúpením troskovitých lávovitých brekcií. Prúdy bazaltoidných a leukokratných andezitov bývajú aj bublinaté.

Masívna časť prúdov máva doskovitú, prípadne blokovú odlučnosť. Z petrografického hľadiska rozlišujeme: bazaltoidné andezity s výrastlicami plagioklasu, augitu, olivínu a zriedkavého hyperstenu v hyalopilitickej, pilotaxitickej, trachytickej, mikrooftickej alebo doleritickej základnej hmote; leukokratné andezity s výrastlicami plagioklasu a zriedkavých pyroxénov v hyalopilitickej, pilotaxitickej alebo mikrolitickej základnej hmote; pyroxenické andezity s výrastlicami plagioklasu a pyroxénov v hyalopilitickej, mikrolitickej alebo pilotaxitickej základnej hmote.

Charakter stavby vulkanitov turčeckej formácie vo výplni j. časti Turčianskej kotliny charakterizuje profil vrtu GHS-1 (GAŠPARIK et al., 1974; LEXA – HOJSTRIČOVÁ, 1980):

do 908,7 m:	sedimenty sarmatu
908,7– 946,7 m:	epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce, konglomeráty a drobné brekcie s polohami redeponovaných tufov
946,7– 985,0 m:	aglomeráty s ojedinelými vložkami tufov
985,0–1033,0 m:	uloženiny pyroklastického prúdu
1053,0–1055,0 m:	redeponovaný tuf
1055,0–1065,0 m:	redeponovaný aglomerát pyroxenických andezitov
1065,0–1067,0 m:	aglomerát s pemzou
1067,0–1069,4 m:	redeponovaný pemzový tuf
1069,4–1073,0 m:	redeponovaný aglomerát s hojnou pemzou
1073,0– 1091,4 m:	pemzové tufy pyroxenických andezitov
1091,4–1113,0 m:	tuf pyroxenického andezitu
113,0–1122,0 m:	ružový tuf pyroxenického andezitu
1122,0–1207,0 m:	redeponovaný aglomerát pyroxenických andezitov
1207,0–1213,0 m:	aglomerát s vložkami tufov
1213,0–1243,5 m:	lávový prúd pyroxenického andezitu, zbrekciovatény
1243,5–1248,0 m:	aglomerát
1248,0–1261,0 m:	redeponované tufy
1261,0–1337,1 m:	lávový prúd pyroxenického andezitu

- 1337,2–1376,0 m: epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov, ílovcov, drobných brekcií a redeponovaných tufov a pemzových tufov
- 1376,0– 1379,6 m: tektonická brekcia? – ílovce s úlomkami dolomitov

Formácia Kremnického štítu

Formácia Kremnického štítu je na základe štruktúrnej pozície a rádiometrického datovania (KONEČNÝ – LEXA – PLANDEROVÁ, 1983) priradená k vrchnému bádenu – eventuálny ranosarmatský vek dnes už nepovažujeme za pravdepodobný. Pri j. okraji Turčianskej kotliny je formácia reprezentovaná komplexom lávových prúdov ukloneným na západ (okolo 20–25°), ktorý leží na produktoch turčeckej formácie a na Z sa ponára pod vulkanity remetskej formácie pri Sklenom. Formácia na úrovni Turčeka vyklíňuje, a preto nie je pravdepodobné, že by pokračovala s. smerom pod sedimenty Turčianskej kotliny.

57 Lávové prúdy včítane lávových brekcií

Lávové prúdy formácie Kremnického štítu sú plošne rozsiahle, s mocnosťou 40–80 m, v spodnej časti ich tvorí sivý celistvý andezit doskovitej odlučnosti, vo vrchnej časti prechádza do červenkastej pórovitej lávovej brekcie blokového typu. Z petrografického hľadiska rozlišujeme:

- 57a amfibolicko-pyroxenické andezity s výrastlicami plagioklasov, amfibolu, hyperstenu a biotitu a
- 57b biotiticko-amfibolicko-pyroxenické andezity, kde pristupujú ešte aj výrastlice biotitu.

Základná hmota v oboch typoch andezitu býva hyalopilitická, mikrolitická, prípadne felsiticko-mikrolitická.

Remetská a flochovská formácia

Formácie predstavujú reliktu stratovulkánov pyroxenických andezitov spodnosarmatského veku (KONEČNÝ – LEXA – PLANDEROVÁ, 1983). Remetská formácia mala vulkanické centrum j. od Remety a popri j. okraji Turčianskej kotliny v okolí obce Sklené je reprezentovaná hrubými až drobnými

epiklastickými vulkanickými brekciami, jz. od Skleného tiež uloženiami pyroklastického prúdu s reliktom lávového prúdu v nadloží. Do podložia sedimentov kotliny s. smerom pravdepodobne remetská formácia pokračuje len na krátku vzdialenosť – predpokladáme, že je erozívne odstránená podobne ako flochovská formácia j. od Hornej Štubne.

Flochovská formácia mala vulkanické centrum asi 5 km jv. od Hornej Štubne. Popri jv. okraji kotliny je reprezentovaná epiklastickými vulkanickými brekciami a lávovými prúdmi pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov. Severozápadným smerom zasahujú vulkanity flochovskej formácie do vnútornejšej časti kotliny až po Turčianske Teplice, pričom pozorujeme faciálny prechod do súvrstvia epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov.

56 Epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce sú triedené, nepravidelne až šošovkovite zvrstvené. Valúny sú oválne až suboválne, premenlivej veľkosti podľa zrnitosti polôh (3–30 cm). Vložky pieskovcov sú slabo triedené, prevažne hrubozrnné, laterálne nestále.

55a Prevažne hrubé epiklastické vulkanické brekcie sú chaotické, miestami mierne triedené, hrubo zvrstvené. Tvoria ich angulárne až subangulárne fragmenty celistvých a pórovitých andezitov s veľkosťou do 1 m, v priemere okolo 20 cm hrubo piesčitého netriedeného matrixu. Prítomné sú aj polohy drobnouľomkovitých brekcií.

55b Prevažne drobnouľomkovité epiklastické vulkanické brekcie s vložkami pieskovcov.

Sú zvrstvené, slabo triedené, s fragmentmi veľkosti do 5–10 cm. S pribúdajúcou vzdialenosťou od vulkanických centier sa zvyšuje stupeň triedenia a opracovania materiálu a uloženiny nadobúdajú charakter konglomerátov a pieskovcov.

54 Uloženiny pyroklastického prúdu

Juhozápadne od Skleného vystupujú s mocnosťou okolo 20 m. Tvoria ich fragmenty tmavého pórovitého až vápenatého andezitu s veľkosťou do 20 až 35 cm, v priemere okolo 5–10 cm, v mierne spekanom tufovo-piesčitom matrixe.

53a Lávové prúdy pyroxenických andezitov majú strednú mocnosť, vo vrchnej časti s prechodmi do červenkastých troskovitých až blokových brekcií. Z petrografického hľadiska ide o dvojpyroxénové andezity s pilotatitickým, mikrolitickým alebo hyalopilitickým základným matrixom.

53b Lávové prúdy hyperstenicko-amfibolického andezitu

Juhovýchodne od Hornej Štubne majú väčšiu mocnosť s pomerne mohutnou zónou hnedastej blokovej lávovej brekcie. Spodnú časť prúdu tvorí celistvý sivý andezit doskovitej až blokovej odlučnosti.

Jastrabská formácia

Jastrabská formácia zahŕňa produkty ryolitového vulkanizmu vrchnosarmatského až spodnopanónskeho veku (KONEČNÝ – LEXA – PLANDEROVÁ, 1983). Južne od Hornej Štubne je zastúpená reliktnými lávovými prúdmi a ryolitovými tufovými epiklastikami uloženými s výrazným úklonom na západ (GAŠPARIK, 1973). Vrt GHŠ-1 (GAŠPARIK et al., 1974) zastihol korelovateľné horizonty ryolitových tufov a sedimentov s ryolitovým materiálom v intervale 550–590 m a potvrdil asymetrickú subsidenciu kotliny aj v mladšom období.

52 Lávový prúd ryolitu

Bol zistený medzi ryolitovými vulkanoklastikami (ŠŮBJAK, 1961). Prúd nevytvára odkryvy a má pomerne malú mocnosť. Tvorí ho sklovitý a sférolitický ryolit.

51 Ryolitové epiklastiká a redeponované tufy

Južne od Hornej Štubne vytvárajú horizont s mocnosťou 30–40 m. Zastúpené sú brekcie, prevládajú hrubé netriedené pieskovce a redeponované tufy, prítomné sú aj vložky tufitických siltovcov a diatomitov. Materiál je reprezentovaný detritom sklovitých ryolitov, menej felsitickými a sférolitickými ryolitmi a ryolitovou pemzou či tufovou substanciou. Variabilne sú prítomné aj fragmenty andezitov. Horizont pokračuje z. smerom pod mladšie sedimenty kotliny, pričom hrubšie polohy sa postupne vyklíňujú.

SEDIMENTY BÁDENU, SARMATU – PANÓNU A DÁKU – RUMANU

50 Bystričianske vrstvy – bádén? – kontinentálny terestricko-fluviálny vývoj

V severnej časti kotliny na úpätí Malej Fatry boli opísané zlepené teri-
génneho vývoja, typ terestricko-fluviálny až limnický, úlomkovito štrkové
piesky, miestami polohy ílov (siltov) alebo rozpadané brekciovité kon-
glomeráty a pieskovce, polymiktný materiál. Boli nájdené nad Bystričkou,
nad Dubnou skalou a inde (Bystričianske vrstvy).

Budišské súvrstvie – stredný–vrchný bádén

48, 49 Vulkanicko-limnický vývoj: tufitické piesky so štrkami a polohami ílov; rozpadavé vulkanické konglomeráty, žulové piesky

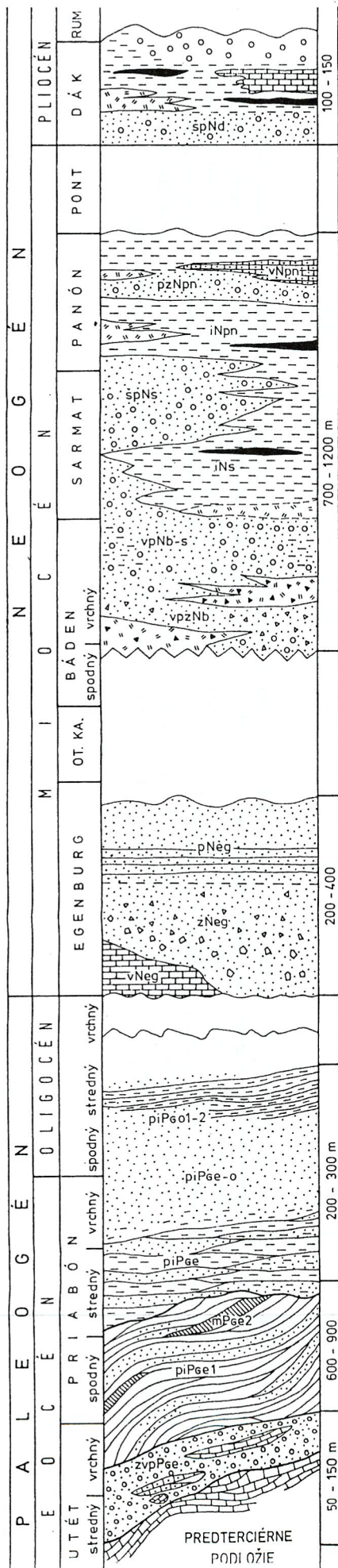
K vyšším horizontom neogénnych sedimentov, ktoré sa podieľajú na
výplni Turčianskej kotliny, patria sedimenty klastického charakteru, ktoré
zaraďujeme do vrchného bádenu (budišské súvrstvie). Tieto horizonty sú
tvorené pieskami a pieskovcami, ktoré litologicky môžu mať rozdielne zlo-
ženie. Piesky a pieskovce, ktoré sa nachádzajú na úpätí Žiarskeho pohoria,
majú charakter rozpadavej, silne zvetranej žuly. Tieto piesky v prevažnej
miere obsahujú zrná kremeňa, ktorých veľkosť neprekračuje 3 mm. Zrná
majú hranatý, angulárny tvar. Zachovanie hranatosti stredne hrubých zrn
ukazuje na to, že zrná neboli takmer vôbec podrobené transportu a nachá-
dzajú sa veľmi blízko miesta zvetrávania pôvodných hornín – granodioritov
Žiaru. V pieskoch sú prítomné i početné zrná živcov, ktoré sú buď voľné,
alebo prerastené kremeňom. O väčšom zastúpení živcov svedčia i chemické
analýzy pieskov, v ktorých celkový obsah alkálií dosahuje 5,37–6,30 hmot. %
(s obsahom K_2O od 3,16 do 4,0 hmot. %). Okrem kremeňa a živcových
minerálov piesky obsahujú aj tmavé minerály. Ide o piesky kaolinického
charakteru (Rudno, Budiš, Dubové). Pri zvetrávaní granitoidových hornín
vzniká spravidla illit a montmorillonit. Kaolinit chýba, alebo je prítomný
v malých množstvách. Iba v žiarskom pohorí sa uchovali na granitoidoch
zvyšky kôry zvetrávania s kaolinitom. Tieto sedimenty tvoria polohy alebo
vrstvy striedajúce sa nepravidelne s pelitickými sedimentmi. Ide o sedimenty
menších mocností, ktoré sa hromadia zvyčajne v depresiách niekdajšieho
reliéfu. Je to rozpadnutý žulový materiál, žulové piesky, v ktorých nie sú celkom

ojedinelé na báze veľké valúny žuly predstavujúcej hruboporfýrickú žulu s biotitom. Ojedinelé balvany dosahujú v priemere až 50 cm. Tento horizont vznikol v období silného a rýchleho klesania oblasti, pričom došlo k rýchlemu splavovaniu hrubého i stredne hrubého materiálu. Materiál je netriedený, heterogénny a pochádza z blízkeho žiarskeho pohoria, ktoré vplyvom horotvorných procesov po okraji územia nadobudlo silne členité a porušené časti. Okrem žulového materiálu valúny tvorí aj kremeň a kremence z obalovej série žiarskeho pohoria v jeho j. časti, v ojedinelých prípadoch boli nájdené i valúny vulkanických hornín.

Odlíšny charakter majú polohy štrkov a pieskov vo v. časti územia Turčianskej kotliny. Tie by bolo možné sledovať v záreze cesty z Blatnice do Mošoviec počas jej rekonštrukcie. Podobný vývoj bol dokumentovaný v ryhe, kopanej pre vodovodné potrubie pre Motorest – táborisko nad Blatnicou. V profile oboch výkopov bolo možné sledovať polohy zlepcov so strednozrnnými valúnmi karbonátov, ktoré sú pomerne málo opracované, miestami prechádzajú do pieskov. Ďalej sú to polohy jemnozrnného až strednozrnného pieskovca, v ktorom dochádza k striedaniu tmavých piesčitých polôh so svetlejšími polohami. V tejto časti územia vo výplni bude viac zastúpený pelitický podiel. V nadloží karbonátových zlepcov a pieskov sú polohy pevných tufitických ílov, v niektorých častiach polôh boli nájdené okrem vulkanického pemzového materiálu drobné úlomky kremeňa.

Piesčité hnedé tufity s úlomkami a valúnmi andezitu sa nachádzajú na lokalite v blízkosti Blatnice (pod táboriskom). V zlepcoch sa vyskytujú i valúny karbonátov. Tmel je tufitický. K vrchnému bádenu zaraďujeme aj lokalitu štrkopieskov sz. od Mošoviec, v ktorých sú polohy jemnozrnných až pelitických vrstvičiek žltohnedej farby s tufitickým materiálom mocné 40 až 50 cm. Na lokalite možno pozorovať križové zvrstvenie štrkopieskov. V záreze cesty z Blatnice do Mošoviec ho bolo možné sledovať v profile, ktorý bol opísaný takto: Najvrchnejšiu polohu tvoria žltohnedé až sivé jemnozrnné tufitické íly, potom nasledujú hrdzavohnedé nevrstevnaté íly, znovu pokračujú tmavohnedé tufitické íly, naprieč vrstevnatosťou sú popraskané; nasleduje poloha hnedých až svetlosivých ílov, ktorá prechádza do pemzovitých tufitických zelenastých ílov, okrem pemzového materiálu nachádzame v nich veľa drobných úlomkov kremeňa. Ďalej nasleduje poloha pevných tufitických ílov, ktorá prechádza do vápnitých ílovcov, striedajúcich sa s tenkými vrstvičkami svetlých ílovcov, znovu s pemzovitými úlomkami. Pokračuje poloha jemnozrnného až strednozrnného pieskovca, v ktorom dochádza k striedaniu tmavých piesčitých polôh so svetlejšími polohami, zrnitosť valúnikov pozvoľna prechádza od veľmi jemnozrnných po strednozrnné. Celý tento komplex prechádza do svetlosivých tufitických ílov s tenkými limonitizovanými polohami. Mocnejšia je poloha

STRATIGRAFICKÁ KOLÓNKA
list' 26-334 (Martin-4)



BLAŽOVSKÉ SÚVRSTVIE

štrky, piesky, ojedinele vápnité íly s lignitom

MARTINSKÉ SÚVRSTVIE

tmavosivé slienité íly s polohami sladkovodných slienitých vápencov
piesky, štrky, piesčité íly, miestami so zvyškami sladkovodnej fauny a
flóry, s polohami lignitu

BUDIŠSKÉ SÚVRSTVIE

tmavosivé íly tufitické
štrky a piesky (karbonatické, prípadne žulové, podľa znosovej oblasti)

jemnozrné piesčité tufitické íly, zlepenca až štrky s pyroklastikami
andezitov

RAKŠANSKÉ SÚVRSTVIE

piesky, zlepenca

zlepenca, piesčité zlepenca, materiál valúnov karbonatický,
prípadne žulový?
piesčité vápence s polohami vápnitých zlepenčov pri Rakši,
Turčianskom Michale a Mošovciach s morskou faunou

ZUBERSKÉ SÚVRSTVIE

piesčitá fácia – piesky, pieskovce často v konkréciách, ojedinele
zlepenca, tiež ílovce

flyšová litofácia – piesky, pieskovce
striedajú sa s ílovcami
približný pomer 50:50

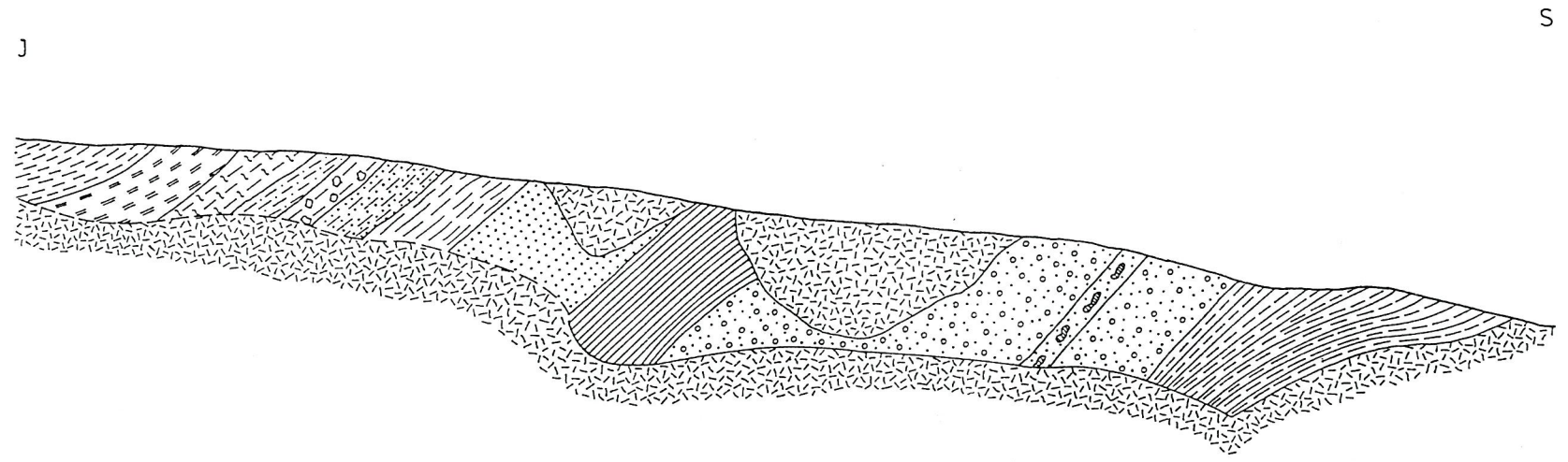
HUTIANSKÉ SÚVRSTVIE

ílovcová litofácia – ílovce (vrstevnaté) v prevake nad pieskovcami,
miestami menilitové ílovce, prípadne vložky pelosideritov, prípadne
pieskovcov

BOROVSKÉ SÚVRSTVIE

bazálna litofácia – brekcie; zlepenca; piesčité vápence; karbonátové
pieskovce

SCHEMATICKÝ PROFIL ODKRYVU V ZÁREZE CESTY MEDZI BLATNICOU A MOŠOVcami
Zostavil: J. Gašparik 1986



1 – žltohnedé až sivé íly; 2 – hrdzavohnedé nevrstevnaté íly; 3 – hrdzavohnedé tufitické íly popraskané naprieč vrstevnými plochami; 4 – hrdzavohnedé až sivé íly; 5 – pemzovité tufitické (andezitové) zelenasté íly; okrem pemzovitého materiálu má drobné neopracované úlomky kremeňa? 6 – pevná poloha tufitických ílovcov; 7 – polohy pevného pelitického materiálu, ktorý sa strieda s tenkými vrstvičkami pemzovitého materiálu; 8 – poloha jemnozrnného pieskovca, v ktorom dochádza k striedaniu tmavých piesčitých polôch so svetlejšími polohami; zrnitosť sa mení od veľmi jemnej po strednozrnnú; 9 – svetlosivé tufitické íly, striedajú sa s polohami limonitizovaných vrstvičiek; 10 – strednozrnné zlepence s valúnmi málo opracovaných karbonátov; 11 – pevná poloha pieskovca, v ktorom sú ojedinele veľké valúny vápencov; 12 – tmavosivé slienité íly striedajúce sa s polohami svetlých ílov až ílovcov; 13 – hliny a sutiny

zlepencov so stredozrnnými valúnikmi karbonátov; valúniky sú málo opracované, dosť ostrohranné – miestami prechádzajú do pieskovcov. Uprostred tohto súvrstvia je pevná poloha pieskovca s ojedinelými valúnmi vápenca. Profil uzatvára poloha tmavosivých slienitých ílov, ktoré prechádzajú do svetlosivých slienitých ílov.

Opísané sedimenty patria do bádenu. K spodnej časti vrchného bádenu patria zlepence v blízkosti pohorí Malej a Veľkej Fatry a Žiaru. Vo vrchnej časti bádenu bola sedimentácia pokojnejšia, materiál je jemnozrnejší, nachádzajú sa v nich pyroklastické a tufitické zvyšky, tie sú preplavené, nie sú synvulkanické.

47 Abramovské vrstvy: piesky a karbonatické štrky – limnický vývoj

Iné štrkozlepencové a piesčité horizonty nachádzajúce sa na úpätí fatranských mezozoických masívov majú charakter karbonatických sedimentov (Polerieka, Abramová). Ide o sedimenty (abramovské vrstvy), ktoré vznikli počas horotvorných procesov (vrchný bádén) pri deštrukcii horských masívov, neboli však prenášané na veľkú vzdialenosť a zostali v blízkosti pohorí. O tom svedčí ostrohrannosť valúnov a ich malé premiešanie s iným materiálom. Po utíšení horotvorných procesov a ukončení vulkanickej činnosti dochádza k pokojnej ílovito-piesčitej sedimentácii s výraznou vrstevnatosťou. V týchto pieskoch sa vyskytujú popolovité zvyšky vulkanickej činnosti, v ktorých boli nájdené i odtlačky flóry. Štrkopieskovňa karbonatického charakteru sa nachádza s. od Slovenského Pravna v blízkosti obce Abramová. Štrkopieskovňa je na topografickej mape označená ako „Kolísky“, kóta nadmorskej výšky 540,1 m. V pieskovni vystupujú vrstvy štrkopieskov s úlomkami karbonátových hornín. Prevládajú dolomity a dolomitické vápence svetlej farby. Štrkopiesky sú netriedené, uložené skôr chaoticky než pravidelne. Vizúálne prevláda piesčitý materiál (asi 60 %). Ostatný materiál (40 %) je zastúpený valúnmi veľkosti orecha. Nie sú zriedkavé ani valúny väčších rozmerov. Naproti tomu vrchný časť odkryvu tvorí materiál, ktorý sa ukladal v pokojnejšom prostredí, má viac pelitický charakter a môžeme ho opísať ako íly, ílovité piesky. V piesčitom materiáli boli získané tufitické polohy, v ktorých sa našli zvyšky flóry.

Úklon vrstiev je asi 20° smerom na SZ. Ide o mladé tektonické pohyby. Pozdĺž lokality smerom od JJZ na SSV prebieha malofatranská tektonická línia (GAŠPARIK, 1973). Dá sa predpokladať, že zlepencovo-piesčitý materiál bol splavovaný z blízkeho pohoria Malej Fatry pri prudkých tektonických pohyboch a sypaný do jazier, vodného prostredia. Nasvedčuje tomu určitá

vrstevnatosť, málo triedený materiál, ktorý neprekonal ďaleký transport. Až po upokojení prostredia sa vytvárajú vrstvy jemnejšieho materiálu, prinášajúceho do vtedajšieho zálivu i z pohoria Kremnických vrchov, nakoľko v malých množstvách v pelitických sedimentoch bol nájdený i tufitický materiál. Na tejto významnej geologickej lokalite si okolité hospodárske organizácie urobili skládku odpadov a vojenské jednotky cvičný priestor tankových jednotiek, čím lokalitu ničia.

45, 46 Martinské súvrstvie

Sladkovodný limnický vývoj: svetlosivé až tmavosivé vápnité íly (silty) s polohami sladkovodných vápencov, polohy lignitov, karbonatické štrky s faunou a flórou, miestami tufitické íly

Ďalším výrazným horizontom sú pelitické, miestami psefitické sedimenty stratigraficky patriace do sarmatu – panónu (martinské vrstvy). Ide o proces, v ktorom dochádza k pokračovaniu sedimentácie v pomerne pokojnom prostredí, čím vznikali jemné pelitické sedimenty, najmä vápnité íly, sladkovodné vápence a nakoniec sa v ílovitom súvrství vytvárali šošovky lignitu. V týchto sedimentoch boli nájdené polohy so zvyškami endemickej makrofauny, ostrakódmi a so zvyškami flóry (Martin, Žabokreky, Bystrička atď.), ktoré sa vyskytujú v sladkovodných ílovitých vápencoch, vo vápnitých íloch, ako aj v tufitických pieskoch.

Charakteristiku a pomenovanie *m a r t i n s k é v r s t v y* zaviedol BUDAY (1962), ktorý sem zahŕňa pestré sedimenty. Litologicky ide o štrky, miestami spevnené v zlepence, íly a vápnité íly s rozličnou piesčitosťou. Ďalej sú v tomto komplexe zahrnuté sladkovodné vápence, uhlie, a najmä vrstvy andezitových a ryolitových tufitov. Stratigraficky boli martinské vrstvy zaradované do tortónu – sarmatu.

45 Podľa nových terénnych regionálnych výskumov k martinskému súvrstviu zaradujeme pelitické sedimenty, a to vápnité íly, vyskytujúce sa v strednej časti depresie. Pelitické horniny (pelity, aleurity) vo výplni Turčianskej kotliny sa podieľajú celkove asi na 60 %, i keď odkryvy sú v pomerne menšom množstve než pevné horniny. Do skupiny pelitických sedimentov zaradujeme íly, ílovce, vápnité íly a ílovité vápence, ako aj uvedené horniny s menším obsahom piesku. Pelitickým sedimentom venovala pozornosť MARKOVÁ (1972), ktorá spracovala tento typ sedimentov z vrtu GHŠ-1. Ide o sedimenty zodpovedajúce aleuritickým ílom s prítomnosťou

vulkanogénnych minerálov. Asociácia terigénnych minerálov je zastúpená granátom, biotitom, chloritom, ďalej prestúpenými ihličkami rutilu a apatitu. Nepravidelne sú zastúpené zirkón, rutil, turmalín a staurolit. Okrem zrnitosti a zmien pri znose do kotliny možno v tejto časti sedimentov pozorovať i zmeny počas diagenézy, najmä prítomnosťou bohatého zastúpenia pyritu, asi v dôsledku tlenia rastlinných zvyškov.

V ílovitej frakcii opísaného súvrstvia prevláda montmorillonit, ktorý pochádza z premenených vulkanických hornín a illit, pochádzajúci zo starších sedimentárnych hornín morského pôvodu. Kaolinit sa objavuje v jemnejšej frakcii, je splavený najmä z granitov a sčasti i vulkanogénnych zvetralín. Treba však konštatovať, že kaolinické íly boli zistené v prevládajúcom množstve ako tmeliaci alebo sprievodný materiál v piesčitých horizontoch výplne kotliny na úpätí pohoria Žiar.

Vo východnej časti okraja kotliny môžeme sledovať i polohy štrkov, ktoré sa striedajú s polohami vápнитých ílov. Vrtom GT-1 bola overená mocnosť tohto ílovito-štrkového horizontu, ktorý siaha do hĺbky 30 m. Ďalej boli navŕtané žltohnedé až tmavosivé vápнитé íly s menšími polohami pieskov, prípadne štrkov. Do hĺbky 80 m sa asi 5 ráz striedavo opakovali čisté dolomitické piesky mocnosti 0,5 až 5 m s vrstvami tmavosivých vápнитých ílov, ktoré miestami prechádzajú do slabo vrstevnatých svetlosivých jemnopiesčitých ílov, často s črepinkovitým nepravidelným rozpadom. Podľa profilu vrtu možno uvažovať, že v celom tomto území so zmapovanými sedimentmi štrkov treba počítať aspoň s 50 % podielom ílovito-pelitických sedimentov, ktoré sú prikryté denudáciou, eróziou a odnosom a nevystupujú na povrch.

Smerom do vnútra kotliny v sedimentácii dochádza k postupnej zmene, a to v tom, že pribúdajú polohy pelitických sedimentov na úkor klastických. Príkladom toho je vrt GT-3, situovaný z. od Blatnice pri kóte 510,8 m. Zistilo sa ním, že od hĺbky 3,5 m pokračovali tmavosivé plastické vápнитé íly, miestami s veľmi jemnou piesčitou prímесou. V intervale 144,0–145,8 m bol prevŕtaný (1,8 m) uhľový sloj. Ďalej pokračovali vápнитé jemne piesčité íly.

Rozhodujúcimi sedimentmi v martinskej prepadline sú tmavosivé vápнитé íly. Miestami sú sivej farby a majú v sebe vrstvičky s veľmi jemnými pieskami, ktoré sa objavujú i vo väčšom rozsahu v podobe rozptýlenia v uvedených, dosť plastických íloch. Podľa petrologických analýz prevládajúcim ílovým minerálom je montmorillonit. Íly vykazujú pravidelnú vysokú karbonátosť. Vo vrte GT-15 v jemne piesčitých tmavosivých vápнитých íloch sa obsah CaO pohybuje od 29,13 do 33,97 %. Analýzy boli urobené v 10 vzorkách v intervale od 27,0 do 294,0 m. Vápнитé tmavosivé íly tvoria mocné polohy (zistené vrtnými prácami) masívneho charakteru, miestami sa na nich dá pozorovať i čiastočná

vrstevnatosť. Do pelitickej mocnej polohy ílov sa miestami vkladajú jemnozrnné pieskovecove vrstvy, prípadne polohy jemných pieskov, ktoré bývajú tiež rozptýlené v íloch a postupne prechádzajú do tmavosivých piesčitých ílov. Nie sú ojedinelé vrstvy pevných pieskovecov až pieskov mocné až 100 cm, miestami aj hrubšej frakcie. V hrubšej frakcii bolo možné rozoznať valúniky rohovecových vápencov, svetlosivých vápencov a dolomitov; dosť ojedinele boli nájdené aj zrnká kremeňa. V kompaktných pieskovcoch sa objavuje autigénny pyrit. Okrem makrofauny nájdenej v íloch sa na niektorých miestach hojne vyskytujú zuhoľnatené rastlinné zvyšky. Vrtmi sa v tomto súvrství overili aj polohy lignitu od niekoľkých cm až do mocnosti 120–150 cm, napr. vrt GT-3 (144,6–145,5 m), BJ-2 (374,0–377,0 m).

V opísaných vápňitých íloch, prípadne v ich najvrchnejšej časti, sú vyvinuté vložky vápencov a vápňitých ílov, pri ktorých bolo možné rozoznať niekoľko typov.

V severnejšej časti sú to masívne svetlosivé ílované vápence, v ktorých sa vyskytuje sladkovodná jazerná fauna. Fauna sa nachádza aj v určitých polohách vo fácií slienitých tmavosivých ílov. Prítomné sú najmä druhy rodov *Planorbis*, *Helix* a i., ktoré sa zaraďujú medzi endemickú faunu, a preto je bližšie stratigrafické určenie podľa nich veľmi obťažné.

Vápňitosť vo vápňitých íloch či v ílovaných vápencoch smerom do hĺbky stúpa v priemere od 5 do 25 %. Obsah CaCO_3 v pelitických sedimentoch ovplyvňujú časové faktory. Jedným z činiteľov ovplyvňujúcich jeho obsah je aj prítomnosť schránok živočíchov, ktoré sa často koncentrujú v určitých horizontoch, ktoré tu v období sedimentácie mali vhodné životné prostredie. Časté sú i preplavené, redeponované zvyšky organizmov zo starších útvarov. Okrem mikrofauny, ktorá sa týmto spôsobom dosť často objavuje v mladých sedimentoch, napr. v s. časti územia pri Kľačanoch a Sučanoch, bola nájdená veľmi pekne zachovaná mikrofauna stredného eocénu spolu so zástupcom rodu *Planorbis*, *Helix* a *Ostrakoda*. Ďalším ovplyvňujúcim faktorom obsahu CaCO_3 je prítomnosť uhličitanov v detritickom materiáli.

Prevládajúcim ílovaným minerálom vo vzorkách vápňitých ílov je montmorillonit a illit. V niektorých horizontoch je prítomný aj kaolinit, najmä v hlbších častiach vrtovej a viac v blízkosti granitového pohoria Žiaru.

Vrtom GT-15 sa mala overiť pestrosť sedimentov v centre depresie kotliny a bolo sa treba presvedčiť o stálejšom vývine uhoľného sloja. Potvrdilo sa však, že v podloží štrkového horizontu – ktorý dosahuje 27,0 m a petrograficky je zložený cca zo 60 % valúnov karbonátov, zvyšok predstavuje vulkanický materiál – sú svetlosivé vápňité íly. V íloch do 150 m boli polohy so sladkovodnou faunou a polohy, v ktorých sa vyskytovali uhoľné zvyšky a odťažky listov, najmä v intervale 37,5–40,8 m. Ďalší horizont svetlosivých vápňitých

ílov (do hĺbky 301 m) predstavuje kompaktný vývoj sedimentov, miestami so závalkami ílov s drobnými valúnikmi karbonátov. V intervale 299–300 m sú uhoľné závalky, v ktorých sa nachádzajú pyritové povlaky. Celý interval je bez fauny. V komplexe vápnitých ílov je obsah CaO od 29,13 do 33,97 %.

V tomto stratigrafickom období sa treba zastaviť a pouvažovať o paleogeografických podmienkach tejto časti Západných Karpát. Ide o obdobie po intenzívnych horotvorných procesoch, po intenzívnej vulkanickej činnosti, keď sa začína tvoriť rozsiahle sladkovodné jazero. Dá sa predpokladať, že do tohto obdobia vodné toky zo S tiekli smerom na J do otvoreného morského prostredia (egenburg – spodný bádén). Po horotvorných procesoch v bádene, keď sa začal tvoriť graben a po intenzívnej vulkanickej činnosti došlo na J kotliny k zahradeniu odtoku smerom na J, vytvorilo sa bezodtokové jazero, v ktorom sa usadzovali opísané sedimenty. Po naplnení týchto priestorov si voda hľadala nový odtok. V tom čase si vodný tok (Váh) našiel cestu cez strečniansku úžinu, a tým sa vytvoril nový tok smerujúci na Z. Vznikol horotvornými procesmi cez malofatranský masív, čo napomohlo odtok vôd z jazera. Klesajúcu kryhu kotliny v dolnej časti postupne zatarasil vulkanický materiál. Dolná časť toku sa tým vzdula; aby nastalo vyrovnanie spádovej krivky, v hornej časti došlo k silnému nanášaniu, preto v tejto časti klesajúcej kryhy prevládajú sedimenty, ktoré sa postupne prenášajú na celú časť toku kryhy. V hornej časti sa potom začína silná erózia, vychádzajúca od zlomového okraja. Tým sa dodáva materiál sedimentom na klesajúcej časti toku a dochádza k ochudobneniu hornej časti jazera, ktoré sa v neskoršom období silne zaštrkovalo. Mení sa smer tokov, a to od J na S. Zo s. svahov kremnického vulkanického pohoria vody stekajú tiež s. smerom.

44 Pravnianske vrstvy – pont

Sladkovodný limnický vývoj – litorálny; ide o svetlosivé vápnité íly (silty) s polohami pieskov a lavicami sladkovodných vápencov, v ktorých je bohatá fauna značne porušených moluskov. Opísaná lokalita sa nachádza j. od Slovenského Pravna, na úpätí jv. časti Malej Fatry. Faunu opísal ANDRUSOV (1954).

43 Blažovské súvrstvie – dák, ruman

Fluviálno-limnický vývoj; piesčité štrky až piesky, ojedinele polohy vápnitých ílov; zväčša piesčitých.

Posledným, najvrchnejším horizontom je štrkozlepencové súvrstvie (blažovské súvrstvie), ktoré stratigraficky patrí do dáku až rumanu. Ide o štrko-piesky, čiastočne polymiktné (vápence, kremeň, dolomity, miestami aj vul-

kanity), ďalej sú to polohy tmavosivých ílov s lignitovými šošovkami (Karlova, Malý Čepčín) a štrkopiesčité vrstvy (Blažovce, Moškovec, Socovce atď.).

K blažovskému súvrstviu počítame štrkopiesčité vrstvy, najmä z oblastí Blažoviec, Moškovec a Socoviec. Celé súvrstvie tvoria štrkopiesky, ktoré boli opísané z. od obce Blažovce na Blažovskom vrchu. Materiál štrkopieskov tvoria valúny vápencov, dolomitických vápencov, ojedinele boli nájdené aj valúny kremeňa. Štrkopiesky sa striedajú a vytvárajú tak pieskovcové polohy alebo piesčité polohy v podobe šošoviek. Piesky sú sivej až hnedastej farby, materiál je karbonatický, miestami sú to až piesčité íly. Štrkovisko na Blažovskom vrchu je dnes opustené, ťažil sa tu násypový materiál. Teraz sa ťaží len príležitostne, a do opusteného štrkoviska miestne hospodárske organizácie vyvážajú odpad, čím značne znečisťujú okolie a spodné vody, ktoré prúdia v štrkopieskovcových vrstvách. Valúny štrkov sú opracované. Vekove sa zaraďujú do dáku až rumanu.

Ďalšou významnou lokalitou tohto súvrstvia sú zlepecovo-pieskovcové vrstvy na vrcholoch Stráža (534,0 m) pri obci Socovce. Zlepence sú karbonatické (vápence svetlej a tmavej farby, dolomity a kremene). Valúny zlepencov majú rozličnú veľkosť, sú menej opracované, nie sú oválne, ale sú skôr hranaté, pričom hrany sú opracované a zaoblené. Smer vrstiev je V–Z, úklon asi 20° na juh.

KVARTÉRNE SEDIMENTY

Údaje o kvartéri regiónu (na mape i vo Vysvetlivkách) sú prakticky celoplošné z podkladov vlastného pôvodného a podrobného (mierka 1 : 25 000) mapovania autora (HALOUZKA). Mapovanie a výskum prebiehali v terénnych sezónach, v rokoch 1981, 1983, a najmä 1987–1989.

Sedimentačný vývoj náplavov (určujúceho genotypu sedimentov kvartéru v kotline) je vcelku prevažne terasového (inverzného) typu. Charakterizuje ho cyklické striedanie prevahy erózie alebo akumulácie tokov.

Pri klasifikácii karpatských riečnych terás sa pridriavame systému v zmysle práce HALOUZKU (1986).

Kvartér

42 Zosuvy (svahové a blokové)

Svahové deformácie (zosuvy) sú opísané v kapitole týkajúcej sa inžinierskej geológie. Na geologickej mape upozorňujeme na veľké blokové zosuvy kryštalinika na pravobreží Váhu medzi Turčianskymi Kľačanmi a Sučanmi.

32–41 Svahoviny a ich deriváty: soliflukčné hliny (sčasti kamenité); splachové hliny; nerozlíšené hliny, splachové a sprašovité; kamenito-štrkovité kužele; svahové hliny; sutiny a osypy; svahové štrky; svahoviny vcelku; zvetralinové hliny

Výskyty bežných svahovín (podľa textu legendy k mape) sa nachádzajú prevažne po okrajoch kotliny a v pohoriach.

Pleistocén vcelku

31 Soliflukčné sedimenty (štrky a hliny)

Štrkovito-hlinitá výplň (prevažne soliflukčného charakteru) dolinného úvalu nad Turčianskym Petrom.

Starý (spodný) pleistocén

30 Reziduálne fluvialne štrky – ?donau

Patria sem štrky zistené v najvyššej relatívnej výške nad tokom v Turčianskej kotline vôbec. Iba jediný známy výskyt je na s. okraji Turca a nachádza sa ako rezíduum na j. svahoch Krivánskej Malej Fatry (pravobrežie Váhu) nad Sučanmi – na najvyššej plošinke terasovaného chrbta na SZ od obce (t. j. chrbta medzi dolinami potokov z Vinickej a Sučianskej doliny). Štrky sú preukázané plytkými výkopmi (ryhami) a povrchovým výstupom.

Ich plošina má výšku asi 510–520 m n. m., čo je asi +120 až 130 m relat. nad tokom Váhu. Vrstva štrkového rezídua (s druhotnou prímесou zvetralín a splachov) plytko pokrýva povrch granitoidov (pri spodnom okraji „šupiny“ mezozoických hornín).

Sediment opisovanej vrstvičky tvoria reziduálne štrky terasy (in situ), ktoré sú druhotne premiešané s hlinitými a piesčito-hlinitými zvetralinami a splachmi, pričom obsahujú charakteristickú prímес poloostrohranných, najmä vápencových sutinových úlomkov alebo aj rozsypu z podložných granitoidov. Vlastné štrky až obliaky v tejto vrstvičke sú rôzne hrubé, najčastejšie s priemerom 5–10 cm alebo 10–20 cm (zriedkavo s priemerom do 40 až 50 cm). Všade v nich prevažujú miestne biotitické granitoidy (zväčša silne navetrané až úplne zvetrané a rozdrobené, iba občas sú navetrané miernejšie). Hojné sú aj rozličné kremence (hnedasté, menej žltkasté, červenkasté, fialovkasté, sivasté), málo sú zastúpené drobnejšie valúny rozdielných

vápencov (miestne sivé, svetlosivé, žilkované), kolísavo žilný kremeň, vzácné sú tiež metakvarcity a tmavé kvarcitické ruly (zvetrané), fialovkasté kompaktné bridlice a i.

Petrografické zloženie štrkov a obliakov ukazuje na vtedajší súveký prínos miestneho autochtónneho materiálu z pohoria potokmi (granitoidy, vápence, ..., menšie opracovanie) i alochtónneho materiálu riekou Váh (niektoré kremence, žilný kremeň, metakvarcity a rulové metamorfity), čo indikuje zrejme miesta ich vtedajšieho sútoku na úpätí pohoria. Vysoký stupeň navetrania umožňuje predpokladať aspoň staropleistocénny vek štrkov. Morfoanalýza (relatívna výška terasy n. V. i jej najvyššia pozícia v úplnej postupnosti úrovni tohto terasovaného chrbta nad Sučanmi) naostatok dokladá príslušnosť terasových štrkov k tzv. vysokým (teda staropleistocénnym) terasám, a to zrejme k najvyššej a najstaršej z nich (VII – ?donau).

Opísané ojedinelé rezíduum vysokých vážskych štrkov (s podielom výnosového materiálu potoka z pohoria – zo Sučianskej doliny) nad Sučanmi – predstavuje najstarší zistený sediment kvartéru v regióne. Z náznakov erózných ekvivalentov tejto terasy v kotline sú najpravdepodobnejšie plošinka autokempingu nad Blatnicou (svahy Veľkej Fatry na J od obce) a plošinky okrajových chrbtov Malej Fatry j. od Kláštora pod Znievom a na SV od obce Slovany.

28a, 29 Fluviálne a reziduálne fluviálne štrky – gūnz

28b Fluviálno-proluviálne štrky – gūnz

Fluviálne štrky alebo ich reziduá, ktoré sme zaradili k ostatnému staropleistocénnemu stupňu (stupňom), majú síce v kotline viac miest výskytu, ale takmer výlučne iba malých a rozptýlených. Sústreďujú sa sčasti už na ľavobreží j. Turca (Sklené, 6 x), kde ich uvádza už ČINČURA (1969). Predovšetkým boli zistené v početnom zastúpení (spolu 16 x) na vyvýšených plochých chrbtoch na strednom úseku kotliny, ktorú tu ako celok prakticky „prehradzuju“ (na ľavobreží rieky Turiec sú to areály Slovenské Pravno, a najmä Abramová s Laclavou, potom areál Ondrašová – Moškovec – Kláštor pod Znievom a ďalej pri Ležiachove; na pravom brehu leží len blažovsko-socovský areál).

Na malofatranskom s. pravobreží doliny Váhu (v oblasti ústia Turca) sú zodpovedajúce štrkové stupne Váhu (3–4 výskyty v Sučanoch a Turč. Kľačanoch) relatívne vyššie nad tokom ako pri Turci. Napokon známe vysoké štrky pri Blatnici spomína už BUDAY (medzi Mošovcami a Blatnicou); ich

úložné plochy (sklonené od pohoria) majú stredné hodnoty relatívnej výšky voči rieke Turiec podobné ako na Váhu. Štrky tohto pretiahnutého Blatnického rozvodného chrbta (naprieč kotliny), pripájajúceho sa k svahom Veľkej Fatry, sú však fluvialno-proluviálneho pôvodu a prislúchajú Blatnickému potoku (ako výnos z Gaderskej a Blatnickej doliny).

Opísané miesta výskytov starých štrkov sú takmer všade doložené menej či viac výraznými povrchovými výstupmi až rezíduami, len vzácné sú študijné odkryvy (Sučany pri Váhu, Blažovský vrch pri Turci).

Pokiaľ ide o úložné pomery (pozície), tieto štrkové akumulácie (alebo ich rezíduá) nasadajú priamo na horniny a sedimenty kvartérneho podložia: granitoidy (Sklené, Sučany, Turčinaske Kláčany), miocénne sedimenty (pelitické, ale aj hrubšie konglomeratické súvrstvie – tie v Abramovej a medzi Ondrašovou, Moškovcom a Kláštorom pod Znievom, ako aj pliocénne piesčito-štrkovité súvrstvia s terasovými „čiapkami" (Blažovce, Socovce a pri obci aj vnútri obce Sklené). Výskyty štrkových akumulácií prakticky nie sú prekryté mladšími sedimentmi (iba miestami sú zanedbateľné svahové, prevažne hlinité splachy). Takisto zachovanosť vlastných štrkových vrstiev je slabá, väčšinou majú hrúbku už iba reziduálnu až malú (do 1 m) a len miestami dosahuje 1–3 m (resp. 4).

Morfometrické údaje staropleistocénnych štrkov (úrovní) sú kľúčové pre geologicko-tektonické závery o vývoji kvartéru Turca. Relatívna výška týchto terás (úrovní bez štrkov) a ich pozícia v morfolologickej postupnosti zachovaných riečnych terás jasne dokladajú v Turčianskej kotline prítomnosť dvoch samostatných podstupňov (zrejme rôznovekých) s akumuláciami štrkov. Výška terás je územne značne diferencovaná (zrejme tektonicky), no vždy väčšia voči prilahlým, bezprostredne mladším (t. j. mindelským, strednopleistocénnym) akumuláciám a terasám. Diferencovanie je najmarkantnejšie medzi povodím Turca a pravobrežnými terasami prilahlej časti povodia Váhu, no výrazné je aj vnútri Turčianskej kotliny (v jej strednom úseku).

Prehľad relatívnych výšok v kotline (dvojica terás Turca):

a) Na juhu kotliny (Sklené) okolo +70 m a +55 až 60 m n. T.

b) Na strednom úseku kotliny (5 areálov výskytu) je výška dvojice terás relatívne +46 m a +40 m n. T. (Slovenské Pravno); potom +53 (+48, +45) a pri vyššej terase v Abramovej a +41 m n. T. pri nižšej v Laclavej; v areáli Ondrusová – Moškovec – Kláštor pod Znievom sú zodpovedajúce dva podstupne vo výške +60 m, +70 m a +50 m n. T.; pri Ležiachove vyšší z nich má už +78 či 80 m n. T.; v pravobrežnom a ostatnom areáli (Blažovce, Socovce) je výskyt prvého podstupňa (Socovce) +72 m a druhého (Blažovce, Socovce) asi +50 až 60 m n. T. Vo „vysokých" kryhách kotliny je teda stredná hodnota relatívnych výšok oboch podstupňov terás Turca – prvého okolo +70 (+60, +72,

+78 m) a druhého +50 až +55 (60) m n. T. Pri „nízkych“ kryhách (iba v strednej časti povodia Turca) je táto hodnota znížená na +46 (+45 až +48), resp. pri úpätí Malej Fatry + 53 m a +40 (41) m n. T.

Porovnateľné vázske stupne pravobrežných svahov Krivánskej Malej Fatry na s. okraji Turca (Sučany, Turčianske Kľačany) sú nad tokom vo výške asi +85 (+95) m a zodpovedajú nižšiemu z podstupňov opísaných na Turci (pokračovanie štrkov do svahu tu naznačuje aj prítomnosť vyššieho, asi +105 m relatívnej výšky). Napokon báza fluvialno-proluviálnych štrkov Blatnického potoka pri Blatnici (pričný chrbát v strede kotliny) je uklonená od pohoria (stredné hodnoty relatívnych výšok voči Turcu sú asi +115 m a +90 či +95 m).

Charakter a zloženie starých štrkovitých sedimentov na opísaných miestach výskytu zmapovaného terasového dvojstupňa sú rozdielne na juhu (a) a v oblasti stredného úseku (b) kotliny (povodia Turca), ako aj po jej okrajoch v strednom úseku Turca (pozdĺž potokov pritekajúcich z pohorí pri Blatnici i Ležiachove – ad c), iné sú na S v doline Váhu (najmä Sučany – ad d).

a) Na výskyte terás na juhu kotliny (pri Sklenom) zostala tenká až reziduálna vrstva štrkov (prakticky bez zachovania piesčitej zložky), prevažne hrubých (ϕ 5–10 cm) až veľmi hrubých (ϕ 10–15 cm), miestami s charakteristickými, najmä kremencovými balvanovitoblokovitými obliakmi (ϕ do 40 cm i viac), ale aj s podielom stredných a drobných štrkov (ϕ 2–5 cm a 1–2 cm). Sú zväčša slabo opracované či poloopracované, zriedkavo stredne zaoblené. Navetranie prevažuje mierne až silné (andezity, granitoidy, výrazný „prsteneč“ navetrania pri kremencoch). Prevažujú (variabilne) andezity alebo horniny kryštalinika (ruly, migmatity, žuloruly, granitoidy), zriedkavé sú kremence (s kremeňmi).

b) V strednom úseku Turčianskej kotliny sú početné miesta výskytu terás rozptýlené na väčšom území, sedimenty sú štrkové rezíduá i akumulácie. Vcelku ide prevažne o stredné (ϕ 2–5 cm) alebo hrubé (ϕ 5–10 cm) štrky s významným podielom drobných štrkov (ϕ 1–2 cm), len lokálne (Abramová – obec) aj veľmi hrubých až balvanovitých (ϕ 10–15 cm až do 20 či 25 cm). Súhrne sú obliaky málo vytriedené, slabšie až stredne opracované, väčšina z nich je navetraná (stredne až silne, výrazne selektívne – paleogénne pieskovce a prachovce, niektoré vápence i kremence, intenzívne aj andezity). Z hornín vcelku najčastejšie prevažujú kremité (kremence, kremenné pieskovce, metakvarcity) nad karbonatickými (vápence, dolomity, rohovcové vápence, vápnité pieskovce a arkózy s karbonatickým tmelom, kryštalicke vápence, slieňovce, vápnité piesčité bridlice). Zriedkavo sa vyskytujú pieskovce a prachovce paleogénu (rozvetrané) a vzácne vulkanické horniny (navetrané andezity). Charakter a zloženie štrkov tu celkovo odráža nielen znosovú oblasť Turca (vrátane bočných prínosov), ale

aj podložie (najmä pliocénne pieskovo-štrkové blažovské vrstvy). Na exkurznej lokalite štrkovne Blažovský vrch (Blažovce) sú terasové sedimenty Turca dobre zachované (hrúbka 3,5 cm) a odkryté; preto ich možno komplexne klasifikovať ako silne piesčité štrky (s polohami štrkovitých pieskov alebo pieskov), diskordantne naplavené na podložie.

c) Výnosový materiál turčianskych prítokov (Blatnický potok, potok Vrúca) z dolín oboch Fatier leží na príuľpätných plochých chrbtoch, budovaných miocénnymi ilmí (Blatnica) či piesčitými konglomeratickými siltmi slovianskych vrstiev (Ležiachov).

Pri Blatnici sú plošinky s inými štrkami, temer výlučne karbonatickými (svetlosivé vápence), zriedkavo kremitými (kremence) a vzácné vulkanickými (andezity); sú takmer kompletne navetrané (zväčša silne až rozvetrané), prevažne slabo opracované (hranato zaoblené) až poloopracované (poloostrohranné), nevytriedené. Prevažuje hrubé a veľmi hrubé zrno (ϕ 5–10 až 15 cm), menej stredné až drobné (ϕ 2–5 cm až 1–2 cm), s častou prímiesou balvanov (ϕ okolo 20 cm) i blokov (ϕ do 30–40 cm). Podobné sú aj reziduá vápencových štrkov pri Ležiachove.

d) V údolí Váhu na S Turca (malofatranské pravobrežie, najmä pri Sučanoch) je sediment terás iný. Na chrbtoch tvorených kryštalinikom (granitoidy) sú uložené zahlinené štrky a obliaky, najčastejšie prevažne hrubé a veľmi hrubé (ϕ 5–10–15 cm), s typickým obsahom balvanov a blokov (ϕ do 25 cm a viac – max. ϕ i 60 cm) s výrazne i stredných obliakov (ϕ 2–5 cm) a zrn žulového „rozsypu“. Obliaky (pokiaľ sú nerozpadnuté) sú zväčša poloopracované a slabo opracované, najmä granitoidy sú masovo silno navetrané až rozvetrané (rozpadavé), kremence charakterizuje navetraný prstenec (obruba). Dominujú miestne granitoidy (rozvetrané), menej kremence (s obrubou, ale zistili sa aj metakvarcy a zelenkavé metamorfity, kremité ruly a arkózy, žilový kremeň, vzácné vápence. Inde (plošinka Hrabiny) prevažuje stredná až hrubá frakcia, menej veľmi hrubá až balvanovitá, trochu viac vytriedená i opracovaná, menej navetraná; prevažujú granitoidy a kremence, menej kremité ruly a metakvarcy (vápence neboli zistené).

Záver. Opísaná štrková akumulácia v Turčianskej kotline podľa jej litofaciálneho charakteru a zloženia sedimentov je riečneho pôvodu, z proveniencie Turca (a prítokov) alebo Váhu (s prítokmi). Navyše pri rozbere úložných pomerov, rozšírenia a relatívnej výškovej pozície štrkov na terasách (hoci dnes už diferencovanej!) možno odvodiť pre ne staropleistocénny vek a v terasovom systéme príslušnosť k dvom podstupňom tzv. vysokých terás (zrejme k podstupňom terasy T VI – günz).

Príslušné erózne terasové ekvivalenty (bez štrkov – na mape nezakreslené) sme zistili v areáli Ondrašová – Moškovec – Kláštor pod Znievom (Turiec a potok Vrčica), a najnovšie aj v plošine pravobrežie Váhu Turany – Sučany.

Predložené pôvodné údaje o starom pleistocéne kotliny (na rozdiel od jej ostatného zmapovaného kvartéru) neboli doposiaľ zverejnené ani v doterajších vysvetlivkách k listom z územia kotliny. Pritom sú základom celkovej rekonštrukcie geologického vývoja kvartéru, kvartérnej tektogenézy a paleogeografie Turčianskej kotliny vôbec.

27 Fluviálne piesčito-štrkové súvrstvie diviackeho kužeľa – mindel (komplex)

Súvrstvie je v kvartéri Turčianskej kotliny výrazne najmohutnejšie (plošne i hrúbkou) a pokrýva základné územie j. časti kotliny. Rozšírené je v štubniansko-diviackej oblasti, v priestore medzi Skleným (Hornou Štubňou) cez Diviaky po Ivančinu. Začína sa (koreň kužeľa) pri vstupe Turca do kotliny. Horný zalesnený úsek plochého kužeľa (po čiaru Dubová – Dolná Štubňa) sa vo väčšine nazýva Rovná hora (na ľavobreží tiež Čapčiansky les a Požežský les) a siaha aj na ľavobrežie Turca. Ďalej na S (od čiaru Dubové – Dolná Štubňa) je povrch kužeľa už odlesnený (názvy Diviacky háj a i.) a tvorí ho medziriečie Turiec (pravobrežie) – Žarnovica (= Teplica) takmer až po ich sútok.

Súvrstvie sa predtým zahŕňalo do tzv. diviackych vrstiev BUDAYA (1961) ako ich základ a až ČINČURA (1969) sedimentárno-petrografickým rozborom ukázal jeho kvartérny vek a genézu, ktoré potvrdil aj sústavný geologický výskum (HALOUZKA in LEXA et al., 1982), najmä v roku 1988 a 1989.

Komplex vrstiev je doložený exkurzným odkryvom štrkoviska vo Veľkom Čepčine (lokalita VČ-1) i viacerými vrtmi GÚDŠ a iných organizácií.

Sedimenty celého súvrstvia dosahujú na J najväčšiu hrúbku (15–20 m), k S sa ich hrúbka postupne znižuje asi na 10 m (zhruba v oblasti Veľkého Čepčína) a pred vykľinením až na 5 m.

V južnej, ale najmä v strednej časti štrkové súvrstvie prekrýva až 5 m hrubá vrstva hlinitých náplavov (Dolná Štubňa juh), v strednej časti rozšírenia súvrstvia je v štrkovom komplexe navyše zistená (pri vykľiňovaní povrchovej vrstvy hĺn) asi 0,5–1,5 m hrubá a súvislejšie rozšírená medzivrstva ílovitých hĺn fluviálneho charakteru (pozične bližšie k vrchnej časti štrkového komplexu).

Sedimenty oboch štrkových vrstiev (s ílovou medzivrstvou) najlepšie vidieť v opornom a odberovom profile VČ-1 (Veľký Čepčín – štrkovisko).

Sú to piesčité štrky, obliaky prevažujú hrubé (ϕ 5–10 cm) alebo stredné (ϕ 2–5 cm), menej časté sú štrky, drobné (ϕ 10–15 cm), zriedkavo až balvanovité (ϕ do 20 cm, max. 30 cm).

V spodnej vrstve je väčšia prímies hlinitej a hrubopiesčitej frakcie vcelku i v preplástkoch (polohách). Vcelku charakteristické zvrstvenie, obliaky stredne až málo opracované, často (najmä v spodnej vrstve) navetrané; vrchná vrstva je v štrkovej zložke menšieho zrna (prevaha ϕ 2–5 cm) a s menšou prímiesou hlin a pieskov ako spodná. Hrúbky troch vrstiev v profile VČ-1 sú: do 3 m, 0,7 m, asi 3 m (pokračovanie).

Petrografické zloženie štrkov: prevažne andezity (menej opracované) a granitoidy (často rozvetrané), menej kremence (s kremeňmi) a vápence (s dolomitmi), zanedbateľne metakvarcity a iné metamorfity, rozvetvené pieskovce paleogénu a i.

Úložné pomery a rozšírenie, spôsob zvrstvenia (chaotické) a litofaciálny charakter (slabá vytriedenosť a opracovanie) štrkových sedimentov nasvedčujú ich plochému rozsiahlemu akumulovaniu riekou Turiec (s prítokmi), a to proluviálneho čiže výnosového charakteru (diviacky náplavový kužeľ). Hrúbka súvrstvia (vrátane jej vývoja po toku) a superpozičné ukladanie vrstiev dokladajú usadzovanie v syngeneticky poklesávajúcim bazéne (depresii). Podľa polohy kužeľa v reliéfe k terasám okolo neho možno ho považovať za súveký s tvorbou tzv. vrchných terás Turca po okrajoch kotliny (T V a T IV spolu – mindel). Napokon starší kvartérny vek potvrdzuje aj navetranie valúnov (granitoidy, andezity a i.) i zrn hyperstenu v asociácii ťažkých minerálov (ČINČURA, 1969).

Na základe poznatkov je potrebné definitívne potvrdiť, že litostratigrafická jednotka diviacke vrstvy (vyčlenená BUDAYOM, 1981 ako pliocénna jednotka) podľa zistení ČINČURU (1969) a autora tejto časti Vysvetliviek zodpovedá pleistocénu (v okruhu stupňov mindelu), a to aspoň vo svojej hlavnej definičnej časti.

25, 26 Fluviálne a reziduálne fluviálne štrky – mindel (nerozlíšený)

Sem zaradíme také isté terasové štrky ako v predchádzajúcej vysvetlivke, ibaže pri nich nie sú dostatočné podklady na rozlíšenie príslušnosti k niektorému z mindelských podstupňov. Nachádzajú sa (spolu 17 výskytov) v celej j. a na J strednej časti kotliny, výlučne na ľavobreží Turca (od Skleného cez okolie obcí Dubové, Budiš a Rudno po oblasť Slovenského Pravna a Trhanovej).

Relatívna výška bez štrkov (v n. T.) vcelku klesá k severu (po toku), najmä spočiatku: +45 až 50, +40 (Sklené), +30 až 35 (Dubové, Budiš), +36 až 38 (Rudno), +30 až 35 (Slovenské Pravno, Trhanová).

Sedimenty terasových akumulácií v j. časti kotliny (na príklade Skleného) majú hrúbku odvodenú na 2–3 m a 4–5 m. Sú to štrky s prevahou strednej (ϕ 2–5 cm) a hrubej (ϕ 5–10 cm) frakcie, nepatrne (nad obcou) aj s podielom frakcií 10–15 cm alebo 1–2 cm; valúny sú slabo zaoblené až poloostrohranné (nad obcou), resp. až stredne zaoblené (v obci), sčasti navetrané (mierne až silne). Z hornín v obci dominujú andezity a zriedkavé sú kremence, už nad obcou prevládajú úplne horniny kryštalinika (ruly, migmatity či hybridné žuly a granitoidy), menej je andezitov, nevýrazné sú kremence a kremene. Ďalšie miesta výskytu (Dubové, Budiš, Rudno) sú štrky s prevahou granitoidov nad andezitmi so zanedbateľným podielom kremencov, hrúbka zachovanej vrstvy je okolo 2–4 m.

Sedimenty v strede južnej časti kotliny (Slovenské Pravno – Trhanová) sú opätovne odlišné. Zachovaná hrúbka je minimálna (do 1–2 m). Zrornosť je menšia, miestne varíruje zastúpenie dvoch vedúcich frakcií – t. j. prevažuje alebo stredná až hrubá (ϕ 2–5–10 cm), alebo zasa stredná až drobná (ϕ 2–5 až 1–2 cm), „uvoľnená“ tretia frakcia je voči dvojici vedúcich frakcií vždy menej významná; valúny sú stredne a slabo opracované, sčasti selektívne navetrané. Zastúpenie hornín je takmer všade iné (!), najmä pokiaľ ide o obsah karbonátov (mierna prevaha, absencia, prevaha) pod vplyvom geologických pomerov bočných znosových svahov, resp. podložia. Druhou horninovou zložkou štrkov sú kremence a kremenné pieskovce (rôzne nevýrazne alebo dominantne zastúpené ...), zriedkavé sú žilový kremeň, tmavé vápnité bridlice a rozvetrané paleogénne pieskovce.

Podľa litofaciálneho charakteru sedimentov a morfoanalýzy terás ide o náplavy Turca (s bočným prínosom materiálu zo svahov a dolín Žiaru i Malej Fatry) staršieho pleistocénneho veku, v klasifikácii zaradované taktiež do skupiny vrchných terás (ako nerozlíšené stupne T V a T IV – v okruhu glaciálov mindelu).

24a Fluviálne až proluviálne štrky – starší mindel

24b Fluviálno-limnické piesky so štrkami – starší mindel

23a, b Opisy vyššie – mladší mindel

Všetky uvedené sedimenty majú v regióne veľa miest výskytu (33), zväčša malých a rozptýlených. Najviac v strednom úseku kotliny po oboch brehoch Turca. Najčastejšie pravobrežne (Mošovce S, plošne najväčšie sú

proluviálno-fluviálne až fluviálno-limnické, silne piesčité štrky plošín dvoch terás v oblasti Karlová J – Laskár), menej často ľavobrežne (okolie Turčianskeho Ďura, oblasť Valče, ďalej iba erózne ekv. terásky sú pri Kláštore pod Znievom – Lazanoch a pri Martine-Záturči).

Na S kotliny sa zasa po oboch brehoch vyskytujú príslušné terasy Váhu (ľavobrežne je to Nolčovo a Martin sever – paneláreň, pravobrežne Turany – Mancovo, Sučany SZ, Turčianske Kľačany SV).

Morfometria štrkových terás je pestrá (sekundárna tektonická diferenciácia stupňov v reliéfe), jasne dokladá členenie na dva podstupne. Relatívna výška báz štrkov (v dvojiciach terasových podstupňov) sa pritom v Turčianskej kotline líši už podľa tokov (Váh, Turiec, prítoky Turca) – vplyv ich celkovej divergencie po toku Turca, ale aj odlišnej pozície povodia tokov v kotline v najmladších tektonických štruktúrach. Hodnoty výšok udávame v tabuľke.

Turiec (výška v m nad tokom Turca = m n. T.):

Mošovce S-P.....	1. ps + 80.....	2. ps + 57
obl. Karlová J. – Laskár, P.	1. ps + 60 až 70 (t. j. +	
	+ 25 až 35 nad Blatnickým	
.....	potokom)	2. ps + 46 až 50
obl. Valča (okolie) – Ľ.	1. ps + 75, resp. + 65	2. ps + 50

Turiec/Vrúca (v m nad Turcom, resp. Vrúcou):

Turčiansky Ďur okolie (Z) – Ľ.....	1. ps + 40 (n. T.).....	2. ps +28 (n. T.)
ekv. erózne terasy		
p. Vrúca: Lazany.....	1. ps + 35, +40 (n. Vr.).....	2. ps +25 (n. Vr.)

Váh (v m n. V.):

– pravobrežie (P.)	1. ps + 86 (Turany):	
	+70 a +67 (Sučany).....	2. ps + 50 až 56
	(Sučany), +60 a +65 (erózny ekv.)	
	T. Kľačany	
– ľavobrežie (Ľ.)	2. ps + 45 (Nolčovo, Martin S – paneláreň)	

Všetky štrkovité sedimenty na opísaných terasách sú doložené a overené prevažne povrchovými výstupmi, ojedinele odkryvom exkurzného typu (Karlová juh), vrtom GÚDŠ (GT-3, Gašparik) či vrtom z archívu (vrt J-9 v Turčianskom Ďuri, Geofond 17795).

Sedimenty terás Turca (s prítokmi) na pravobreží sú pomerne najrozšírenejšie (s. od Mošoviec, a najmä j. od Karlovej až po Laskár). Cha-

rakterizuje ich štrkový odkryv Karlová juh (lokalita K-1), resp. vrt GT-3 (južnejšie). Hrúbky oboch štrkových akumulácií j. od Karlovej (po Laskár) sú 3–6 m. Sú tvorené štrkami, prevažne hrubými a veľmi hrubými (ϕ 5–10–15 cm) až balvanovitými (ϕ 15–25 cm), s nevýrazným podielom stredných (ϕ 2 až 5 cm) a drobných (ϕ 1–2 cm), akýsi „tmel“ tvoria hnedosivo zahlinené hrubozrnné piesky a štrčky (zrná ϕ 1–2–4 mm). Valúny sú málo až stredne opracované (prevažne polozaoblené zrná). V petrografickom zložení (potvrdenom predbežne Hornišom) monotónne prevládajú až dominujú vápence (slabo dolomity), ojedinele sú slienité vápence či ílovité dolomity, resp. kremence. V nižšej (laskárskej) terase možno badať menej hrubú zrnitosť štrkov a stopový výskyt kremencov i sporných vulkanitov. V štrkovni Karlová juh kryje povrch štrkov hlinitá červenkastohnedá vrstva (starý fosílny pôdny „schotterlehm“); štrky sú miestami aj viac navetrané. Podobnú dominanciu karbonatických hornín majú aj štrky pri Mošovciach.

Sedimenty zachované na ľavobreží Turca (Turčiansky Ďur, Valča) sú len mierne odlišné. Hrúbky doložené pri Turčianskom Ďure sú do 2 m pri vyššom podstupni a 4,40 m pri nižšom. Valúny sú tam prevažne z vápencov (v podloží sú karbonatické konglomeráty neogénu), x stredno- až hrubozrnné (ϕ 2–5–8 cm) i drobné, často ílovito zahlinené, stredno až menej opracované, navetrané. Napokon štrky na teráskach pri Valči sú tiež zväčša stredné až hrubé (ϕ 2–5–10 cm), zastúpené sú prevažne vápence, zriedkavo kremence, metamorfity a granitoidy.

Vážske akumulácie majú oproti turčianskym iné sedimenty. Na ľavobreží (výskyt nad panelárňou pri s. okraji martinského chotára oproti Sučanom) sú hrubé 5–7 m a predstavujú piesčité štrky s prevahou hrubých a stredných valúnov (ϕ 5–10 a 2–5 cm), zastúpené sú horniny kryštalinika (zväčša navetrané až rozvetrané granity, rôzne metamorfity, kvarcity) a rôzne vápence, kremence a zväčša kremenné pieskovce, valúny sú stredne opracované a selektívne navetrané.

Hlavné vážske výskyty sú na pravobreží a majú podobné sedimenty (najmä v Sučanoch). Akumulácie dosahujú (nižší podstupeň) hrúbku 4–5 m. Ide prevažne o hrubé (ϕ 5–10 cm) až veľmi hrubé (ϕ 10–15 cm) štrky s výskytom balvanovitých (ϕ do 20 či 25 cm), s významným podielom stredných (ϕ 2–5 cm), poväčšine stredne opracované a selektívne navetrané.

Z hornín pôvodne prevládajú pestré metamorfity (rôzne ruly, kvarcitické ruly, metakvarcity a i.) nad hojnými granitoidmi a kremencami (lokálne biotické granitoidy a kremence, ale miestami vplyvom bočného prínosu materiálu z Malej Fatry prevládajú!). Zanedbateľne sa vyskytujú rôzne vápence, zriedkavejšie žilový kremeň, melafýr a i.

Charakter a úložné pomery opísaných sedimentov v kotline, ich pozícia v reliéfe a morfolometrická charakteristika poukazujú jasne na ich riečny pôvod (znosy Turca, Váhu i výnosy potokov z pohorí) a starší pleistocénny vek, ale aj na príslušnosť k dvom podstupňom tzv. vrchných terás v karpatskom terasovom systéme (stupeň T V a T IV – st. a ml. mindel alpskej škály).

Stredný pleistocén (mladšia časť)

- 21** Fluviálne štrky a piesčité štrky – protoris („preris“)
- 22** Proluviálne hlinito-piesčité štrky – protoris („preris“)

Predstavujú v postupnosti terás na Turci prvú z troch najnižších terasových a kužeľových akumulácií, ktoré sú voči tým vyšším dobre zachované (čo do ich hrúbok), ale najmä jednotne rozšírené už po celej Turčianskej kotline (poukazuje to na ukončené formovanie jednotného riečneho bazénu kotliny). Sedimenty sú v početnejších (spolu 27 x), ale ešte nie rozsiahlych, a najmä nie priebežných výskytoch obojbrežne pozdĺž tokov Turca (resp. Žarnovice čiže Teplice) a na S aj pozdĺž Váhu.

Konkrétne sú na J kotliny pozdĺž Turca na ľavobreží v pásme Dubové – Budiš a pri Žarnovici čiže Teplici na jej pravom brehu okolo Turčianskeho Michala. V strede kotliny (tok Turca) sa sedimenty zachovali na ľavom (Turčiansky Ďur, Valča, kužeľ Trebostovského potoka medzi Trebostovom a Trnovom) i pravom brehu (najrozsiahlejšie z rovnovekých terás Turca čiže terasa Laskár – Valentová a priláhly kužeľ Blatnického potoka na SZ od Karlovej, ďalej teráska Turca v Rakove, napokon k Belianskemu a Necnalskému potoku patria výskyty pri Turčianskej Belej). Na severe kotliny (okrem erózných terás v Bystričke, v Martine nad ZŤS i v Záturčí) na ľavobreží je porovnateľný sediment terásy Turca v Martine (nad ZŤS) a kužeľa potoka Bystrička v Bystričke.

Naostatok v doline Váhu sú zistené terasové štrky zodpovedajúceho stupňa na ľavom (Molčovo, Turčianska Štiavnička, Sučany) i pravom brehu (Sučany).

Morfometriu (relat. výšky báz štrkov nad tokom) výskytov tohto terasového stupňa v kotline (vrátane prehľadu hrúbok štrkovej vrstvy = hr. š.) predkladáme v nasledujúcej tabuľke. Šípka označuje tektonicky diferencované výšky terás.

Turiec, Turčianska kotlina J (v m n. T.):

Dubové – Budiš, L. +13 až 16 hr. š. 3–6 m
Žarnovica (= Teplica), Turčianska kotlina J (v m n. Ž.):
Turčiansky Michal, P. +23 až 25 hr. š. 5–10
(ok. 8) m

Turiec, Turčianska kotlina stred (v m n. T., resp. nad potokom):

P. valentovská terasa a kužeľ (Laskár – Valentová – Karlová), Rakovo, resp.
Turčianska Belá +22 až 25 (n. T., resp.
n. potokmi) hr. š. 7–10 m
(pri valent. terase len jej okraj), resp. 15 m (T. Belá – Necpalský p., výnos):
L. Turčiansky Ďur + 16 (n. T.) hr. š. ok. 10 m
Valča J +23 (n. T.) hr. š. 5–8 m

Turiec, Turčianska kotlina S (v n m. T.):

Martin (nad ZŤS) +30 hr. š. 3 m
erózne terasy (Bystrička,
Martin, Záturčie) +30 až 35 (37)

Váh (v m n. V.):

L.: Nolčovo, Turčianska
Štiavnička, Sučany +25, 28, 31 hr. š. 3–8 m
P.: Sučany +26 až 31 hr. š. 4–12 m

Súhrn údajov relatívnych výšok terasy (v m nad tokom) v Turčianskej kotline: Žarnovica (= Teplica) +23 až 25, Turiec na J + 13 až 16 (poklesnuté), Turiec v strednej oblasti + 22 až 25 (iba v Turčianskom Ďure poklesnuté na + 16), Turiec na S + 30 až 35 (vzdvihnuté), Váh + 25 až 31.

Sedimenty terasového stupňa sú doložené prevažne povrchovými výstupmi štrkov, na Váhu vzácné aj menšími odkryvmi (veľký exkurzný odkryv iba štrkovisko Sučany-juh). Na juhu Turca (Budiš) je v nich aj vrt z archívnej dokumentácie Geofondu (SH-10).

Z akumulácie Žarnovice (=Teplice) nachádzame prevažne karbonatické štrky (vápence i dolomity) a z rôznych kremencov, zriedkavejšie z andezitov. Turiec má zodpovedajúce štrkové sedimenty v poklesnutej kryhe na J kotliny takmer výlučne z vulkanických hornín (andezitov). Sprevádzajú ich riedke kremence a ojedinele metamorfity (kvarcitické ruly a i.), časté sú v nich polohy (Budiš) pieskov a hĺn. Štrky, prevažne stredné a hrubé (ϕ 2–5 až 10 cm), sú málo vytriedené, väčšina andezitov je výrazne navetraná, ostatné horniny menej (zvetrané prstence kremencov), opracovanie je slabšie až stredné.

V strede Turca má akumulácia prevažne stredno- až hrubozrnné (ϕ 2–5–10 cm) štrky, hrubo piesčité, stredne až slabšie opracované, sčasti mierne i viac navetrané. Dominujú vápence, menej časté sú kremence, zriedkavé paleogénne fľovce a pieskovce, ojedinelé aj rozvetrané vulkanity.

Vážska akumulácia terasy má piesčité štrky prevažne hrubé a veľmi hrubé (ϕ 5–10–15 cm), len o málo menej balvanovité (ϕ do 25 cm) až s blokmi (ϕ do 40 i 50 cm). Prevažujú granitoidy (s migmatitmi), potom kremence (aj kremité arkózy), menej sa vyskytujú metamorfity (ruly – okaté, kvarcitécké, metakvarcity), valúny sú často navetrané, opracované sú zväčša slabo až stredne.

Nakoniec sa zmienime o analogických, zjavne prolúviálnych sedimentoch (v kotline najstarších), nakopených (spolu s mladšími) na z. okraji kotliny, t. j. úpäťnej línii Malej Fatry. Hrúbka sedimentov najstarších kužel'ov Trebostovského potoka (Trebostovo – Trnovo) a potoka Bystrička (pri Bystričke) nie je zistená. Na povrchu kužel'ov sú hlinito-piesčité štrky z miestnych hornín (napr. v Bystričke najmä kremité kryštallické bridlice a granitoidy, metakvarcity, kremence) a zväčša len slabo čiže hrubo opracované (poloopracované), často navetrané, málo vytriedené, s prevahou hrubej kfrakcie (ϕ 5–10 cm).

Rozšírenie, uloženie a výšková pozícia opísaných flúviálnych a prolúviálnych sedimentov v reliéfe, spolu s ich zložením a litologickým charakterom, dokladajú nielen takúto ich genézu, ale aj ich znosové oblasti (Žarnovica, Turiec a Váh s bočnými prítokmi pri terasách, doliny potokov z pohorí pri kužel'och) a približný vek, ktorý spresňuje začlenenie do klasifikácie riečnych terás v slovenských Karpatoch (1. stredná terasa – T III) na začiatok risských chladných období (protoris čiže najstarší ris, býv. „pre-ris“). Spomenuté náplavové kužele sú v klasifikácii analogické.

- 18 Flúviálne piesčité štrky a štrky – starší ris
- 19 Opísané štrky – s pokryvom mladších splachových a sprášovitých hĺn
- 20 Prolúviálne hlinito-piesčité štrky – starší ris

Je to hlavná (najčastejšia a najrozšírenejšia) štrková terasová akumulácia v regióne, iba táto akumulácia a akumulácia nasledujúcej najnižšej terasy sa v kotline vyskytuje vo viac-menej súvislých pásoch pozdĺž tokov. Súčasne je to terasa s výskytom plošne najväčších celkov (dominuje martinská terasa s re-

gionálnym rozsahom, ale aj diviacka, turčianskoteplická a i.). Rovnoveké náplavové kužele sú v kotline najčastejšie (Vrútky). Predložená mapa okrem miest výskytu martinskej terasy zakresľuje spolu asi päťdesiat miest výskytov opisovanej terasovej a proluviálnej akumulácie, a to pozdĺž Turca s prítokmi (pravobrežné potoky Čierna voda, Blatnický, a najmä Beliansky a Necpalský), Žarnovica (= Teplice) a Váhu na S (Sučany, Turčianske Kľačany, sever Martina a Vrútok), resp. náplavové kužele malofatranských potokov.

Štrkové sedimenty terasy sú doložené povrchovými výstupmi, ale aj dobrými (exkurznými a študijnými) odkryvmi, osobitne v martinskej terase Turca (Martin J, profil MJ-1), a najmä Váhu (Martin S, profil MS-1), na Váhu tiež v štrkovisku Sučany J. Aplikovateľné boli aj archívne vrtné práce (martinská terasa, Turčianske Teplice a Diviaky).

Morfometrické údaje (relatívna výška báz štrkov nad tokmi) a hrúbka štrkovej vrstvy sú v tabuľke.

Turiec, Turčianska kotlina J (v m n. T.):

L.: Sklené.....	+13 až 16.....	hr. š. 5–15
Kaľamenová, Laclavá.....	ok. +10	hr. š. 5–11
P.: Ivančiná/Dvorec (sútok t.).....	+7 (n. T. – Ž.).....	hr. š. 2–3

Žarnovica (= Teplica), Turčianska kotlina J (v m n. Ž.):

L.: ^x diviacka terasa		
P.: Turčianske Teplice		
^x (turčianskoteplická t.),	+5 až 6. hr. š. ^x 3–5,5–10	
Turčiansky Michal		
Čierna voda, P.: Mošovce S.....	+10 (n. pot.).....	hr. š. do 6

Turiec a potoky, Turčianska kotlina stred (v m. n. T., resp. n. p.):

L.: Turčiansky Ďur, Ležiachov, Trnovo – Turčiansky Peter.	
P.: Lehôtka – Rakovo (s. l.), Príbovce (okolie)	
Dolina Belianskeho p. (s Necpalským p.), L. Beliansky p.: ..	

terasy belianska (T. Belá) a koštianska (Košťany n. T.) celé t. +12 (n. p.)
– len koniec (sútok) v Košťanoch +17 n. T. hr. š. detto sú-
hrnná hodnota

Spolu (terasy stred) +16 až 18 (n. T.) hr. š. 6–10 (13)

Turiec, Turčianska kotlina S (v m n. T.):

L.: Turčiansky Peter,	
Horné Záturčie	+8 hr. š. 6–8,4–6
P.: martinská terasa (Martin)	ok. +6 (n. T.) hr. š. do 8–12

Váh (v m n. V.):

Ľ.: Sučany	+20 až 24.....	hr. š. 5–10
Martin t. – s. okraj	+9 (n. V.).....	hr. š. 10–11
Vrútky.....	+15	hr. š. 3–7
P.: Sučany	+17 až 20.....	hr. š. 5–10
Turčianske Kľačany	+12 až 15.....	hr. š. do 12–15

Sedimenty terasy sa podstatne líšia podľa tokov (resp. ich úsekov), osobitne vo veľkých celkoch sú výrazné zvodené (turčianskoteplická a diviacka terasa Žarnovica, martinská terasa Turca i Váhu, pravobrežná terasa Váhu v Sučanoch a Turčianskych Kľačanoch).

Turiec má na J kotliny terasové náplavy zrnom i zložením odlišné v priebehu toku. Úplne na J (miesta výskytu v Sklenom) ide prevažne o štrky hrubé (ϕ 5–10 cm) až veľmi hrubé (ϕ 10–15 cm), ďalej s lokálne kolísavou strednou frakciou čiže s ϕ 2–5 cm (hojnou, resp. sporadickou), s malým podielom balvanovitých (ϕ 15–25 cm) s ojedinelými blokmi (ϕ do 30 či 40 cm). Vcelku tu vo vzťahu k porovnateľným starším terasám jasne vidieť hrubší sediment a vzrast podielu andezitov na úkor kryštalických bridlíc. Opracovanie je slabé až mierne čiže stredné (vcelku lepšie ako pri starších terasách), valúny sú dosť čerstvé a len sčasti navetrané (mierne, časť andezitov aj intenzívnejšie). Z hornín je prevaha andezitov, takmer rovnako hojné sú obvykle aj metakvarcity (s pridružením občasných granitoidov...), najmä v drobnejších valúnoch sú hojné rôzne kremence (i s čiernymi rohovcami a žilovým kremeňom).

Turčianske sedimenty terasy o niečo severnejšie (Laclavá) sú iné. Štrky prevažujú stredné a hrubé (ϕ 2–5 cm, s max. ϕ do 8 cm), menej časté sú drobné (ϕ 1–2 cm) až štrčikovité (ϕ pod 1 cm). Opracovanie je stredné až slabšie (s prevahou polozaoblených valúnov), sčasti sú mierne navetrané. Málo prevažujú rozličné vápence nad kremencami (kremennými pieskovecami), zriedkavo sa vyskytujú andezity a vzácné žilový kremeň.

Napokon pre terasový sediment Žarnovice v j. časti kotliny (pomerne rozšírený) nemáme dostatok odkryvov (dobrých výstupov) ani vhodných vrtov. Prevažujú frakcie hrubých (ϕ 2–5 cm) štrkov, z horných možno badať určitú prevahu vápencov (s dolomitmi) nad kremencami a andezitmi, vyskytujú sa aj vulkanické brekcie a paleogénne pieskovce.

V strednej a severnej časti kotliny má Turiec na terase sedimenty rovnakého zrna, ale odlišného petrografického zloženia. Dominuje tu martinská terasa Turca (Martin).

Vcelku v oboch častiach sú piesčité štrky prevažne stredne- a hrubozrnné (ϕ 2–5–10 cm), potom sú tu frakcie drobných (ϕ 1–2 cm), prípadne naopak, veľ-

mi hrubých (ϕ 10–15 cm) valúnov. Sú stredne alebo menej opracované, s malým podielom mierne (zanedbateľne až výraznejšie) navetraných. Z hornín v strede kotliny sú zastúpené prevažne karbonatické horniny (vápence, menej dolomity), ďalej kremence, na ľavobreží aj horniny kryštalínika (kryštalické bridlice, granitoidy), vzácné aj vulkanitov. Naopak, na S (Martin a okolie) sú v terasovom sedimente v prevahe kremence a kremenné pieskovce, metakvarcity a z metamorfítov parabridlice, menší je podiel karbonatických hornín, zriedkavejšie sú navetrané granitoidy (s migmatitmi) i mäkšie paleogénne pieskovce. V náplavoch martinskej terasy (j. okraj Martina) je známy nález vcelku chladnomilnej malakofauny (10 druhov, LOŽEK – TYRÁČEK, 1960; LOŽEK, 1985, in Stratigrafický slovník Z. Karpát, 2, s. 332).

V strednej časti kotliny sa k terasovým sedimentom Turca pripájajú (sútokmi) aj terasové sedimenty potokov z V (z Veľkej Fatry). Sú to sedimenty prolúviálnej terasy Blatnického potoka, prilahlej k vyššiemu stupňu terasy Turca medzi Lehôtkou a Rakovou, ďalej sedimenty belianskej až koštianskej terasy Belianskeho potoka, dosahujúcej nivu Turca pri Košťanoch n. T. Typická je tu dominancia karbonatických hornín.

Naostatok, terasový sediment Váhu na úseku Turčianskej kotliny (obojbrežný výskyt od Turian cez Sučany, Turčianske Kľačany a cez s. okraj Martina a Vrútok) je najrozšírenejšie a najlepšie preskúmaný na s. okraji martinskej terasy (veľké priemyselné štrkovisko s profilom MS-1) na ľavom brehu Váhu. Tam je asi 10 m hrubý komplex piesčitých štrkov (s polohami pieskov) s valúnmi, ktorých zrno a vytriedenie sú rovnaké ako v ostatnej martinskej terase v meste, odlišný je litofaciálny vývoj v profile, a najmä petrografické zloženie štrkov. Prevládajú tu vápence (dolomity) nad hojnými kremencami a kremitými pieskovecami (vrátane kremitých rohovcov), zastúpené sú granitoidy (charakteristické najmä vo vrchnej polovici komplexu), vzácné aj andezity (spodná časť komplexu). Spodná časť je výrazne zvrstvená a silne hrdzavo (oxidy Fe) a čierno (FeMn povlaky) šmuhavá. Analógiou terasy je aj blízky izolovaný kopček Hrádok (údajne mohyla Attilovho hrobu) na s. okraji Martina (s rovnakým sedimentom).

Vážske sedimenty terasy na pravobreží (Sučany) sú hrubšie (prevažne hrubé a veľmi hrubé štrky) až balvanovité (do ϕ 25 cm), z hornín sú časté žuly a metamorfity, potom kremence, menej vápence a i.

Jednoznačne prolúviálne sedimenty patria k náplavovým kužeľom potokov z Malej Fatry (Lúčanskej i Krivánskej), a to v Trebostove (Trebostovský potok), Bystrička (potok Bystrička a potok z Valaskej doliny), vo Vrútkach (potoky z Lopušnej, Javornej i Kamennej doliny) a Turčianskych Kľačanoch (potok Mneša z Mnišej doliny). Sú to nevytriedené, polopracované až stredne opracované a silne zahlinené piesčité štrky (s úlom-

kami hornín), prevažne hrubé a veľmi hrubé (ϕ 5–10–15 cm), menej stredné (ϕ 2–5 cm), miestami (Vrútky) sú časté aj balvanovito-blokovité obliaky (ϕ 20–50 cm).

Z hornín prevažujú v Trebostove vápence nad kremencami a metamorfity, v Bystričke zasa rozličné kryštalické bridlice (a metakvarcity) a granitoidy, vo Vrútkach zväčša dominujú horniny kryštalinika (granitoidy, horniny rulového a svorového typu, resp. migmatity), podobne v Turčianskych Kľačanoch prevažujú granitoidy. Navetranie je veľmi rozdielne. Hrúbky sedimentov nie sú zistené (v Trebostove predpoklad 15 m).

Morfopozično-litologická charakteristika opísaných terasových sedimentov indikuje zaradenie ich akumulácie k 2. čiže hlavnej strednej terase (T IIb), zodpovedajúcej v alpskom systéme stupňu starší (hlavný, maximálny) ris. Pozícia i charakter uvedených prolúvií umožňuje označiť ich za analogické (súveké).

17 Fluviálne nívne hliny – starší ris

Vytvárajú takmer celoplošný kryt štrkov martinskej terasy v Martine a dosahujú hrúbku 2–3 m. Obvykle ide o súvrstvie hlín so zvetranou pôdou na báze („Schotterlehm“), ktorú tvoria hliny odspodu sýtohnede až tmavohnede. Vlastné nívne hliny sú okrovo až škoricovohnede a vo vrchnej polohe rozlične sivohnede, vcelku hrdzavo a sivasto tenko šmuhané, uľahnuté. Podobné hliny ležia aj na štrkoch vnútri terasy (IIb) na SV od Lehotky.

Podľa pozície na terase a faciálnej afinity k hlinitým preplástkam (s malakofaunou) v podloží terasových štrkoch interpretujeme ich ako finálne „chladné“ nívne hliny toho istého glaciálu.

15a Fluviálne piesčité štrky – mladší ris

16a Proluviálne hlinité štrky – mladší ris

15b, 16b Opísané štrky – s pokryvom mladších splachových hlín

Terasová akumulácia, ktorá sa pozične i sedimentačne nachádza medzi predchádzajúcou akumuláciou hlavnej strednej terasy (IIb) a nasledujúcou štrkovou dnovou akumuláciou (výplňou) riečnych dolín. Preto sa rozšírením (pozdĺž tokov) a formou blíži terase IIb a charakterom sedimentu zasa štrkovej výplni dna. Za rovnaké sa považujú najnižšie z trojitého systému nadnív-

ných náplavových kužeľov v kotline (pri úpätí Malej Fatry). Mapa zachytáva (podobne ako pri prechádzajúcej terase) spolu 56 miest výskytu sedimentov tejto terasy (náplavových kužeľov) v regióne.

Sú rozšírené ako terasy pozdĺž oboch brehov Turca (príp. jeho pravobrežných prítokov – Čierna voda, Blatnický potok, potok Vríca), Žarnovice čiže Teplice a na S aj Váhu (Sučany, Vrútky). Proluviálne náplavové kužele sú výnosy potokov z Malej Fatry (Trebostovský potok, p. Bystrička, Kľačiansky p. a p. Mneša).

Štrkové sedimenty terás (kužeľov) sú doložené dokumentačnými bodmi (výstupy, drobné odkryvy) s ojedinelými vrtni.

Morfometrické údaje o sedimentoch tejto predposlednej periglaciálnej štrkovej akumulácie (akumulácie najnižšej terasy), pokiaľ sú doložené, informujú nás o týchto relatívnych výškach báz štrkov nad úrovňou toku riek (potokov). Pri terasách tokov v kotline je to 0 až 2 m (resp. +1 až 3 m) nad priemerom hladín Turca (príp. Blatnického p. a p. Vríca), Žarnovice čiže Teplice a v ľavobrežnej časti i Váhu (Sučany – Martin, Vrútky). Iba na území najmladších elevačných kryh po okrajoch kotliny je stupeň mierne vyzdvihnutý – má bázy štrkov v úrovni +6 až 7 m nad tokom Turca (Turč. Ďur, Ležiachov, Blažovce, Príbovce) a osobitne aj Váhu (pravobrežie v Sučanoch). Hrúbky terasovej akumulácie miestne kolíšu od 4 do 10 (12) m.

Sedimenty terasy v miestach jej výskytu zložením zodpovedajú paralelnej hlavnej strednej terase (pozri tam!), sú však zreteľne menej navetrané (prevažujú čerstvé valúny). Vo výnosovom materiáli proluviálnych terás Vríce (Kláštor pod Znievom) a Blatnického potoka (na JV od Rakova) jednoznačne dominujú vápence (s dolomitmi). Zrno valúnov je vcelku prevažne stredné až hrubé (ϕ 2–5–10 cm), zriedkavo veľmi hrubé (ϕ 10–15 cm), iba plochý kužeľ (terasa) v Kláštore pod Znievom je z drobnejších zahlinených štrkov (ϕ 1–2–5 cm). Terasové štrky sú obvykle zvodnené.

Typické náplavové kužele (pri Trebostove s vrtnom GT-11, pri Bystričke a v Turčianskych Kľačanoch) majú podošvu štrkov miestami výrazne poklesnutú (Trebostovo), inde sú naložené na staršiu terasu (Turčianske Kľačany). Zväčša prevládajú miestne horniny kryštalínika (metamorfity a granitoidy), iba v Trebostove karbonatické (vápence) s kremencami. Štrky s úlomkami hornín sú zvrchu silne zahlinené, vcelku poloopracované a slabo vytriedené.

Litofaciálno-petrografický charakter sedimentov terasy (zodpovedajúcich kužeľov), ako aj ich úložné pomery preukazujú nielen provenienciu (Turiec, Žarnovica, Váh), ale aj klasifikačnú príslušnosť k najnižšej samostatnej riečnej terase (3. strednej, T IIa), zodpovedajúcej alpskému stupňu ris.

14 Fluviálne nívne hliny – mladší ris

Tvorí plytký hlinitý kryt štrkov niektorých miest výskytu (Rakovo, Turčiansky Ďur) opísanej najnižšej terasovej akumulácie, majú znaky

finálnych náplavov toku v čase akumuláčnej tvorby terasy. Zistená hrúbka hĺn je asi 1–2 m. Sú to hliny prachovité až jemne piesčité, sivohnedé, často s hrdzavými šmuhami a s preplástkami hrubších pieskov (na báze so štrkami), horizontálne zvrstvené, nevápnité.

Charakter a uloženie hĺn nasvedčuje na náplavy (Turca) akumulované už v chladnom období (koncom glaciálu).

13 Soliflukčné sedimenty (hlinito-kamenito-štrkovité) – würm

Dnová akumulácia soliflukčného charakteru a pestrej litológie, vyplňujúca zníženinu v Slovenskom Pravne (nad nivou).

Mladý (vrchný) pleistocén

11a Fluviálne piesčité štrky – würm

12a Proluviálne hlinité štrky – würm

11b, 12b Opísané štrky – s pokryvom mladších splachových hĺn

Štrková dnová akumulácia je súvisle a miestami rozsiahle rozšírená v doline Žarnovice, Turca s prítokmi (najmä potokov Vrca, Čierna voda, Blatnický, Beliansky a Necpalský) a Váhu. Štrková výplň dna najmä riečnych dolín je vo väčšine prekrytá holocénnymi recentnými nivnými hlinami (povodňovými náplavmi), sčasti sa zachoval jej viac-menej pôvodný akumuláčny povrch vo forme nadnivných, tzv. nízkych terás (t. j. priamo s povrchovým výstupom štrkov).

Sedimenty štrkovej výplne dokladajú nielen výstupy a výkopy, ale aj početnejšie vrty. Ich hrúbka často kolíše, napr. v priebehu nivy pozdĺž toku Turca vcelku narastá a varíruje v rozmedzí 4–6–8 m (miestami sú prehĺbené korytá s hrúbkou štrkov do 9 až 10 m). Na S kotliny sú štrkové vrstvy Turca a Váhu hrubé maximálne 10–12 m (v nízkych terasách), v nivách menej (asi do 8–9 m); doliny Blatnického a Belianskeho potoka v kotline majú dnové štrky menej hrubé (zväčša 4–6 m).

Báza štrkovej akumulácie je (s výnimkou prehĺbených korýt) približne v úrovni -4 až -6 m pod úrovňou príslušného toku (pri potokoch v kotline asi -4 m).

Sedimenty predstavujú piesčité štrky s rôznym stupňom zahĺnenia, pri Turci prevažujú stredné a hrubé frakcie (ϕ 2–5–10 cm) a pri Váhu až veľmi

hrubé (ϕ 10–15 cm), spolu stredné až menšie opracovanie a čerstvé horniny. Petrografické zloženie miestne varíruje podľa stavby znosových oblastí a oblastí bočného prínosu materiálu (striedanie dominancií andezitov z Kremnických vrchov, metamorfítov a granitoidov z kryštalinických masívov, vápencov a kremencov z pásiem mezozoika a pod., prímes paleogénnych pieskocov a pri Váhu aj ďalších hornín). Štrkové vrstvy sú silne zvodnené (vysoký alebo stredný stupeň zvodnenia) – hlavný kolektor podzemných vôd regiónu.

Za analogické považujeme najnižšie proluviálne náplavové kužele (zo zisteného trojcyklového systému nadnivných kužeľov v kotline); kužeľ potoka v Slovenskom Pravne je najjužnejší, najväčší je plochý kužeľ potoka Vrúca pod Kláštorom pod Znievom (terasový), ďalšie vytvára Valčiansky potok, Trebostovský potok, potoky v Martine (najmä podhájsky kužeľ), vo Vrútkach (kužeľ kolónia Hviezda a i.) a v Lipovci. Hrúbka štrkov kužeľa Vrúce a dvoch nasledujúcich uvedených kužeľov je okolo 8–12 m. Sedymenty kužeľov sú zväčša veľmi hrubé (až balvanovité s blokmi) a netriedené. Zložené sú z miestnych hornín dolín (najčastejšie z kryštalinika, menej z oblasti vápencov).

Dnovú akumuláciu dolín a nízkych kužeľov (I) zaradujeme k poslednému obdobiu periglaciálneho (pleistocénneho) zaštrkovania dien dolín u nás (würm).

10 Fluviálne nívne hliny – würm

Ojedinelé výskyty zachovaného hlinitého pokryvu štrkov nadnivnej nízkej terasy (dbovej akumulácie) s charakterom finálnych náplavov toku. Hrúbka asi 1 m, svetlé sivohnedé hliny, prachovité až jemne piesčité. Akumulované ešte v chladnom období (končiaceho glaciálu).

9 Splachové (ronové) hliny a piesčité hliny – würm/holocén

8 Hlinité a hlinito-kamenité dejekčné kužele – würm/holocén

Patria sem tie hlinité a piesčito-hlinité splachy, ktoré ležia na najmladších (würmských) štrkoch a nezasahujú do nivy (9). Drobné mladé dejekčné (výnosové) kužele zmiešanej litológie (hlinité, hlinito-kamenité) sú zväčša pri ústiach bočných dolín v pohorí (8).

Pleistocén/holocén

6 Fluviálne piesčité štrky a piesky – würm/holocén

7 Proluviálne hlinité štrky s pieskami – würm/holocén

Je to jednak najmladší štrkový horizont z periglaciálnej dnovej akumulácie v nízkej terase (6), jednak sú to hlinité štrky s pieskami, ktoré tvoria tzv. prechodný typ náplavového kužeľa (prechod medzi tvorbou nízkych a nivných kužeľov – 7).

Citovaný štrkový horizont (6) je zrejme preplavený sediment, usadený na povrchu dnových štrkov hneď po ich prvom eróznom znížení a zarovnaní (teda po znížení ich pôvodného najvyššieho plemiglaciálneho povrchu, ešte pred zahĺbením holocénnej nivy do dnových štrkov pri premiestňovaní toku). Podľa toho vek re sedimentovaných štrkov v tomto mimonivnom páse pripadá na končiace sa obdobie würmu (s ťažiskom približne v neskorom würme). Sú základovou pôdou väčšiny intravilánu Martina (jadro i S mesta).

5 Sladkovodný vápenec (travertín – penovec)

Známa a spracovaná (LOŽEK) exkurzná lokalita pri Valči v Slovenskej doline, ložisko holocénnych vápnných sintrov – penovcov. Tvoria pseudo-terasovú formu popri dolinnej nive potoka, v ktorej je minerálny síranový prameň (Smradľavá voda). Penovce boli stratigraficky začlenené (LOŽEK) podľa teplých spoločenstiev malakofauny. V roku 1976 to bola lokalita medzinárodného sympózia holocénnej subkomisie INQUA.

4a Rašeliny (až rašelinové hliny)

4b Slatinné hlinité kaly

Najvýznamnejšia lokalita výskytu rašeliny (palynologicky spracoval KRIPPEL) je na povrchu sútokových risských terás pri Ivančinej (slatinné rašeliny); v blízkosti sú aj zamokrené rašeliniská asi 1 km na J od Laclavej. Rašelinové hliny s polohami rašeliny sa nachádzajú s. od Ondrašovej (pri úpätí kotlinovej pahorkatiny a v nive potoka Vedžer). Humózne rašelinové hliny (kaly) a rašelinu nájdeme aj v zamokrenej nive pri ústí Blatnického

potoka do Turca (Rakovo – Příbovce), resp. na okraji nivy toho istého potoka pri Ďanovej alebo nivy Turca j. od Rakova. Napokon humózne slatinné hlinité kaly až rašelinové hliny bývalého (zaneseného) koryta potoka od Medokýša (oblasť sídliska Ľadoveň) boli zistené stavebnými a prieskumnými výkopmi priamo v meste Martin, v j. a v. časti jeho centra (pri úpätí martinskej terasy, v priestore hotela Turiec, Prioru a železničnej stanice) – ŽEMBERY et al. (1986). Dve zamokrené slatiny sú aj pozdĺž potoka Javorina na z. okraji Vrútok.

Holocén

2 Fluviálne nivné hliny až piesky alebo štrkovito-hlinité sedimenty

3 Proluviálne hlinité sedimenty

Hlinité alebo štrkovito-hlinité náplavy tvoria povrchovú alebo celkovú výplň súčasných dolinných nív riek, riečok a potokov územia (alúvium).

Hliny a piesčité hliny (hrúbky 1–2 m) ako najmladší až recentný náplav pokrývajú pieskovcovo-štrkovú dnovú akumuláciu Váhu, Turca, Žarnovice a veľkých potokov v kotline. Lokálne obsahujú aj vložky štrkov (šošovky) a polohy humózných až rašelinových hĺn (pozri ďalej).

Najmä pri potokoch dolín v priľahlých pohoriach sú nivné hliny silne zaštrkované a tvoria jedinú fluviálnu výplň dna doliny.

Proluviálne hliny malých nivných kužeľov sú ojedinelé (Trebostovo, bývalé hlinisko v priestore ZŤS Martin).

1 Antropogénne sedimenty – navážky

Na mape sú vyznačené len významnejšie navážky v Sučanoch (hydrocentrála, násyp derivačného kanála Váhu), v oblasti železničnej stanice Vrútky, v bývalej tehelni (teraz garáže) v Martine-sever, potom v hlinisku tehelne za martinskými strojárňami a v skládke za ČSAD Martin-juh.

BIOSTRATIGRAFICKÁ INTERPRETÁCIA

Pri regionálnom geologickom mapovaní j. časti Turčianskej kotliny našiel autor v blízkosti obce Rakša faciú karbonatických zlepenčov. Tiahnu sa po pravej strane obce, kde vytvárajú menšie bradielko, ďalej vystupujú v svahu poľnej cesty na úpätí Veľkej Fatry. V zlepencoch sa našli aj organické zvyšky. Vo výbrusoch sa zistili úlomky lastúrnikov so zachovanou pôvodnou štruktúrou schránky (ide o kalcitové schránky). Na jednom priereze schránky lastúrnika bolo možné pozorovať silicifikáciu. Potvrďuje ju aj autigénny xenomorfný kremeň, stanovený v úlomku lastúrnika. Ďalej sa našli úlomky machoviek, niekoľko exemplárov foraminifer (identifikovaný rod *Textularia*), prierez riasy, pravdepodobne príbuznej skupine *Codiaceae*. Opisované zlepence upútali pozornosť už v roku 1961 v Turčianskych Tepliciach oproti budove poštového úradu pri výkope základov pre nové domy. V týchto zlepencoch sa podarilo nájsť úlomok lastúrnika (*Pecten* sp.).

Pri neskorších výskumoch sme pri obci Rakša v týchto zlepencoch našli bohatšiu makrofaunu, na základe ktorej možno súvrstvie stratigraficky začleniť. Identifikovali sme druh *Pecten hornensis* DEPERET ET ROMAN, 1902 týchto rozmerov: dĺžka 50 mm, šírka 45 mm. Tento druh opísala ONDREJIČKOVÁ (1972) z lokality Lipovany, ďalej ČTYROKÝ (1959) z lokality Podkyľava a Vaďovce.

Ďalším druhom je *Chlamys (Gigantopecten) palmata* (LAMARCK, 1919), významná forma paratetydy, známa z egenburgu Slovenska, Maďarska i Rakúska. Na lokalite Rakša zistené formy nie sú úplne zachované, vonkajšia štruktúra schránok je značne sekundárne zastretá. Jedince rodu *Ostrea* boli značne rozlámané, a preto sa nedali bližšie určiť.

Zistená fauna charakterizuje egenburg paratetydnej oblasti a na jej základe bolo stratigraficky začlenené i súvrstvie zlepenčov pri obci Rakša. Nález má značný význam predovšetkým z paleogeografického hľadiska. Potvrdilo sa ním rozšírenie spodnomiocénneho mora, ktoré zasahovalo do severnejších častí Slovenska ďalej, ako sa predpokladalo doteraz. Zlepence a piesčité zlepence od Rakše, Turčianskeho Michala, Turčianskych Teplíc a Mošoviec boli ako litologický komplex (GAŠPARIK, 1973) zaradené na bázu výplne Turčianskej kotliny a stratigraficky patria do egenburgu.

Zlepence podobného typu najbližšie k Turčianskej kotline opísala VAŇOVÁ (1959) pri Kľačane v s. časti Hornonitrianskej kotliny. Biofaciálnu analýzu spodnoburdigalských usadenín od Veľkej a Malej Čausy urobil SENEŠ (1959), ktorý zhodnotil faunu na báze transgresívneho cyklu v piesčitých íloch a slieňoch brakického pôvodu. Doterajšie nálezy spodnomio-

cénnej fauny v oblasti Západných Karpát opísali STEININGER – SENEŠ et al. (1971).

Ďalší horizont, v ktorom boli nájdené organické zvyšky, patrí k martinskému súvrstviu. V tomto súvrství sa uskutočnil paleontologický výskum s cieľom určiť biostratigrafické postavenie tohto súvrstvia. Štúdium bolo zamerané na mikropaleontológiu, výskum nanoplanktónu, palynológiu a ostrakódy.

V sedimentoch neogénnej výplne Turčianskej kotliny sú pomerne hojne zastúpené lastúrniky ostrakódov, ktoré sa však pre tenkostennosť aj napriek veľmi starostlivej preparácii veľmi ľahko poškodzujú. Pred nami sa týmto výskumom a z obmedzeného počtu vzoriek povrchových odkryvov a dvoch plytkých vrtov zaoberal POKORNÝ (1960) a svoje predbežné výsledky publikoval. POKORNÝ vo svojich vzorkách našiel 5 druhov rodu *Candona* (v širšom ponímaní rodu), larválne štádiá cf. *Candonopsis* sp., *Ilyocypris* sp., *Cypria* sp., 2 druhy rodu *Leptocythere* a jediný exemplár *Cytherus* sp. Akademiak POKORNÝ uvádza, že väčšinu nájdených druhov nemožno z dosiaľ opísanými druhmi identifikovať a súdiac podľa výskumov makrofauny, ktorá bola na niekoľkých lokalitách v kotline nájdená, možno očakávať, že časť druhov ostrakódov je endemického charakteru.

Ostrakódy z neogénnej výplne Turčianskej kotliny určovala BRESTENSKÁ (1972), ktorá mala k dispozícii najmä opisy a vyobrazenia monograficky spracovaných fosílnych zástupcov čeľade *Cyprididae*, ako aj ďalšie práce o treťohorných ostrakódoch j. časti Ruska. V Maďarsku sa štúdiom neogénnych ostrakódov zaoberali najmä MÉHES (1908) a ZALÁNYI (1959).

Na študovanom území sa realizovali aj vrty GT-1, GT-2, GT-3, GT-6. Z navrtaného materiálu boli spracované vzorky na štúdium fauny ostrakódov. Z nich boli pomerne bohaté na ostrakódy len vrty GT-3 a GT-6.

Vo vrte GT-1, pri obci Folkušová, sú polohy štrkov až pieskov s vložkami piesčitých ílov, ktoré prevládajú v jeho najvyšších častiach. V niektorých polohách ílov sú úlomky ulít gastropódov (sladkovodné). Z autochtónnych organizmov sú to pomerne zriedkavé úlomky tenkostenných, bližšie neurčiteľných ostrakódov. Oveľa bohatšie je zastúpená heteroalochtónna zložka morských eocénnych organizmov, pozostávajúca z morských malých, prevažne planktonických foraminifer, ďalej z úlomkov alebo značne poškodených a ováľaných veľkých foraminifer – numulitov a bryzoí. Ide o preplavené formy z podložného paleogénu.

Vrť GT-2, lokalizovaný v blízkosti obce Ďanová, polohami štrkov neprešiel, zato sú v ňom popri piesčitých pelitoch hojné pieskovcové polohy. Vo výplavoch boli vedľa eocénnych mikroorganizmov (zložením zhodné s nájdenými vo vrte GT-1) nájdené ojedinelé kriedové formy (napr. *Globotruncana*). V hĺbke 50,5 m boli popri eocénnych malých foraminiferách

nájdene aj úlomky schránok gastropódov, oogónií, characeí a koreňové konkrécie.

Vrt GT-3 v blízkosti Mošoviec prešiel takmer výlučne pelitickými jazerými sedimentmi. Vo všetkých analyzovaných vzorkách boli nájdene ostrakódy nadčľaďade *Cypridacea*. Nadčľaď *Cytheracea* je zastúpená len niekoľkými druhmi, ktoré pravdepodobne patria k rodu *Prolimnocythere* (KARMIŠINA, 1970). Okrem ostrakódov sa vo výplavoch nachádzajú aj úlomky ulít gastropódov, zúbky a veľmi ojedinele aj otolity rýb a *Diatomacea*. Preplavené morské prvky z paleogénu vo výbrusoch mikrofosílií neboli. Spoločenstvo ostrakódov je zhodné s tým, aké v Turčianskej kotline orientačne opísal POKORNÝ (1960). Väčšina zastúpených druhov je endemická.

Z vrtu GT-6 v blízkosti obce Turčiansky Peter podrobnejšie skúmala fosílie BRESTENSKÁ (in GAŠPARIK, 1975). Vo vrchnej časti vrtu do hĺbky 89 m sa striedajú vápnité íly alebo ílovité vápence so sladkovodnými vápencami. V jeho spodnej časti (interval 89–300 m) sú zastúpené piesčité pelity s pieskami alebo pieskovicami. Napriek týmto litologickým rozdielom sú mikroasociácie v celom vrte takmer rovnaké. Od hĺbky 274 m okrem zuhoľnatých rastlinných zvyškov iné autochtónne organické zvyšky nenachádzame. V mikroasociáciách vrtu GT-6 (do hĺbky 261,5 m) sú zastúpené živočích: *Protozoa* – tekamöby, a to *Calcisacculus piriformis* (BRESTENSKÁ, 1977), *Calcisacculus amphoraeformis* (BRESTENSKÁ, 1977). Z ostrakódov boli nájdene čľaď *Cyprididae*: *Candona (Lineocypria)* sp., *Candona* aff. *combibo* (LINTAL, 1939); *Candona (Typhlocypris)* sp., *Cypria* sp., *Ilyocypris* sp. (úlomky). Z čľaďade *Cytheridae* bola nájdene *Leptocythere (Amnicythere)* sp. Okrem toho boli nájdene úlomky bližšie neurčiteľných mäkkýšov. Z rastlinných zvyškov sa našli zuhoľnaté a pyritizované úlomky. V starších stratigrafických horizontoch boli nájdene preplavené foraminifery a úlomky kostrových elementov silicispongií.

Významnou živočíšnou skupinou, nájdenu pri výskume v Turčianskej kotline, sú tekamöby, ktoré opísala BRESTENSKÁ (1977). Ide o malú skupinu jednobunkových živočíchov (*Protozoa*), do ktorej sú zahrnuté všetky *Rhizopoda* opatrené schránkou, okrem foraminifer. Oproti morským alebo brakickomorským foraminiferám sú to prevažne sladkovodné živočích, ich výskyt v brakických, prípadne v morských vodách je vzácny. Fosílnych nálezov tekamöb je zatiaľ pomerne málo. Dosiaľ známe recentné i fosílné tekamöby majú tektinózne, aglutinované alebo kremito-sekretionické schránky (napr. *Silicoplacentina*), iba jediný rod *Paraquadrolina* má schránku z vápnitých platničiek (POKORNÝ, 1958). Tekamöby z neogénu Turčianskej kotliny sa líšia tým, že ich schránky sú zložené z drobných zrníčok CaCO_3 , čo viedlo Brestenskú k stanoveniu nového opísaného rodu s dvoma druhmi.

Uvedený nový rod s dvoma druhmi sa našiel vo vrte GT-6 vo viacerých polohách z hĺbky 130–267 m. Tieto nálezy slúžia ako jedno z kritérií na paralelizovanie príslušných úsekov s podobnými formami v iných vrtoch (napr. BJ-2). Fosílné nálezy tekamöb patria nielen medzi paleontologické rarity, ale podľa nich možno s veľkou pravdepodobnosťou usudzovať o sladkovodnom až oligohalinnom sedimentačnom prostredí.

Pri výskume sladkovodných alebo brakických sedimentov, kde sa autochtónne foraminifery už nevyskytujú, majú ostrakódy prvoradý význam. Podľa nich je na horizonty rozčlenený napr. panón a mladšie sedimenty centrálnej paratetýdy, pliocén východnej paratetýdy a i.

Ostrakódy rodu *Candona* (*Candona*) aff. *combibo* LINENTAL sú v skúmanom materiáli zastúpené vo vrte GT-6, uvádza ich aj POKORNÝ (1960) v ním študovaných lokalitách a nachádza sa aj vo vrte GHŠ-1 pri Hornej Štubni. Podobne aj *Candona* (*Typhlocypris*) sp. je novým druhom tohto podrodu, vyskytuje sa len v sedimentoch vrtu GT-6. Zástupcovia tohto podrodu sa uvádzajú od spodného oligocénu po recent (TRIABEL, 1963). *Cypris* sp., pravdepodobne ide tiež o nový druh, má malé a veľmi tenkostenné lastúrky, väčšinou sú poškodené. Našla sa tiež vo vrte GT-6. Dosť rozšírenými formami v celej neogénnej výplni kotliny sú formy *Ilyocypris* ex gr. *gibba* s *Ilyocypris* ex gr. BRADYI.

Podľa zastúpených ostrakódov je ťažko stratigraficky začleniť skúmané sedimenty, nakoľko ide výlučne o endemické druhy. Len výskyt zástupcu rodu *Mediocypris* umožňuje stanoviť, že jazerná sedimentácia v Turčianskej kotline, najmä v jej s. časti, sa začala v strednom miocéne v bádene. Podľa oogónií characeí sa dá uvažovať o stredno- až vrchnomiocénnom veku neogénnej sedimentácie Turčianskej kotliny. Z rastlinných zvyškov si pozornosť zasluhujú oogóniá parožnatiek – characeí *Charites molassica* (STRAUB), *Tectochara mariani mariani* (L. et GRAMBAST) a i.

Z ostatných organizmov boli vo vrte v niektorých horizontoch neurčiteľné úlomky, prípadne preplavené morské foraminifery alebo skelet elementov silicispongíí.

Aj napriek chudobnému obsahu peľových spoločenstiev v prachovitých horninách vrtu GT-3 PLANDEROVÁ (1971) na základe rodov a druhov zistených spoločenstiev predpokladá, že ide o podobnú flóru z dúbravického peľového spoločenstva, ktoré bolo síce oveľa bohatšie na druhy, ale možno povedať, že ide o rovnako prevládajúcu vegetáciu. Sedimentácia prebehla v období vrchného sarmatu, spodného panónu. Vo vrte GT-1 peľové spoločenstvo bolo o niečo bohatšie na sporomorfy ako vzorky z vrtu GT-3. Okrem *Graminae*, *Ovoidites* a borovic druhov *Pinus*, typ *Haploxyylon* a *Pinus silvestris* sa zistil rod *Carpinus* a čeľaď *Taxodiaceae*. O stratigrafickom

hodnotení tohto vrstu môžeme hovoriť len analogicky s vrstom GT-3. Vo vrte GT-2 sa aj palynologicky zistili sedimenty dvoch veľmi vzdialených stratigrafických období.

MIKROBIOSTRATIGRAFIA SEDIMENTOV PODTATRANSKEJ SKUPINY (VNÚTORNÉHO PALEOGÉNU) NA ZÁKLADE MALÝCH FORAMINIFER

Systematický litofaciálny a biostratigrafický výskum sa začal až v rámci zostavovania edície geologických máp 1 : 25 000 pod vedením RNDr. J. GAŠPARIKA, CSc. V rámci tohto výskumu sme získali cenné mikrobiostratigrafické i litofaciálne poznatky, ktoré nám umožnili nielen spresniť doterajšie poznatky, ale aj podrobnejšie rozčleniť paleogénny komplex sedimentov centrálnokarpatského paleogénneho komplexu. GROSS – KÖHLER – SAMUEL (1984) centrálnokarpatský sedimentačný cyklus označili ako podtatranská skupina, v rámci ktorej vyčlenili štyri viac-menej sukcesívne litostratigrafické jednotky. Označujú ich ako borovské, hutianske, zuberské a bielopotocké súvrstvie so stratigrafickým rozsahom vrchný (resp. stredný) lutét až oligocén. V skúmanej oblasti sú vyvinuté prvé tri z týchto litostratigrafických jednotiek, kým bielopotocké súvrstvie (vyznačujúce sa absolútnou prevahou pieskovcov nad ílovcami) je zastúpené fáciou zuberského súvrstvia.

Borovské súvrstvie vystupuje na povrch v oblasti Nolčova (dok. bod č. 147) v záreze cesty nad priehradou Krpeľany (dok. bod č. 9) a v okolí Sklabine (dok. bod č. 195a).

Z analyzovaných vzoriek z profilu Nolčova boli pozitívne dve vzorky, a to z dokumentačného bodu č. 147 (vzorka č. 2 a vzorka č. 4). Obidve vzorky sú relatívne bohaté na foraminifery, pričom aj ich druhové zloženie je v podstate identické. V minimálnej miere sa mení len kvantitatívne zastúpenie jednotlivých taxónov. Medzi najhojnejšie sa vyskytujúce formy patrí predovšetkým *Globigerina eocaena* GÜMBEL, ktorej vekové rozpätie zasahuje prakticky celý eocén. Vzácnnejšie sa vyskytujú druhy *Globigerinatheka subconglobata* (ŠUTSKAJA), *Acarinina rotundimarginata* SUBBOTINA, *Acarinina simulatilis* (KRAJEVA) a *Globigerina boweri* BOLLI. Prvá z menovaných foriem sa objavuje tesne nad bázou spodného lutétu (v biozóne P 10), ďalšie tri druhy o niečo vyššie, t. j. v karpatskej biozóne *Truncorotaloides rohri*. Z hľadiska mikrobiostratigrafickej determinácie analyzované asociácie indikujú vrchný lutét.

Veľmi podobné zloženie asociácie foraminifer má i vzorka odobraná z profilu Sklabiňa (dok. bod č. 195/a 196), sporadicky sa tu však objavujú

i bentické formy, reprezentované najmä rodom *Cibicides* (C. ex gr. *westi* HOWE a *Cibicides* sp.) a druh *Acarinina bulbrooki* (BOLLI), ktorý nepresahuje hranicu vrchného lutétu.

K hutianskemu súvrstviu sa pričleňujú odkryvy z vrchnej časti prtofilu Sklabiňa (dok. bod č. 150, 155, 159a), ďalej Turčianska Štiavnička pri jazierku (dok. bod č. 160), ako aj z odkryvu j. od Nolčova (dok. bod č. 149 – č. vz. 5, 5a a dok. bod č. 150 – č. vz. 6). Po litofaciálnej stránke sa vyznačuje veľkou prevahou ílovcov nad pieskovecami.

Hoci počtom i druhovým zložením sú asociácie z uvedených lokalít vcelku chudobné, podľa vyskytujúcich sa druhov môžeme jednotlivé vzorky s náležitou presnosťou stratigraficky identifikovať. Na lokalite Sklabiňa (dok. bod č. 159) sa vyskytujú druhy *Globigerina eocaena* GÜMBEL, *Globigerina hagni* GOHRBANDT, *Globigerina boweri* BOLLI a *Acarinina bulbrooki* (BOLLI). Vertikálne rozšírenie uvedených taxónov je – okrem druhu *Globigerina eocaena* GÜMBEL – stredný eocén. Podľa literárnych údajov i podľa vlastných výskumov z oblasti Západných Karpát, ani jeden zo spomínaných druhov neprechádza do vrchného eocénu.

Ďalšie pozitívne vzorky sa získali z lokality Sklabiňa (dok. bod č. 159 a 159a). Z foraminifer v oboch skúmaných vzorkách opäť dominuje planktónová zložka, z ktorej sa relatívne najčastejšie vyskytuje druh *Globigerina eocaena* GÜMBEL. O jeho vertikálnom rozšírení sme sa už zmienili. Medzi druhmi, s ktorými sme sa nestretli v predchádzajúcich vzorkách, patrí *Globigerina hagni* GOHRBANDT, *Globigerina frontosa* SUBBOTINA a *Turborotalia (A.) bulbrooki* (BOLLI). Podľa skúseností z doterajšieho výskumu vnútrokarpatského sedimentačného cyklu (= podtatranská skupina) prvý z menovaných druhov sa vyskytuje väčšinou buď v pelitickej zložke bazálneho súvrstvia (= borovské súvrstvie), alebo v spodnej časti jeho nadložného súvrstvia (= hutianske súvrstvie). Obdobný výskyt majú *Globigerina frontosa* SUBBOTINA a *Turborotalia (A.) bulbrooki* (BOLLI). Z uvedenej komparatívnej metódy vyplýva, že opisované vzorky zo Sklabiňa sú z hľadiska stratigrafickej pozície najstaršie; možno ich dávať najskôr do vzťahu s vrchným lutétom. Sedimentácia hutianskych vrstiev sa teda začala vo vrchnom lutéte. To znamená, že jej spodná časť alternuje do určitej miery s borovským súvrstvom.

Určitý mikrobiostratigrafický rozdiel od opísanej asociácie možno pozorovať v zložení vzoriek z lokality Turčianska Štiavnička (dok. bod č. 160). Oproti predchádzajúcej asociácii tu chýba zástupca rodu *Acarinina*. Z nových foriem sa objavujú „vypelí“ zástupcovia z fylogenetického radu *Globigerina frontosa* – *Turborotalia cerroazulensis*, a to *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* (COLE) a *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* (TOUMARKINS et BOLLI). Podľa najnovších výskumov obidva uvedené taxóny sa začínajú objavovať na báze vrchného eocénu. Na základe toho možno konštatovať, že stratigrafická

pozícia hutianskeho súvrstvia vystupujúceho na lokalite Turčianska Štiavnička (dok. bod č. 160) je oproti Nolčovu vyššia, t. j. spodnopriabónska.

Zuberské súvrstvie predstavuje typický flyšový komplex s viac-menej rovnomerným zastúpením pelitickej i psamitickej zložky. Po mikrobiostratigrafickej stránke bolo preukázané na lokalitách Záborie, Podhradie, Blatnica a Ďanová.

Z profilu Záborie (dok. bod č. 50, vz. A, B, C) sme získali tri pozitívne vzorky. Spoločenstvá vo všetkých vzorkách sa skladajú z planktónových foraminifer reprezentovaných najmä druhom *Globigerina officinalis* SUBBOTINA. Sporadicky sa vyskytujú *Globigerina ouachitaensis* HOWE et WALLACE, *Globigerina darvillensis* HOWER et WALLACE, *Globigerina pseudoapliapertura* BLOW et BANNER a *Turborotalia* ex gr. *cerroazulensis* (COLE).

Okrem poslednej formy všetky uvedené druhy sa s určitým časovým posunom začínajú objavovať vo vrchnom eocéne (priabón) a postupne vymierajú v oligocéne. Vzhľadom na spoločný výskyt týchto druhov s formou zo skupiny *Turborotalia cerroazulensis* (COLE) môžeme asociáciu začleniť do vrchného priabónu, keďže posledná menovaná forma nepresahuje hranicu vrchného priabónu.

Asociácia z Podhradia sa skladá z bentonických foriem a zo vzácne sa vyskytujúcich planktónových foriem, ktoré reprezentujú iba malé globigeriny: *Globigerina officinalis* SUBBOTINA a *Globigerina* ex gr. *praebulloides* BLOW. Z bentonických foriem boli identifikované *Reussella* sp., *Cassidulina* cf. *laevigata* D'ORBIGNY, *Cibicides karpaticus* MJATLIUK, *Cibicides* div. sp.

Na základe výskytu uvedených „malých“ globigerín začleňujeme asociáciu do vrchného priabónu, t. j. do karpatskej biozóny *Globigerina officinalis*.

Medzi stratigraficky najmladšie zaradujeme asociáciu z lokality Ďanová (dok. bod č. 143). Z globigerín okrem druhov *Globigerina officinalis* SUBBOTINA a *Globigerina* ex gr. *praebulloides* BLOW sa tu vyskytuje pyritizované jadro, najpravdepodobnejšie patriace druhu *Globigerina postcretacea* MJATLIUK a *Globigerina liverovskae* BYKOVA. Prvé dva z menovaných druhov patria medzi relatívne bežne sa vyskytujúce druhy vo vrchnom eocéne (priabón), kým ďalšie dva sa uvádzajú z oligocénu a patria medzi indexové druhy karpatskej biozóny *Globigerina postcretacea*. Korelácia tejto biozóny s chronostratigrafickými jednotkami oligocénu nie je doteraz presne objasnená, pretože pozícia doterajších oligocénnych stupňov ako validných chronostratigrafických jednotiek nie je stanovená. V návrhu sa odporúča pre spodný oligocén stupeň stamp, pre stredný rupel a pre vrchný chat.

Z uvedeného vyplýva, že zuberské súvrstvie v Turčianskej kotline zasahuje až do oligocénu. To znamená, že vrchnou časťou alternuje s bielopotockým súvrstvom, ktoré reprezentuje najvrchnejšiu litostratigrafickú jednotku podtatranskej skupiny centrálnokarpatského paleogénu.

VÁPŇNÝ NANOPLANKTÓN TURČIANSKEJ KOTLINY

V rámci regionálneho výskumu Turčianskej kotliny bol komplexne spracovaný vápnitý nanoplanktón. Študované profily a lokality boli vytypované podľa najnovšej geologickej interpretácie zodpovedného riešiteľa GAŠ-PARIKA (1978, 1983, 1987, 1988, 1989).

Štúdium bolo zamerané najmä na paleogénne sedimenty, ktoré tvoria značnú časť výplne kotliny. Okrem paleogénu bolo spracovaných niekoľko kriedových sedimentov, ktoré vnikajú do Turčianskej kotliny pri sz. úpätí Veľkej Fatry.

Krieda

Kriedové sedimenty patria ku krížňanskému príkrovu a bola v nich vyčlenená spodná a stredná krieda.

Spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu, ktoré zodpovedajú spodnej kriede, boli zistené na lokalitách: Horné Jaseno, Brieštie, Valča, Slovenský potok, Brdo – rázcestie, Záborie. V silne stlačených sivých, sivohnedých až hnedastých vápnitých ílovcoch boli zistené jednak nanokóny, zastúpené druhom *Nannoconus* ex gr. *steinmanni* (KAMPTNER) BRONNIMAN, jednak silne rekryštalizované kokolity, ktoré zodpovedajú rodu *Ellipsagelosphaera* a *Cyclagelosphaera*.

Na základe týchto nevýrazných spodnokriedových spoločenstiev sa nedá bližšie stanoviť stratigrafická príslušnosť.

Stredná krieda bola zistená na lokalite Turčianska Štiavnička – v odkryve pri hradskej. V stlačených sivohnedých vápnitých ílovcoch bola potvrdená stredná krieda vápnitým nanoplanktónom a foraminiferami.

Nanoplanktón je zastúpený niekoľkými rekryštalizovanými druhmi *Watznaueria* cf. *barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, čo poukazuje na alb. Foraminifery sú veľmi ojedinelé, zistené druhy *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI) a *Anomalina* (*Gavelinella*) *intermedia* BARTHELIN tiež svedčia o albskom veku.

Paleogén

Paleogénne sedimenty Turčianskej kotliny zodpovedajú vnútrokarpatskému paleogénu, v ktorom GROSS – KÖHLER – SAMUEL (1984) vyčlenili tri súvrstvia: borovské, hutianske a zuberské. Ich stratigrafické rozpätie v študovanom regióne je vrchný lutét – stredný oligocén, čo zodpovedá nanoplanktónovým zónam NP-16, NP-23.

Vápnitý nanoplanktón v paleogénnych sedimentoch bol študovaný zatiaľ sporadicky. OŽVOLDOVÁ (1976) spracovala foraminifery a vápnitý nanoplanktón v sv. časti kotliny, v oblasti Dražkovce – Turčianska Belá.

BYSTRICKÁ (v tlači) podáva biostratigrafické začlenenie niekoľkých vzoriek z cesty medzi Podhradím a Konským, o čom sa zmienime pri opise zuberského súvrstvia.

GAŠPARIKOVÁ (1987) vyhodnotila nanoplanktónové spoločenstvá na liste Diviaky/2.

Štúdium vápnitého nanoplanktónu v Turčianskej kotline prispelo k biostratigrafickému členeniu paleogénnych sedimentov. Pri ich zaradení do zón bola použitá štandardná nanoplanktónová škála MARTINIHO (1971).

Borovské súvrstvie

Stratigraficky zodpovedá vrchnému lutétu až báze priabónu a reprezentujú ho dve zóny:

a) NP 16 *Discoaster tani nodifer*,

b) NP 17 *Discoaster saipanensis*.

a) Na lokalite Sklabiňa – zárez cesty – v sivých a tmavosivých vápnitých piesčitých ílovcoch bolo zistené spoločenstvo, v ktorom je výrazne zastúpený diskoasterový komponent. Prítomné sú aj redeponované kriedové a paleocénne prvky. Druh *Discoaster saipanensis* je ojedinelý, formy sú menšie, nedosahujú rozmery ako vo vrchnom eocéne.

Stratigraficky spoločenstvo zodpovedá zóne NP 16 – *Discoaster tani nodifer*, jeho zloženie je takéto: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLET. et SUL., *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER, *Reticulofenestra umbilicata* (LEVIN) MART. et RITZ., *Chiasmolithus grandis* (BRAMLETTE et RIEDEL) HAY, MOHLER et WADE, *Praediscosphaera* sp., *Zycolithus* ex gr. *compactus* BUKRY, *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *Discoaster bifax* BUKRY, *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE et RIEDEL, *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL, *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Discoaster tani* BRAMLETTE et RIEDEL.

b) Lokalita Sklabiňa – s. okraj obce. Litologicky ide o sivohnedé ílovce s charakteristickým črepinovým rozpadom s Mn-povlakmi na vrstevných plochách.

Nanoplanktónové spoločenstvo je bohaté, výrazne je zastúpená diskoasterová zložka, v ktorej hojne zastúpený druh *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL má charakter dokonalej formy.

Spoločenstvo tvoria druhy: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN, *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER, *Chiasmolithus grandis* (BRAMLETTE et RIEDEL) HAY, MOHLER et WADE, *Chiasmolithus* sp., *Reticulofenestra umbilicata* (LEVIN) MARTINI et RUITZKOWSKI, *Reticulofenestra fenestrata* (DEFLANDRE) STRADNER, *Nannotetrina fulgens* (STRADNER) ACHUTHAN et STRADNER.

Stratigraficky spoločenstvo zodpovedá zóne NP 17 *Discoaster saipanensis* (Báza priabónu).

Hutianske súvrstvie

a) Spodná časť tohto súvrstvia má stratigrafické rozpätie spodný – stredný priabón. Reprezentuje ju zóna NP 18 – *Chiasmolithus osmaruensis*.

b) Vrchná časť zodpovedá vrchnému priabónu, a to zóne NP 19 – *Isthmolithus recurvus* a rozhraniu zón NP 19 *Isthmolithus recurvus* a NP 20 *Sphaenolithus pseudoradians*.

a) Na lokalitách Turčianska Štiavnička – park, Záborie a Žabokreky boli zistené v hnedosivých vápnných ílovcoch spoločenstvá; ich zloženie zodpovedá zóne NP 18.

Indexový druh *Chiasmolithus* aff. *osmaruensis* (DEFLANDRE) HAY, MOHLER et WADE bol zistený len na lokalite Záborie, inak majú spoločenstvá zo všetkých troch lokalít veľmi podobný charakter. Sú bohaté, výskyt druhov *Discoaster* je sporadický, druh *Isthmolithus recurvus* nebol zistený. Spoločenstvo z lokality Turčianska Štiavnička má takéto zloženie: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN, *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER, *Chiasmolithus grandis* (BRAMLETTE et RIEDEL) HAY, MOHLER et WADE, *Reticulofenestra umbilicata* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL, *Helicosphaera* sp., *Cribozentrum* cf. *reticulatum* (GART. et SMITH) PERCH-NIELSEN, *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL.

b) Spoločenstvá vrchného priabónu boli zistené na lokalitách: Blatnica – odkryvy v poli, Horné Jaseno, Kalník, Podhradie, Turčianska Belá, Žabokreky. Litologicky ide o sivé a sivohnedé vápnné ílovce, na lok. Blatnica majú náznaky črepinového rozpadu.

Ide o výrazné bohaté spoločenstvá, ktoré zodpovedajú zóne NP 19 – *Isthmolithus recurvus*. Spoločenstvo z lokality Turčianska Belá má takéto zloženie: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Coccolithus eopelagicus* (BRAM. et RIED.) BRAM. et SUL., *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER, *Chiasmolithus osmaruensis* (DEFL.) HAY, MOHLER et WADE, *Chiasmolithus grandis* (BRAML. et RIED.) HAY, MOHLER et WADE, *Helicosphaera compacta* BRAM. et WILC., *Pontosphaera multipora* (KAMPT.) ROTH, *Dictyococcites*

bisectus (HAY, MOHLER et WADE) BUK. et PARC., *Dictyococcites* cf. *daviensis* (HAG) PERCH-NIELSEN, *Cribozentrum reticulatum* (GART. et SMITH) PERCH-NIELSEN, *Cribozentrum* sp., *Reticulofenestra umbilicata* (LEVIN) MART. et RITZ., *Transversapontis pulcher* (DEFL.) HAY, MOHLER et WADE, *Zygrhablithus bijugatus* (DEFL.), *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE, *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *Discoaster deflandrei* BRAML. et RIED., *Discoaster saipanensis* BRAML. et RIED., *Discoaster tani nodifer* BRAML. et RIED.

Spoločenstvá kladieme na rozhranie zón NP 19 a NP 20, boli zistené na lokalitách Žabokrekry, Dražkovce, Nolčovo-cintorín, Krpeľany. Litologicky ide opäť o sivohnedé vápnité ílovce.

Spoločenstvá sú kvantitatívne podstatne chudobnejšie, druhy *Discoaster* nezistené. Pomerne hojný je druh *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE a *Sphaenolithus* sp. – druhovo neurčený. Keďže ide o iný typ spoločenstva, začleňujeme ho na rozhranie zón NP 19 a NP 20.

Zloženie spoločenstiev z lokality Nolčovo–cintorín je takéto: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Coccolithus copelagicus* (BRAML. et RIED.) BRAML. et SUL., *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) ROTH, *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MART. et RITZ., *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE, *Sphenolithus* sp.

Zuberské súvrstvie

a) Spodnú časť zuberského súvrstvia reprezentujú svetlosivé až tmavosivé vápnité ílovce. Stratigraficky zodpovedá najvyššiemu priabónu až spodnému oligocénu, zónam NP 20 – *Sphenolithus pseudoradians* a NP 21 – *Ericsonia subdisticha*. Tento stratigrafický horizont bol stanovený na lokalitách Sučany–starý most, Záborie a Dolné Jaseno – s. od obce.

Spoločenstvá sú bohaté, výskyt diskoasterov je veľmi sporadický. Zo stratigraficky významných druhov v spoločenstvách sú zastúpené *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE, *Sphenolithus* sp. a *Ericsonia subdisticha* (ROTH et HAY) ROTH.

V spoločenstvách z lokality Dolné Jaseno boli zistené tieto druhy: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Coccolithus eopelagicus* (BRAML. et RIED.) BRAML. et SUL., *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER, *Chiasmolithus grandis* (BRAML. et RIED.) HAY, MOHLER et WADE, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUK. et PERCH., *Reticulofenestra umbilicata* (LEVIN) MART. et RITZ., *Ericsonia subdisticha* (ROTH et HAY) ROTH, *Cribozentrum reticulatum* (GART. et SMITH) PERCH-NIELSEN, *Cribozentrum* sp., *Helicosphaera* cf. *compacta* BRAML. et WILC., *Pontosphaera multipora* (KAMPT.) ROTH, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Isthmolithus recurvus*

DEFLANDRE, *Sphenolithus* cf. *moriformis* (BRÖNN. et STRAD.) BRAM. et WILC., *Sphenolithus* sp., *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK.

b) Vrchná časť zuberského súvrstvia stratigraficky zodpovedá strednému oligocénu, ktorý zastupujú zóny NP 23 – *Sphenolithus prediscentus* a NP 24 – *Sphenolithus discensus*.

Stratigrafická príslušnosť k strednému oligocénu je stanovená na základe druhu *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM., ktorého rozpätie je viazané na biozóny NP 23 a NP 24, ale spoločenstvá svojim zložením poukazujú najmä na nižšiu zónu NP 23, to znamená, že stredný oligocén je zastúpený svojou spodnou časťou. BYSTRICKÁ (v tlači) stanovila na základe tohto druhu vo dvoch vzorkách z cesty medzi Podhradím a Konským prítomnosť týchto dvoch nanoplanktónových zón.

Pri komplexnom spracovaní vápniteho nanoplanktónu v Turčianskej kotline bol stredný oligocén stanovený na týchto lokalitách: Necpaly, Korské – odkryv v dedine, Korské – j. od obce, Ďanová, sútok Necpalského a Belianskeho potoka, profil Podhradie – Beličie, vrt Trebstovo, GT-11.

Bohaté, dobre zachované spoločenstvá sa získali na lokalitách Necpaly, Ďanová, sútok Necpalského a Belianskeho potoka v profile Podhradie – Bieličie.

Veľmi zaujímavé je zistenie vápnitej nanoflóry strednooligocénneho charakteru vo vrte Trebstovo GT-11, hĺbka 347,0 m.

Zloženie spoločenstiev je takéto: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Coccolithus eopelagicus* (BRAML. et RIED.) BRAML. et SUL., *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER, *Chiasmolithus* cf. *grandis* (BRAML. et RIED.) HAY, MOHLER et WADE, *Chiasmolithus* sp., *Helicosphaera recta* HAQ, *Helicosphaera reticulata* BRAML. et WILC., *Pontosphaera multipora* (KAMPT.) ROTH, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUK., *Dictyococcites bisectus* (HAY, HOHL. et WADE) BUK. et PERC., *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM., *Dictyococcites danicus* BLACK, *Dictyococcites daviesi* (HAQ) PERCH-NIELSEN, *Dictyococcites ornatus* (MÜLLER) BYSTRICKÁ, *Neochiastozygus* sp. (BRAML. SUL.) PERCH-NIELSEN, *Transversoporites obliquipons* (DEFL.) HAY, MOHL. et WADE, *Criboocentrum reticulatum* (GART. et SMITH) PERCH-NIEL., *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MORT. et RITZ., *Sphenolithus* sp., *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE, *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *Discoaster deflandrei* BRAML. et RIED., *Discoaster saipanensis* BRAML. et RIED., *Discoaster tani nodifer* BRAML. et RIED.

V najvyšších častiach profilu Podhradie – Beličie bolo zistené podobné nanoplanktónové spoločenstvo ako vo vrte GT-11 (347,0 m), ktoré zodpovedá zóne NP 23.

Vo foraminiferových spoločenstvách z toho istého bodu v profile sa nezistil nijaký druh, ktorý by poukazoval na vyššie začlenenie ako vrchný priabón.

Stratigrafické začlenenie lokalít Turčianskej kotliny podľa nanoplanktónu

Horné Jaseno	spodná krieda			
Brieštie – lom	spodná krieda			
Valča	spodná krieda			
Slovenský potok	spodná krieda			
Brdo – rázcestie	spodná krieda			
Záborie	spodná krieda			
Turčian. Štiavnička – za prameňom	spodná krieda			
Sklabiňa – zárez cesty	vrchný lutét	NP 16		borovské
Sklabiňa – s. okraj obce	vrchný lutét – spodný priabón	NP 17		
Turčianska Štiavnička – park	spodný – stredný priabón	NP 18	spodné	
Záborie	spodný – stredný priabón	NP 18		
Žabokreky	spodný – stredný priabón	NP 18		
Blatnica – v poli	vrchný priabón	NP 19		
Horné Jaseno	vrchný priabón	NP 19		
Kalník	vrchný priabón	NP 19		
Podhradie	vrchný priabón	NP 19		
Turčianska Belá	vrchný priabón	NP 19		
Žabokreky	vrchný priabón	NP 19		
Dražkovce	vrchný priabón	NP 19		
Nolčovo – cintorín	vrchný priabón	NP 19 – NP 20		
Krpeľany	vrchný priabón	NP 19 – NP 20		
Sučany, starý most	vrchný priabón – spodný oligocén	NP 20 – NP 21		
Záborie	vrchný priabón – spodný oligocén	NP 20 – NP 21	spodné	
Dolné Jaseno – s. od obce	vrchný priabón – spodný oligocén	NP 20 – NP 21		
Necpaly	stredný oligocén	NP 23		zuberské
Konské – odkryv v dedine	stredný oligocén	NP 23		
Konské – j. od obce	stredný oligocén	NP 23		
Ďanová	stredný oligocén	NP 23		
sútok Neapalskeho a Belianskeho p.	stredný oligocén	NP 23		
Podhradie – Beličie – profil	stredný oligocén	NP 23		
vrt GT-11, Trebstovo	stredný oligocén	NP 23	vrchné	

VÝSLEDKY MIKROFLORISTICKÉHO VÝSKUMU NEOGÉNU TURČIANSKEJ KOTLINY

Neogénne sedimenty Turčianskej kotliny boli podrobené veľmi dôkladnému palynologickému výskumu, najmä preto, lebo roky pretrvávali rozporné názory na ich vekové zaradenie. Ani po podrobnom palynologickom výskume nie je zatiaľ jednotný názor na zaradenie egenburských sedimentov a rozporný je aj názor na zaradenie sedimentov do spodného, resp. stredného bádenu. Keďže sa sedimenty s egenburskou a spodnobádenskou mikroflórou vyskytli len ojedinele, vek nie je štatisticky doložený a nie je vylúčená premena sporomorf redeponovaných do mladších sedimentov.

Vekové zaradenie vrchnobádenských, sarmatských až pontských sedimentov je doložené mikroflórou z veľkého množstva vzoriek z celej Turčianskej kotliny.

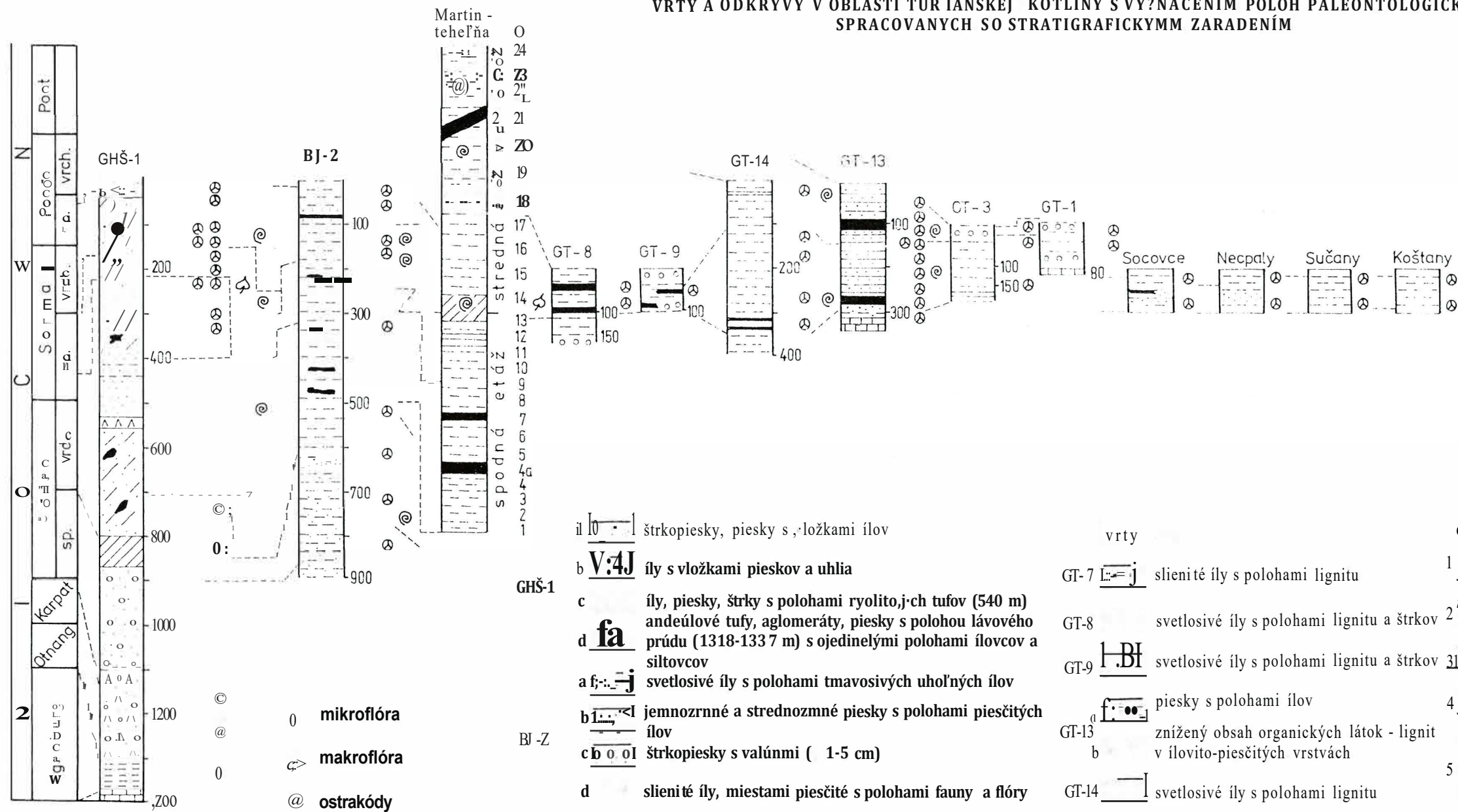
História vekového zaradenia neogénnych sedimentov Turčianskej kotliny sa začína v r. 1924, keď predtým KODYM a MATĚJKA uvádzajú makrofaunu, ktorá však neposkytla jednotné údaje o neogénnej výplni kotliny.

ANDRUSOV (1954) na základe vlastných výskumov sedimentov Turčianskej kotliny kladie celú výplň kotliny do panónu. Neskôr BUDAY (1957) delí neogénne sedimenty na spodné súvrstvie s polohami štrkov a vápnitých ílov, lignitov sladkovodných vápencov a tufitov. Vrchné súvrstvie obsahuje len íly. Vložky vulkanitov v sedimentoch považoval autor za dôkaz o ich relatívne staršom veku než panón. Od tohto obdobia sa uvažovalo aj o tortónskom veku sedimentov, hoci všetky čeľade „sučianskej“ neogénnej fauny boli rozšírené len v pliocénnej oblasti.

Paleobotanický výskum NĚMEJCA (1957) potvrdzuje mladší vek sedimentov než tortónsky. POKORNÝ (1960) na základe ostrakódov najmä zo s. časti Turčianskej kotliny predpokladá sladkovodný vývoj neogénu Turčianskej kotliny. Endemický ráz fauny mu nedovolil vekové rozčlenenie sedimentov. Predpokladá však, že ide o pliocénny vek. RAKÚS (1958) pri zhodnotení endemickej sladkovodnej fauny neurčil presne vek sedimentov, v ktorých sa fauna našla.

Flóru v minulosti opísal NĚMEJC (1956, 1957a, 1957b) z lokalít Bystrického potoka, Priekopy a Martinskej tehelne. Rodové zloženie makrozvyškov je: *Fagus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Ulsus*, *Zelkova*, *Parrotia*, *Rhus*, *Platanus*, *Picea*, *Salix*, *Betula*, *Alnus*. Z tehelne v Martine určil najmä druhy vodných rastlín čeľade *Nymphaeaceae*, rodu *Glyptostrobos* a *Salix*. Podľa NĚMEJCA flóra má ráz ako v kremnicko-štiavnickej oblasti a má spodnopliocénny charakter.

VRTY A ODKRYVY V OBLASTI TUR IANSKEJ KOTLINY S VY?NAČENÍM POLÔH PALEONTOLOGICKY
SPRACOVANÝCH SO STRATIGRAFICKÝM ZARADENÍM



il [symbol] štrkopiesky, piesky s vločkami ílov

- b **V:4J** íly s vločkami pieskov a uhlia
- c íly, piesky, štrky s polohami ryolito, jch tufov (540 m)
- d **fa** andeúlové tufy, aglomeráty, piesky s polohou lávového prúdu (1318-1337 m) s ojedinelými polohami ílovcov a siltovcov
- a **fj** svetlosivé íly s polohami tmavosivých uhoľných ílov
- b **1** jemnozrnné a strednozrnné piesky s polohami piesčitých ílov
- c **b o o l** štrkopiesky s valúnmi (1-5 cm)
- d slienité íly, miestami piesčité s polohami fauny a flóry

vrty

- GT-7 [symbol] slienité íly s polohami lignitu
- GT-8 svetlosivé íly s polohami lignitu a štrkov
- GT-9 [symbol] svetlosivé íly s polohami lignitu a štrkov
- [symbol] piesky s polohami ílov
- GT-13 [symbol] znížený obsah organických látok - lignit v ílovito-piesčitých vrstvách
- GT-14 [symbol] svetlosivé íly s polohami lignitu

c; J odkryvy

- 1 [symbol] tmavosivé slienité íly až ílovce
- 2 [symbol] tmavosivé slienité íly s polohami pieskov až pieskovcov
- 3 [symbol] tmavosivé slienité íly s polohami pieskov
- 4 [symbol] tmavosivé a svetlosivé íly s polohami pieskov
- 5 [symbol] tmavosivé slienité íly s faunou s polohami uhliapiesky s polohami tmavosivých ílov s polohami pevných svetlosivých sladkovodných vápencov

ZARADENIE PALYNOLOGICKY SKÚMANÝCH LOKALÍT DO MIKROFAUNISTICKÝCH
A NANOPLANKTONICKÝCH ZÓN

112-192

Vek	MF	NP	Hutianske súvrstvie	Zube rec ké 5úvr5tvie	Ps	PgZ	Stratigraficky významné druhy polinoflóry
Oľubovica	spoločný	Dobšinský posttrilobový	Hutianske súvrstvie	Zube rec ké 5úvr5tvie	Ps7	Pg19	Leiotriletes microlepidoides L. seidewitzensis Microfoveolatosporis sellingi Ephedripites (Dictachyapites) lusaticus Sciadopityspollerites verticilliformis cf. Böhlensipollis hohli
							Verrutricolporites irregularis Trivestibulopollenites betuloides Corpinuspollenites carpinoides Ulmipollenites ulmoides Bombacacidites sp. I Pseudospinaepollis pseudospinosus Spinaepollis spinosus Zonalapollenites maximus Inaperturopollenites verrupapilotus Arecipites gonulatus
Pľavica	vrcholový	Dobšinský posttrilobový	Hutianske súvrstvie	Zube rec ké 5úvr5tvie	Ps6	Pg18	Chudobná asociácia palinoflory širším stratigrafickým diapazónom - Cicatricosisporites cf. triangulus, Pundatisporites luteticus, Inaperturopollenites hiatus, Plicipollis pseudoexcelsus, inopollis sp-J Monocolpopollenites tranquillus, Alnipollenites verus

MF-zóny podľa mikrofauuny; NP-zóny podľa nanoflory; Ps-pelvé spektrá; PgZ-palynologické zóny (WKrutzsch 1967)

Mikrofloristicky hodnotené sedimenty z oblasti Turčianskej kotliny

			Litostratigr. jednotky	Lokality	Hlavná mikroflóra F zóny
Neogén	Pliocén		blažovské súvrstvie		
	Miocén	Pont		GT-13, GT-9,30 m 140–40 m atď.	<i>Alnus, Ulmus, Quercus, Betula, Chenopodiaceae, Pterocarya</i>
		Sarmat – Parón spodný stredný vrchný	martinské súvrstvie	GHŠ-1 135–8 m BJ-2 177–53 m Martin, Košťany, Sučany BJ-2 343–195 m GHŠ-1 224–194 m	<i>Fagus, Carpinus, Lamiaceae, Pterocarya, Quercus, Magnoliaceae</i> <i>Myricaceae, Taxodiaceae, Quercus, Nyasaceae, Castaneae, Betula, Alnus, Ulmus, Carya</i>
		Báden spodný vrchný	budišské súvrstvie	GHŠ-1 830–22 m, BJ-2 614–349 m Martin tehelňa sp. etáž ? GHŠ-1 1200–831 m BJ-2 870–614 m	<i>Betula, Quercus, Carpinus, Graminae, Carya, Ulmus, Castanea, Leiotriletes pseudomax., Platycarya</i> <i>Myricipites rurensis, Castanea, Tilia, Liquidambar, Leiotriletes pseudomaximus, Lygodium</i>
		Otnang Karpal	hiát		
		Egenburg	rakšianske súvrstvie	? GHŠ-1 1345 m	<i>Myricipites bituitus, Momipites punctatus, Engelhardtia, Symplocaceae, Taxodiaceae</i>

SITÁR (1969) určil makrozvyšky zo štyroch lokalít Turčianskej kotliny: z Lehôtky, Bystričky, Martina a Priekopy. Nálezy makroflóry, ktorú určil SITÁR (1969), mali podobné rodové zloženie, ako uvádza NĚMEJC (1957a, b). Zistil však viac druhov, najmä na lokalite Lehôtka. Flóra má vrchnomiocénny až pliocénny charakter.

Na lokalite Kolísky našiel SITÁR (1980) teplomilnú flóru s laurofylnou vegetáciou, zastúpenú druhom *Daphnogene polymorphus* (A. GR.) ETT., ktorá poukazuje na starší vek miocénnych sedimentov, než sa predpokladalo.

Vyhodnotenie mikroflóry

S cieľom získať vek sedimentov v Turčianskej kotline, palynologicky sa hodnotili vzorky z vrtovej aj odkryvovej. Najviac údajov poskytli vzorky z vrtného GHŠ-1 z j. a BJ-2 zo s. časti kotliny. Okrem nich boli palynologicky spracované sedimenty z vrtovej GT-1, GT-3, GT-8, GT-9, GT-13, GT-14 a z početných odkryvov. Súhrnné výsledky zo všetkých sedimentov uvádzame podľa vekového zaradenia.

Egenburg

Morská makrofauna sa našla v oblasti Rakše v karbonatických zlepenkoch. Žiadne iné fosílie z množstva skúmaných sedimentov z vrtovej ani z odkryvovej nepoukazovali na egenburský vek. Malá pozornosť sa však venovala preplavenému materiálu, ktorý sa vyskytol vo vrtnom GHŠ-1 v hĺbke 831–841 m, kde sme zistili morský planktón druhu *Deflandrea phosphoritica*, ktorý sa objavuje od paleogénu po egenburg, ale už v mladších aj morských sedimentoch nie je. Hoci bol preplavený do mladších bádenských sedimentov, jeho prítomnosť môžeme považovať za dôkaz znosu egenburských sedimentov do bádenského limnického prostredia. O to isté ide aj v prípade sedimentov z vrtného BJ-2, kde sme v hĺbke 870–624 m zistili spodnomiocénny morský planktón. Je pravdepodobné, že bol preplavený do mladších miocénnych sedimentov.

Egenburské asociácie sporomorfov sme zistili vo vrtnom GHŠ-1 (1345 m) v sedimentoch nad mezozoickým podloží. Sedimenty z tejto hĺbky boli spracované dodatočne, a preto v minulosti pri biostratigrafickej interpretácii neboli zohľadnené.

Mikroflóra má takéto zloženie: *Polypodiisporites bisulcotoides*, *Arecaeae*, *Salaspollenites areolatus*, *Myricipites bituitus*, *Myricipites myricoides*, *Porocolpopollenites vestibulum*, *Taxodiaceae*, *Pinus*, typ *Haploxyylon*, *Pinus* div. sp. a iné.

Nie je však vyriešené, či nejde o preplavené asociácie sporomorfov z egenburgu do mladších miocénnych sedimentov (báden). Keďže sme našli spodnomiocénne asociácie aj v bádenských sedimentoch vo vrte BJ-2, táto možnosť nastáva.

Pravdepodobná je takáto interpretácia: spodnomiocénna mikroflóra a morský planktón zo skupiny *Dinoflagellata*, korelovateľný s egenburskými asociáciami z handlovskej oblasti, bol preplavený najmä do bádenských sedimentov, ojedinele aj do sarmatských. Väčšina preplavených druhov sa vyskytla v sedimentoch zo s. časti kotliny. V južnej sa vyskytla len v sedimentoch z vrtu GHŠ-1 (1345 m). Väčšina egenburských sedimentov bola preplavená až po uložení bádenských sedimentov. Príslušnosť mikroflóry z egenburgu handlovskej oblasti poukazuje na spojenie oboch oblastí v tomto období.

Stredný báden – báza vrchného bádenu

Strednobádenské asociácie sporomorfov sme v minulosti nezistili v sedimentoch z vrtu GHŠ-1, len s určitým otáznikom v spodných (873–614 m) sedimentoch z vrtu BJ-2. Po porovnaní so štandardným diagramom vypracovaným z oblasti centrálnej paratetýdy (PLANDEROVÁ in lit.) zaradujeme sedimenty z vrtu GHŠ-1 od 1200 po 831 m a z vrtu BJ-2 z hĺbky 870–614 m do stredného bádenu – bázy vrchného bádenu.

Sporomorfné asociácie z uvedených sedimentov sú zložené z teplomilných druhov. Častá prítomnosť druhu *Crassosphaera concinna* COOKSON et MANUM poukazuje s veľkou pravdepodobnosťou na brakické sedimentačné prostredie. Je pravdepodobné, že išlo o sústavu jazier so sladkou alebo brakickou vodou s mikroflórou korelovateľnou s bádenskou mikroflórou z Kremnických vrchov (LX-5 Kordíky).

Zloženie mikroflóry je takéto:

GHŠ-1 1210–1211 m

Spoločenstvo je chudobné na druhy, ale v hojnom počte sa tu vyskytli druhy rodov *Ulmus*, *Alnus*, *Carya*, *Celtis*, *Pinus*, *Haploxyylon*, *Carpinus* a spóry húb. Výskyt peľových zŕn týchto rodov je však priebežný v celom miocéne, takže na základe tohto chudobného peľového obrazu sa nedá s istotou určiť vek sedimentov. Peľové zrnká rodu *Platycarya* zastúpené v sedimentoch poukazujú na subtropickú klímu.

831–841 m

Vzorky boli relatívne bohaté na sporomorfy. Prevláda spoločenstvo *Myricaceae*, *Nyssaceae*, *Liquidambar*, *Carpinus*, *Taxodiaceae*. Z výtrusných

sú zastúpené najmä spóry húb, rodu *Osmunda*, druhu *Leiotriletes pseudo-maximus*, *Lagodium*, *Triplanosporites*. Z *Angiospermophytin*z – *Myricipites rurensis*, *Tricolporopollenites kruschi*, *Liquidambar*, *Alnus*, *Pterocarya*, *Castanea*, *Tilia*, *Slovakipollis*, *Tricolporopollenites asper*, *Carpinus*, *Lamiaceae*, preplavené *Oculopolis* a planktón *Nystrichosphaetidae*.

Toto spoločenstvo spór a peľových zŕn má do istej miery charakter starší než určené nadložné sedimenty. Chýbajú predovšetkým niektoré byliny, ktoré sa vyskytujú vo vrchnejších skúmaných sedimentoch.

Mikroflóra poukazuje na prítomnosť teplomilnej flóry až teplého, skoro subtropického charakteru. Prítomnosť morského planktónu si môžeme vysvetliť len preplavením zo starších podložných sedimentov.

Vrt BJ-2

Vrt BJ-2 bol situovaný v s. časti Turčianskej kotliny v Záturčí.

Najstaršia mikroflóra bola zistená v sedimentoch od 870 do 614 m. Zloženie mikroflóry je takéto: z výtrusných prevládajú *Polypodiaceae* div. sp., *Cyatheaceae* sp., *Sphagnum* sp., *Leiotriletes wolffi*, *Triplanosporites* sp., *Polypodiaceoisporites* sp. Našli sa tu aj spóry rastlín z čeľade *Schizeaceae*, ktoré sme zaradili do druhu *Triletes multivallatus*, vyskytujúcich sa len po vrchný miocén.

Z ihličnatých sú zastúpené *Pinus* typ *Haploxyylon*, *Pinus silvestris*, *Taxodiaceae*.

Najbohatšie sú zastúpené *Angiospermae*, a to druhmi: *Alnipollenites verus* ojedinele, *Ulmipollenites undulosus* ojedinele, *Juglanspollenites verus* konštantne, *Pterocaryapollenites stellatus* konštantne, *Engelhardtoidites microcoryphaeus* hojne, *Celtis* sp. konštantne, *Caryapollenites simplex* ojedinele, *Tricolporopollenites asper* (TH. PF.) W. KR. ojedinele, *T. microhenrici* (TH. PF.) W. KR. ojedinele, *T. henrici* (TH. PF.) W. KR. ojedinele, *T. liblarensis* (*Laeguminosae*) hojne, *T. cingulum* sp. *oviformis* TH. PF., *T. cingulum* sp. *pussilus* TH. PF. hojne. Veľmi bohato bol zastúpený triatrioporátny druh *Myricipites rurensis* NAGY, ale vyskytol sa aj spodnomiocénny druh *Myricipites bituitus* NAGY, ktorý môže byť do týchto sedimentov aj preplavený, to však znamená, že ide o strednobádenské sedimenty, v ktorých sa ojedinele vyskytuje peľ rastlín čeľade *Cyrillaceae*. Hojne sa vyskytli aj *Sapotaceae* a *Symplocaceae* a potvrdzujú predvrchnobádenský vek skúmaných sedimentov. Z planktonických foriem bol zaznamenaný sladkovodný planktón *Pleurozonaria concinna* a morský planktón zo skupiny *Hystrichosphaerides*, ktorý v týchto sedimentoch nemusel byť redeponovaný.

Klíma v tomto období bola teplá – subtropická, suchšia ako v období vývinu taxodiových močiarov vo vrchnom bádene a spodnom sarmate. Mikroflóru charakterizujú čeľade, *Symplocaceae*, *Sapotaceae* a rody *Lygodium*, *Echitatosporites*, *Sciadopitys*, ako aj arktoterciérne rody (*Ulmus*, *Carpinus*, *Betula*). Hojný bol výskyt druhov rodu *Platycarya*, ktoré si vyžadujú subtropickú suchšiu klímu. Mikroflóru môžeme zaradiť do mikrofloristickej zóny MF-5 báza MF-6 (stredný bádén – báza vrchného bádenu).

Vrchný bádén – spodný sarmat

Do obdobia vrchného bádenu až spodného sarmatu zaraďujeme tie sedimenty Turčianskej kotliny, ktoré charakterizuje močiarna teplomilná vegetácia, aká bola v tomto období v handlovsko-nováckej panve.

Vedúce mikrofloristické asociácie boli v zložení: *Taxodiaceae* – *Myricaceae* – *Nyssaceae*. Zistené boli vo vrte GHŠ-1 (224–800 m) a vo vrte BJ-2 (349–614 m).

Toto obdobie reprezentuje dobre zachovaná močiarna vegetácia, ktorej obdoby sme zistili v handlovsko-nováckej oblasti. Predpokladáme, že ide už o hranicu bádén/sarmat (MF-7 zóna), lebo tropický peľ rastlín čeľadí *Sapotaceae*, *Schizeoaceae* sa vyskytol veľmi ojedinele, čo je pre túto prechodnú zónu typické.

Mikroflóru tohto obdobia charakterizujeme jednotne takto:

Okrem spór a peľových zrníek sa vo vzorke hojne našli *Diatomaceae*. Celú vzorku charakterizovalo bohaté zastúpenie druhov ihličnatých rastlín, najmä peľových zrníek so vzdušnými vakmi, ktoré patria k rodu *Pinus*, a to *Pinus silvestris* a *Pinus haploxylon*, *Picea* sp., *Cedrus* sp., *Abies* sp., *Tsuga diversifolia*, *Tsuga canadensis*. Z výtrusných rastlín boli najbohatšie zastúpené spóry rodu *Sphagnum*, *Leiotriletes pseudomaximus* W. KR., *Osmunda* sp., *Polypodiaceoisporites* a spóry húb.

Z *Angiospermae* boli najbohatšie zastúpené *Nyssaceae*, *Carpinus*, *Carya*, *Betula*, *Quercus*, *Lamiaceae*, ojedinele *Cyrillaceae*, *Juglans*, *Alnus*, *Pterocarya*, *Tricolporopollenites asper*, *Myricaceae*, *Chenopodiaceae*, *Tilia*, *Slovakipollis eleagnoides*, *Platycarya*, *Ostrya* a niektoré preplavené triatrio- porátne druhy peľu z paleogénu.

Sporopeľové spoločenstvo aj v tejto vzorke je veľmi bohaté a poukazuje na dobré vegetačné podmienky v období jej sedimentácie.

Spodný sarmat – vrchnejšia časť

Obdobie charakterizuje ústup močiarnnej vegetácie a dominancia mezofilného lesa typu *Quercus*, *Fagus*, *Castanea*, *Pinus*. Na vyvýšených (vrchoch) mies-

tach rástla horská vegetácia – *Picea*, *Abies*, *Cedrus*, v dolinách *Sciadopitytes*. Močiare vystriedala sústava jazier, okolo ktorých rástli stromy *Alnus*, *Myrica*, *Carya*.

Prítomnosť peľu subtropických rastlín rodov *Momipites punctatus*, *Engelhardtia*, *Sciadopitys* poukazujú na teplú klímu, relatívne suchšiu ako v období bázy sarmatu.

Do tohto obdobia sme zaradili sedimenty z vrtnu GHŠ-1 (224–194 m), BJ-2 (343–196 m), Martin–tehelňa, spodná etáž.

Vrchný sarmat – spodný panón

Sedimentačné obdobie je charakterizované suchomilnejšou vegetáciou, v ktorej dominujú druhy čeľade *Chenopodiaceae*, *Graminae*, z drevín *Tilis*, *Pinus*, typ *Haploxyton*, *Pinus silvestris*, *Picea*, *Abies*, *Cedrus*, *Oleaceae* (*Fraxynus*). Zastúpené sú aj dreviny arktoterciérnych rodov ako *Betula*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Corylus*, čo svedčí o ochladení klímy. Peľové zrná rodu *Engelhardtia* sa v skúmaných sedimentoch vyskytli ojedinele.

Tohto sedimentačné obdobie sme zistili v týchto vrtoch a odkryvoch: GHŠ-1 (135 m, 8–9 m), BJ-2 (177–53 m), Martin–tehelňa koniec spodnej až strednej etáže (vz. 9–17), lokality Košľany, Sučany, Necpaly, sedimenty z vrtnu GT-13 (129–304 m), GT-9 (70–71 m), GT-14 (142–309 m), GT-8 (33–78 m), GT-3 (24–145 m), GT-1 (21–56 m). Na základe mikrofloristickej korelácie sedimentov Turčianskej kotliny bolo toto sedimentačné obdobie zistené na širokom areáli Turčianskej kotliny. Z hľadiska vývoja vegetácie predstavuje jazerá s príbrežnou vegetáciou tráv a peľu čeľade *Chenopodiaceae*, ktoré majú vyššie nároky na salinitu pôdy, čo znamená, že došlo k vysychaniu mierne brakických jazier, a tým k ukladaniu solí v ich blízkosti. Ostatná vegetácia je mezofilná a horská, s väčšími nárokmi na suchú klímu (*Fraxynus*, *Tsuga*). Prítomnosť slabých lignitických polôh dokumentuje, že vlhšia klíma sa striedala so suchšou. Vo vlhších obdobiach sa vytvorili obmedzené malé močiare s typickou vegetáciou, ktorá bola základom krátkej a obmedzenej tvorby uhlia (lignitu).

Vrchný panón – pont

Floristicky ho charakterizuje bohatšie zastúpenie paprad'ovitej vegetácie (*Polypodiaceae*), plavúne (*Lycopodium*) a rašelinník (*Sphagnum*). Z drevín druhy rodu *Alnus*, *Fagus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Acer*, *Salix* a čeľadi

Taxodiaceae, *Cupressaceae*, *Miricaceae*. Mikroflóra týchto rodov a čeľadí poukazuje na vlhšiu klímu a na prítomnosť močiarnnej vegetácie, ktorá sa vytvorila po zániku jazier vplyvom vlhkej klímy. Je to znova obdobie, keď sa vytvárali slabé uhoľné sloje (lignitické uhlie) vo vrchnej etáži martinskej tehelne (vz. 18–23). Korelovateľné spoločenstvá sa zistili v sedimentoch z vrtu GT-13 (68–92 m), GT-9 (30 m), GT-14 (40–140 m), GT-3 (5–24 m), GT-1 (14–21 m).

Pliocén

Najmladšie sedimenty pliocénneho veku sme zistili v odkryve Martin (vz. 24), kde sa vyskytli väčšinou rozličné druhy tráv čeľadí *Graminae*, *Cyperaceae* a peľové zrná drevín rodov *Betula*, *Corylus*, s hrubou exinou, ktorá svedčí o zlých klimatických podmienkach, *Cyperaceae* mohli rásť pri tokoch riek alebo potokov. Predpokladalo to zmenu v geomorfológii. Pravdepodobne nastalo vysychanie plytkých jazier, vegetácia sa držala pri riekach alebo potokoch, ktoré sa tiež mohli len obmedzene rozvíjať.

PALYNOLOGICKÝ VÝSKUM PALEOGÉNU SEVERNEJ ČASTI TURČIANSKEJ KOTLINY

V rámci komplexného výskumu terciérnych sedimentov Turčianskej kotliny boli palynologicky spracované tie isté vzorky z profilov ako na paleontologický výskum. Palynologický výskum sa urobil z 15 lokalít z paleogénu sv. časti Turčianskej kotliny.

Úlohou palynologického výskumu, okrem biostratigrafických výsledkov, bolo doplniť palynologický výskum z vnútrokarpatského paleogénu aj o výsledky z Turčianskej kotliny, a tým získať komplexnú škálu peľových spektrier z vnútrokarpatského paleogénu Západných Karpát Slovenska.

Okrem stratigrafického zaradenia paleogénnych sedimentov, čo bolo hlavnou úlohou výskumu, sa v hrubých črtách charakterizovali paleoekologické podmienky počas sedimentácie jednotlivých súvrství paleogénu skúmanej oblasti.

Ako ukázali laboratórne výsledky, odobrané vzorky boli dosť chudobné na palynofloru. Veľa vzoriek bolo negatívnych. Aj pozitívne vzorky obsahovali zle zachované spóry a peľové zrnká. Boli korodované, a to jednak vply-

vom silného redukčného prostredia, jednak mechanicky, vplyvom nepokojnej sedimentácie v morskom prostredí. Zachovanie spór a peľových zrníek svedčí o tom, že skúmané sedimenty majú flyšový charakter (na základe korelácie palynoflóry získanej z flyšových sedimentov iných palynologicky skúmaných oblastí).

Palynologická charakteristika skúmaných súvrství

Na základe geologických prác GAŠPARIKA (1987) paleogénne sedimenty sa nachádzajú najmä v s. časti Turčianskej kotliny a na v. úpätí veľkofatranského masívu od Mošoviec smerom na S. Paleogén Turčianskej kotliny začleňuje v zmysle GROSSA – KÖHLERA – SAMUELA (1984) ako osobitnú litostratigrafickú jednotku – podtatranskú skupinu, v rámci ktorej sa vyčlenili štyri súvrstvia:

- a) borovské súvrstvie (stredný lutét až stredný priabón),
- b) hutianske súvrstvie (priabón),
- c) zuberské súvrstvie (stredný priabón až spodný oligocén),
- d) bielopotocké súvrstvie (vrchný priabón až spodný oligocén).

Niektoré vzorky odobrané na palynologický výskum boli už spracované mikrofaunisticky (SAMUEL, 1987) a na základe nanoflóry (GAŠPARIKOVÁ, 1987). GAŠPARIKOVÁ (1987) podľa rozborov nanoplanktonických asociácií skúmané lokality začlenila do uvedených súvrství. Zatiaľ sa získali takéto stratigrafické výsledky:

a) Borovské súvrstvie

Z borovského súvrstvia na území Turčianskej kotliny neboli palynologicky spracované vzorky. Toto súvrstvie tvoria prevažne hruboklastické sedimenty (zlepence, bridlice, organogénne vápence), ktoré sú nevhodné na palynologický výskum. Obsahuje len veľmi málo pelitických vložiek.

b) Hutianske súvrstvie

Litologicky predstavuje súvrstvie slienitých ílovcov až slieňovcov, striedajúcich sa s polohami jemne piesčitých slienitých ílovcov. Z tohto súvrstvia boli odobrané vzorky z lokalít Sklabiňa, d. b. 193, Blatnica, d. b. 13, vzorka A, B, Turčianska Štiavnička, d. b. 160, Turčianska Belá – profil, vzorky A,

B, C, D a Podhradie, j. od obce, d. b. 157, vzorka A, B. Z uvedených lokalít sa najbohatšie asociácie získali z profilu lokalít Turčianska Belá a Blatnica.

V peľovom obraze sa vedľa druhov so širším stratigrafickým diapazónom ojedinele vyskytujú druhy s užším stratigrafickým diapazónom, a to: *Pseudospinaepollis pseudospinosus* W. KR. (počet 3), *Spinaepollis spinosus* W. KR., *Bombaccidites* sp. 1 s rozšírením v lutéte až priabóne, ďalej druhy *Subtriporopollenites* cf. *ulmoides* CHATEAUNEUF, *S. anulatus* TH. et PF. s rozšírením v lutéte až stampe, *Verrutricolporopollenites irregularis* E. ROCHE et SCHULER s rozšírením v priabóne až stampe a druhy *Laevigatosporites arctotertiarus arctotertiarus* W. KR., *Baculatisporites nanus* subsp. *robustoides* W. KR., *Alangiopollis* cf. *barghoornianum* (TRAVERSE) W. KR. s rozšírením oligocén – miocén. Z mikroplanktónu druh *Pleurozonaria minor* (K. HUTTER E) RAKOSI sa začína objavovať v priabóne a končí sa oligocénom a druh *Rhombodinium* cf. *pustulosum* CHATEAUNEUF sa podľa CHATEAUNEUF (1980) vyskytuje v priabóne parížskej panvy. Pomerne veľa druhov končí svoj výskyt priabónom. Najpočetnejšie sú druhy s rozšírením priabón až miocén. Väčšinou sú to druhy mikroflóry, ktoré v celkovej flóre predstavujú chladnomilnejší (prearktoterciérny) prvok. Na základe toho, že v asociácii mikroflóry sa veľa druhov prestáva vyskytovať v priabóne, veľa druhov (tie prevládajú) sa začína objavovať v priabóne a ojedinele sa objavujú druhy s rozšírením v oligocéne až miocéne (*Baculatisporites nanus* subsp. *robustoides* W. KR., *Laevigatosporites arctotertiarus arctotertiarus* W. KR., *Alangiopollis* cf. *barghoornianum* (TRAVERSE) W. KR., pre hutianske súvrstvie skúmaných lokalít Turčianska Belá a Blatnica predpokladáme vek vrchný priabón až stamp.

Podľa získaných palynologických výsledkov na rozdiel od biostratigrafických výsledkov hutianske súvrstvie zasahuje až do spodného oligocénu. Tento rozdiel sme pozorovali aj v hutianskom súvrství na Orave (SNOPKOVÁ, 1987).

c) Zuberské súvrstvie

Litologicky toto súvrstvie (podľa GAŠPARIKA, 1987) tvoria pieskovce striedajúce sa so slienitými a vápnitými ílovcami prevažne tmavosivej farby. Na základe doterajších biostratigrafických výsledkov (nanoplanktón, GAŠPARIKOVÁ, 1987; SAMUEL, 1987) sa toto súvrstvie začleňuje do spodného oligocénu. Vzorky z lokalít Záborie, JRD, dok. bod 172 (tmavé vápnité bridlice); Dolné Jaseno, zárez cesty s. od obce, dok. bod 171 a 173 (šivohnedé vápnité ílovce). Palynofloru obsahovali len vzorky z lokality Danová, najmä z bodu 143d. Vzorky z ostatných lokalít boli negatívne.

V zložení asociácie mikroflóry získanej zo zuberského súvrstvia, v porovnaní s asociáciou z hutianskeho súvrstvia, sú početnejšie druhy prearktoterciérnych rastlín a zvyšuje sa počet druhov s nástupom v oligocéne (*Leiotriletes microlepidoides* W. KR., *L. seidewitzensis* W. KR., *Microfoveolatosporis cellingi* W. KR., *Ephedripites (Distachyapites) lusaticus* W. KR. et SONTAG. *Sciadopityspollenites verticillaformis* W. KR., *Boehlensipollis* cf. *hohli* W. KR.). V porovnaní s mikroflórou z hutianskeho súvrstvia, výskyt druhov eocénno-paleotropických rastlín je viac-menej sporadický. Ide o druhy rodov *Compositoipollenites*, *Subtriporopollenites*, *Bombacacidites*, *Spinaepollis*, *Monocolpopollenites*. Aj keď zo zuberského súvrstvia bola získaná asociácia mikroflóry len z jednej lokality (vyhodnotené boli 2 vzorky), vyskytli sa v nej stratigraficky významné druhy, ktoré dovoľujú toto súvrstvie zaradiť už do obdobia oligocénu, a to stampu až rupelu.

Stručné paleoekologické vyhodnotenie

Paleoekologické vyhodnotenie v paleogénnych morských sedimentoch, ako sme už uviedli, sa dá urobiť len na základe takých spór a peľových zrníek, ktoré vieme botanicky priradiť aspoň k rodu alebo len k čeľadi. Veľa morfotypov, ktoré sa vyskytujú v paleogéne, nevieme botanicky zaradiť. Nepoznáme pôvodnú materskú rastlinu. Preto sa môžeme len v hrubých črtách vyjadriť o rastlinnom poraste, ktorý bol na znosovej oblasti počas sedimentácie toho-ktorého súvrstvia.

Prevládajú peľové zrnká krytosemenných rastlín, a to tak v hutianskom, ako aj zuberskom súvrství. Len ojedinele sa vyskytli spóry papraďorastov a peľové zrnká nahosemenných rastlín. Krytosemenné rastliny reprezentuje čeľaď *Fagaceae* (rody *Castanea*, *Quercus*), *Juglandaceae* (rody *Engelhardtia*, *Carya*). *Cyrillaceae*, menej čeľaď *Betullaceae* (rody *Alnus*, *Carpinus*, *Betula*). Zástupcovia týchto rodov a čeľadí mohli rásť na vlhkých, rovinatých až mierne zvlhnených polohách, najmä rodov *Castanea*, *Carpinus*, *Betula* a čeľade *Cyrillaceae*. Suchšie, miernejšie svahy porastali zástupcovia rodov *Engelhardtia* a *Carya*, v blízkosti brehov druhy čeľade *Icacinaeae*, *Monimiaceae*, *Thymoliaceae* a *Arecaceae*.

Z nahosemenných rastlín sú hojnejšie rody *Sciadopitys*, *Tanodium*, *Tsuga* a v zuberskom súvrství aj rod *Pinus*. Tieto rody, okrem rodu *Pinus*, tvorili súčasť vlhkomilných až močiarnych porastov, porastajúcich blízke brehy na vynorenej znosovej oblasti.

Celkovo môžeme povedať, že paleoekologické pomery na vynorenej znosovej oblasti počas sedimentácie hutianskeho a zuberského súvrstvia boli

približne rovnaké. Prevládal vlhkomilný listnatý les so zástupcami rodov *Carya*, *Castanea*, *Quercus*, *Alnus*, *Ulmus*. Podobné paleoekologické pomery sme zistili (v období vrchný eocén – spodný oligocén) v Hornonitrianskej, Oravskej a Liptovskej kotline (SNOPKOVÁ, 1977, 1983, 1987). Znosová oblasť (? nízkotatranský ostrov), ktorá dodávala palynoflóru do sedimentačnej panvy Hornonitrianskej, Turčianskej, Oravskej a Liptovskej kotliny, nemusela mať vysoký reliéf v tom istom časovom období (vrchný eocén – spodný oligocén), nakoľko prevládajú spoločenstvá listnatých lesov s príbrežnými vlhkomilnými až močaristými porastmi (najmä počas sedimentácie zuberského súvrstvia).

Pri paleoekologickom vyhodnotení treba spomenúť aj hojný výskyt mikroplanktónu zo skupiny *Dinoflagellata*, predovšetkým v sedimentoch hutianskeho súvrstvia s. časti Turčianskej kotliny. O paleoekologickom význame fosilných dinoflagellátov sa doteraz vie pomerne málo, keďže fyzikálno-chemické požiadavky žijúcich organizmov na prostredie sú tiež málo známe. Mikroplanktón bol, podobne ako peľové zrnká, dosť korodovaný, ťažko určiteľný a mnohé morfotypy nebolo možné určiť z dostupnej literatúry. Vo svetovom meradle *Dinoflagellata* sú dobrými fosíliami nielen na vekové určenie, ale aj na zonáciu a interregionálnu koreláciu.

V asociácii mikroflóry hutianskeho súvrstvia bola nájdená aj preplavená palynoflóra. Vyskytli sa rody a druhy jednak zo starších útvarov (vrchný perm – spodný trias, trias, vrchný trias – spodná krieda), jednak z vrchnej kriedy. Preplavená palynoflóra v sedimentoch hutianskeho súvrstvia svedčí o tom, že znosová oblasť, ktorá dodávala materiál do sedimentačného priestoru, bola zložená najmä z triasových až vrchnokriedových sedimentov. V mikroflóre získanej zo zuberského súvrstvia zatiaľ nebola nájdená, hoci v tomto súvrství Hornonitrianskej, Oravskej a Liptovskej kotliny sa vyskytla.

V rámci vymedzených súvrství sa podarilo dosiahnuť tieto stratigrafické výsledky:

a) Borovské súvrstvie (stredný lutét – stredný priabón) bolo nevhodné na palynologický výskum.

b) Hutianske súvrstvie (priabón) bolo palynologicky dobre charakterizované. Na základe získaných výsledkov asociácia mikroflóry poukazuje na vrchnopriabónsky až spodnooligocénny vek tohto súvrstvia. Tento vek bol zistený na základe druhov charakteristických pre toto obdobie, ako *Verrutricolporites irregularis* E. ROCHE et SCHULER, *Pseudospinaepollis pseudospinosus*, *Spinaepollis spinosus* W. KR., *Alangiopollis barghoornianum* (TRAVERSE) W. KR., *Bombacacidites* sp. 1, *Trivestibulopollenites* cf. *betuloides* PF., *Carpinuspollenites carpinoides*, *Ulmipollenites* cf. *ulmoides* WOLF, *Zonalapollenites maximus* W. KR., *Inaperturopollenites verru-papillatus* TRAVISAN atď. Hnedosivé vápnité ílovice hutianskeho súvrstvia

lokalít Turčianska Štiavnička, Podhradie, Sklabiňa bolo možné na základe chudobnej asociácie zaradiť do priabónu.

c) Zuberské súvrstvie (lokalita Ďanová) je oligocénneho veku (stamp – rupel). Tento vek bol zistený na základe hojnejšieho výskytu mikroflóry prearktoterciérnych rastlín a druhov s nástupom v oligocéne. Z nich sú to: *Leiotriletes microlepidoidites* W. KR., *Leiotriletes seidewitzensis* W. KR., *Microfovoalatosporis sellingi* W. KR., *Ephedripites (Distachyapites) lusaticus* W. KR., *Scehlensipollis cf. hohli* W. KR.

d) Bielopotocké súvrstvie (vrchný priabón – spodný oligocén) nebolo palynologicky spracované.

Koreláciou s asociáciami mikroflóry, získanými z hutianskeho súvrstvia Hornonitrianskej, Oravskej a Liptovskej kotliny, zisťujeme tieto malé rozdiely v stratigrafii:

Asociácia hutianskeho súvrstvia Turčianskej kotliny je o niečo mladšia, veku vrchný priabón – spodný oligocén. Tento vek bol zistený pre hutianske súvrstvie na Orave (list Vitanová). V ostatných uvedených kotlinách je vek hutianskeho súvrstvia priabón a vrchný priabón.

Asociácia zo zuberského súvrstvia (lokalita Ďanová) je oligocénneho veku (stamp – rupel) na rozdiel od mikroflóry zo zuberského súvrstvia spomenutých kotlín, kde bol pre zuberské súvrstvie zistený vek vrchný priabón až spodný oligocén.

Pri stratigrafickom zaradení aj v tejto oblasti palynologické výsledky poukazujú na o niečo mladší vek skúmaných súvrství ako mikrofaunistické výsledky.

Paleoekologické podmienky na suchej zemi počas sedimentácie hutianskeho a zuberského súvrstvia boli približne rovnaké. Boli podobné, ako sme zistili v období vrchný priabón – spodný oligocén susediacich kotlín (Oravská, Hornonitrianska, Liptovská). Prevládal vlhkomilný listnatý les s malou prímiesou ihličnatých rastlín (rod *Pinus*, *Tsuga*), ktorý mohol byť rozšírený na rovinných, mierne zvlhčených miestach. Hojne boli rozšírené aj príbrežné vlhkomilné až močiarné porasty s prevládaním rodov *Sciadopitys*, *Taxodium*, čeľade *Taxodiaceae*, *Cyrillaceae*, *Icacinaceae*. Hojnejší výskyt mikroflóry prearktoterciérnych rastlín poukazuje na mierne ochladenie tropickej klímy.

V asociácii mikroflóry hutianskeho súvrstvia s. časti Turčianskej kotliny sa našla preplavená palynoflóra so stratigrafickým diapazónom vrchný perm – spodný trias, trias, vrchný trias až spodná krieda, ako je to známe z Hornonitrianskej, Oravskej, Liptovskej, Popradskej kotliny a Šarišskej hornatiny. Pomer nájdených foriem je však oproti uvedeným oblastiam značne nižší.

V hutianskom súvrství bol zistený hojnejší výskyt mikroplanktónu zo skupiny *Dinoflagellata*. Ten svedčí nielen o morskom pôvode skúmaných súvrství, ale určené druhy, ako *Rhombodinium cf. pustulosum* CHATEAU-

NEUF, *Pleurozonaria minor* (K. HUTTER) RAKOSI, *P. concinna* (COOKSON et MANUM) MÁDLER potvrdzujú vrchnoecénny až spodnooligocénny vek hutianskeho súvrstvia s. časti Turčianskej kotliny, zistený na základe mikroflóry.

FAUNA MÄKKÝŠOV TURČIANSKEJ KOTLINY

Prvé zmienky o nálezoch a význame fosílnych mäkkýšov v sedimentoch Turčianskej kotliny nachádzame v prácach viacerých autorov už v minulom storočí. ŠTÚR (in VETTERS, 1909) určil nasledujúce druhy mäkkýšov z lokality Bystrička, ktorá sa nachádza jz. od Martina: *Congeria triangularis*, *Planorbis pseudoammonius*, *Paludina sadleri* a bližšie neurčené druhy rodov *Planorbis*, *Melanopsis*, *Paludina* a *Valvata*. Z tej istej lokality uvádza ANDRIAN (1865) rody *Paludina*, *Planorbis*, *Melanopsis*, *Valvata*.

Z lokality Hrby – kopec, ktorý sa nachádza sv. od obce Bystrička, uvádza REMEŠ (1923) mäkkýše, ktoré určoval WENZ, a to: *Viviparus oncophorae*, *Melanoptychia pseudoscalaria*, *Theodoxus* aff. *crenulata*, *Hydrobia* sp., *Congeria subclaviformis*, *Oncophora* sp. RAKÚS (1958) uvádza z tej istej lokality *Melanopsis* aff. *incostans* a *Hydrobia* aff. *syrmica*. Tie isté mäkkýše uvádza aj z lokality Turčiansky Peter.

Najbohatšou lokalitou na fosílie mäkkýšov je tehelňa pri jz. okraji mesta Martin. Z lokality pochádzajú pravdepodobne nálezy VIGHA (1915), ktorý z „ílov s kongériami a viviparmi od Turčianskeho sv. Martina“ uvádza nasledujúce rody: *Viviparus*, *Melanopsis*, *Neritina*, *Hydrobia*, *Planorbis*, *Congeria*. ANDRUSOV (1954) uvádza z tejto lokality *Viviparus neumayri*, *Melanoptychia* sp., *Congeria* sp. (zo skupiny *C. ornithopsis*). RAKÚS (1958) uvádza bohatšie spoločensvo rodov a druhov, z nich napr. *Viviparus neumayri*, *Melanopsis* aff. *incosta*, *Hydrobia* aff. *syrmica* a stanovil 4 nové druhy a 2 poddruhy.

Najpodrobnejšiu štúdiu mäkkýšov tejto lokality podáva ONDREJIČKOVÁ (1974). Spoločenstvo predstavuje tanatocenózu s prevahou gastropódov, z nich druhy rodu *Melanopsis* sú dominantnou zložkou v tanatocenóze. Ďalej sú to zástupcovia čeľadi *Hydrobridae*, *Neritiidae* a *Viviparidae*, s druhmi *Melanopsis turislavicus* JEKOLIUS, *Hydrobia vitrella* STEFANESCU, *H. syrnica* NEUMAYER, *Bulimus speciosus* (PILAR), *Theodoxus cyrtocelis austriacus* (RZEHAK), *T. soceni* JEKELIUS, *Boistelia stricturata* JEKELIUS, *Viviparus neumayri* BRUSINA atď. Z bivalvií: *Congeria sarmatica* KOJUMDŽIEVA, *C. subclaviformis* RZEHAK, *Unio* cf. *oslavanensis* RZEHAK.

Na vek sedimentov s uvedeným obsahom makrofauny boli rozličné názory. ANDRIAN (1865) predpokladal najvyšší panón, VIGH (1915) levant,

REMEŠ (1923) helvét, KODYM – MATĚJKA (1929) helvét – tortón. ANDRUSOV (1954) spodný panón, BUDAY (1960) tortón – sarmat, RAKÚS (1958) panón.

V spoločenstve druhov mäkkýšov nájdeme skutočne celú škálu vekového rozptatia jednotlivých druhov počnúc sarmatom a končiac pontom, ktorému by zodpovedal najvrchnejší horizont s hromadným výskytom druhu *Viviparus neumayri* BRUSINA.

Pri štúdiu sedimentov z uvedenej lokality treba vziať do úvahy ich výskyt vo viacerých horizontoch, ako to urobila PLANDEROVÁ (1988), ktorá na základe peľovej analýzy stanovila začiatok sedimentácie na lokalite Martin na vrchný sarmat a skončenie sedimentácie v pante.

Súbor sedimentov v tehelni Martin, kde sa našla bohatá fauna mäkkýšov, sa označuje ako martinské súvrstvie. Reprezentujú ho striedajúce sa svetlosivé kompaktné vápnité ílovce s polohami uhoľných ílov, ktorým do nadložia pribúda piesčité komponent. Pozorujeme striedanie tenkých polôh ílovcov s piesčitými vložkami, miestami až štrčíkmi. Ďalej sú jemné pelitické vápnité ílovce svetlej okrovej farby s lumachelovitým nahromadením fauny mäkkýšov. Ílovce v nadloží prechádzajú do bituminózných tmavosivých ílovcov. Nasleduje poloha bezfosílnych ílovcov a sedimentácia sa končí kompaktnými ílovcami sivej farby, ktoré sú v čerstvom stave veľmi plastické, ale po vyschnutí sa rozpadávajú. V nich sme zaznamenali výskyt veľkých exemplárov rodu *Viviparus*.

Fauna mäkkýšov martinských vrstiev má endemický charakter. Poukazuje na sedimentáciu v plytkovodnom oligo- až mezohalinnom prostredí, kde blízkosť pobrežia a prítok riek zohrali dôležitú úlohu pri rozmiestnení a výskyte niektorých druhov.

Ďalším významným horizontom s nálezom makrofauny sú oligomiktné karbonické zlepenice, kde GAŠPARIK (1978) našiel fosílie, ktoré sme určili ako *Pecten hornensis* DÉPERET – ROMAN a *Chlamys (Gigontopecten) palmatus* (LAMARCK) a na ich základe mohli byť uvedené zlepenice zaradené do egenburgu. Je to stratigraficky najstarší výskyt miocénu v Turčianskej kotline, ktorý až dovtedy nebol známy. Tento horizont je súčasťou rakšianskeho súvrstvia.

SEDIMENTÁRNO-PETROGRAFICKÉ VYHODNOTENIE ŠTUDOVANÝCH LOKALÍT

V súvislosti s prípravou „Vysvetliviek ku geologickej mape Turčianskej kotliny“ sme vykonali aj petrografický výskum kvartérnych sedimentov. Výskum sme sústredili na sedimenty z vybraných, v súčasnosti dobre zachovaných odkryvov.

Výber odkryvov urobil dr. R. Halouzka, ktorý bol zodpovedným riešiteľom kvartérnej časti geologickej mapy Turčianskej kotliny a vysvetliviek k nej. Situácia odkryvov je uvedená na schematickej mapke (príloha 1).

Petrografické štúdium kvartérnych sedimentov priamo v teréne prebehlo v októbri r. 1989, keď sme odobrali vzorky na ďalšie štúdium. Odobrané vzorky laboratórne spracovali pracovníčky sedimentárno-petrografického laboratória GÚDŠ.

V správe uvádzame stručný terénny opis sedimentov, výsledky zrnitostných analýz, petrografické zloženie štrkových valúnov, ako aj opis ich tvaru a opracovania a minerálne zloženie ťažkej frakcie. Opis petrografických vlastností a ich interpretácia sú uvedené podľa jednotlivých lokalít (odkryvov). Stručné vzájomné porovnanie výsledkov z jednotlivých odkryvov podávame v závere čiastkovej správy.

Lokalita Veľký Čepčín

Vzorky sme odobrali z profilu VČ-1. V odkryve sú vyvinuté dve súvrstvia piesčitých štrkov, ktoré sú oddelené asi 30 cm mocnou, horizontálne nepravidelne vyvinutou vrstvou piesčitých hĺn, miestami s nízkym obsahom drobného štrku.

Situácia v profile:

- 0,3–3,0 m: piesčitý štrk, svetlý, pomerne jemnozrný
- 3,0–3,3 m: hlinito-piesčitá medzivrstva
- 3,3–6,0 m: nepravidelne, miestami až chaoticky zvrstvený piesčitý štrk, hnedý, miestami hrdzavočervený, slabšie vytriedený, v hornej časti viac zahlinený

Charakteristika spracovaných vzoriek

Z odkryvu VČ-1 sme spracovali tri vzorky z hĺbok 1,3–1,6 m (1. vz.), 3,0 až 3,3 m (2. vz.) a 4,2–4,6 m (3. vz.). Študované vzorky sa vyznačujú nasledujúcimi zrnitostnými parametrami podľa Traska. Zrnitostné krivky sú v prílohe 2.

Koef.	1. vz.	2. vz.	3. vz.
Q ₁	19,0	0,036	30,0
Q ₅	0,95	0,0043	1,7
Md	5,7	0,015	11,0
P ₁₀	-	0,17	-
P ₉₀	-	-	-
Sk	4,47	2,89	4,20
So	0,55	0,68	0,42

Vzorka z hĺbky 1,3–1,6 m obsahuje prevažne stredne opracované, polozaoblené štrkové valúny. V menšej miere sú prítomné poloostrohranné, ojedinele dobre zaoblené valúny. V petrografickom zložení štrkov prevládajú valúny ílovcov až prachovcov, v menšej miere sú zastúpené pieskovce. Slabšie sú zastúpené andezity a ich pyroklastiká, sporadicky sú prítomné vápence.

Vzorka z hĺbky 4,2–4,6 m obsahuje prevažne dobre až stredne opracované štrkové valúny. Mierne prevládajú valúny andezitov, hojne sú zastúpené pieskovce, sporadicky vápence a slienité vápence.

Zloženie ťažkých minerálov podáva nasledujúca tabuľka.

Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v sedimentoch odkryvu V. Čepčín

Mínérál	1. vz. (1,3–1,6 m)	2. vz. (3,0–3,3 m)	3. vz. (4,2–4,6 m)
opakové minerály	34,0	39,0	33,5
amfiboly	2,5	7,0	3,5
hypersten	42,0	21,5	21,0
augit, diopsid	10,5	20,5	30,0
epidot, zoizit	7,5	7,0	6,5
turalín	0,5	1,0	0,5
zirkón	0,5	1,0	0,5
rutil	-	0,5	0,5
apatit	-	0,5	1,0
distén	-	-	0,5
zakalené minerály	2,5	2,5	2,5
% ŤM vo frakcii 0,25–0,1	15,46	11,23	11,26

Zrná hyperstenu sú v priemere stredne až silno korodované. Korózia zrn zo spodnej štrkovej vzorky je o niečo väčšia. V jemnej zrnitostnej frakcii (0,1–0,05 mm) je vo všetkých troch vzorkách veľmi významný podiel karbonatických zrn.

Piesčité štrky vystupujúce v odkryve Veľký Čepčín (VČ-1) môžeme hodnotiť ako priemerne vytriedené fluvialne sedimenty. Prítomnosť vulkanogénnych hornín i ťažkých minerálov vo všetkých troch vzorkách poukazuje na podstatný vplyv Turca pri ich tvorbe.

Lokalita Karlová

Sedimenty sme študovali v profile K-1. V odkryve vystupuje súvrstvie piesčitých štrkov pod približne 0,8 m mocnou vrstvou ílovitej hliny. Štrky, odkryté v hĺbke od 1,2 do cca 4 m, sú čiastočne chaoticky zvrstvené a veľmi nerovnomerne vytriedené.

Charakteristika spracovaných vzoriek

Z profilu K-1 sme odobrali tri vzorky. Vzorku 1 z hĺbky 1,0–1,2 m, vzorku 2 z hĺbky 2,3–2,7 m a vzorku 3 z hĺbky 2,5–2,6 m paralelne uložené šošovky jemnozrnnejšieho piesčitého štrku. Zrnitostné koeficienty uvádza nasledujúca tabuľka a zrnitostné krivky príloha 3.

Koeficient	1. vz.	2. vz.	3. vz.
Q ₁	0,013	-	22,0
Q ₃	-	0,14	0,071
Md	0,0028	16,0	4,7
So	-	-	17,6
Sk	-	-	0,07

Štrkové valúny sú prevažne stredne opracované. Prevládajú polozaoblené, v 3. vz. z hĺbky 2,5–2,6 m aj poloostrohranné valúny. Petrografické zloženie štrku je veľmi monotónne. Prevládajúcou zložkou sú vápence, v menšej miere dolomity. Podradne sú prítomné slienité vápence, ílovce a pieskovce.

Zloženie ťažkých minerálov v sedimentoch odkryvu Karlová (K-1) je veľmi monotónne. Výrazný podiel ŤM má len vzorka ílovitej hlíny. Vo frakcii 0,25–0,1 mm tvoria 8,47 % a v jemnej frakcii 1,22 %. Štrkové sedimenty majú celkový obsah ŤM nepatrný (rádovo 0,1 % a menej). V ílovitej vzorke sú ŤM zložené výlučne z opakových minerálov, presnejšie limonitu. V jemnej frakcii sú ojedinele prítomné zirkón, rutil a epidot. V ťažkých frakciách štrkových vzoriek mierne prevládajú karbonáty nad opakovými minerálmi. Z ostatných minerálov možno zaznamenať len ojedinelý výskyt zirkónu a biotitu.

Veľmi slabá vytriedenosť piesčitých štrkov, ako aj monotónne zloženie štrkových valúnov i minerálov ťažkej frakcie umožňuje urobiť jednoznačný záver o pôvode sedimentov vystupujúcich v odkryve. Ide o prolúviálne sedimenty bočného prítoku pravdepodobne Blatnického potoka, ktorý vytvára mohutný prolúviálny kužeľ s prínosom materiálu z Blatnickej a Gaderskej doliny.

Lokalita Martin-juh

Na lokalite Martin-juh sme študovali sedimenty v profile MJ-1. V odkryve vystupuje súvrstvie piesčitých štrkov s nadložnou polohou prachovitých hĺn s tenkými piesčitejšími až štrčikovými vrstvičkami. Nadložné súvrstvie je uložené v rozsahu 0,3–2 m. Pod nimi je odkrytá cca 2,5 m mocná poloha piesčitého štrku s nepravidelnými šošovkami prachovitých sedimentov.

Charakteristika spracovaných vzoriek

Z profilu MJ-1 sme odobrali 3 vzorky. Vzorka 1 z hĺbky 1,2–1,4 m a vzorka 2 z hĺbky 1,6–1,9 m reprezentujú polohy prachovitých hĺn, vzorka 3 z hĺbky 3,0–3,4 m polohu piesčitých štrkov. Nasledujúca tabuľka zrnitostných parametrov, ako aj krivky zrnitosti (príloha 4) charakterizujú zrnitosť študovaných sedimentov.

Koeficient	1. vz.	2. vz.	3. vz.
Q ₁	0,034	0,03	-
Q ₃	0,0045	0,0022	3,4
Md	0,015	0,014	19,0
P ₁₀	0,059	0,055	-
P ₉₀	-	-	0,07
So	2,74	3,69	-
Sk	0,68	0,33	-

V štrkovej vzorke sú štrkové valúny prevažne polozaoblené alebo polostrohranné, časté sú ploché až diskovité tvary. Prevládajúcou zložkou štrkov sú rôzne druhy vápencov, ktoré tvoria v rôznych frakciách 35–50 % valúnov. Značné zastúpenie majú pieskovce, najmä kremenné, v menšej miere kremence, prachovce až ílovice. Sporadicky sa vyskytujú valúny granitoidných hornín, ojedinele andezitov.

Zloženie ťažkých minerálov zo sedimentov odkryvu MJ-1 (v %)

Minerál	1. vz.	2. vz.	3. vz.
opakové minerály	40,0	35,0	85,0
granáty	15,5	12,5	3,0
amfiboly	8,5	11,0	0,5
hyperstén	16,5	20,5	3,5
augit, diopsid	8,5	13,5	3,0
epidot, zoizit	8,0	3,0	1,0
turalín	0,5	1,0	0,5
rutil	1,0	0,5	0,5
zirkón	0,5	0,5	0,5
silimanit	0,5	-	-
chlorit	0,5	1,0	1,0
zakalené minerály	-	1,5	1,5
% ŤM spolu vo fr. 0,25–0,1 mm	3,78	3,46	0,76

V jemnej frakcii 3. vzorky je vysoký podiel karbonátov. Vysoký podiel opakových minerálov tvorí prevažne limonit. Zrná hypersténu sú vo vzorkách 1 a 2 stredne až slabo korodované, vo vzorke 3 stredne až silno.

Z výsledkov petrografického štúdia sedimentov vyplýva ich značná rôznorodosť. Prvé dve vzorky reprezentujú prachovité hliny nivných facií Turca. Tomu nasvedčujú pestré asociácie ťažkých minerálov a vysoké zastúpenie pyroxénov. V 3. vzorke je pri ťažkých mineráloch pestrosť asociácie veľmi redukovaná a štrkové valúny takmer vôbec neobsahujú andezity. To dokazuje iba periférny vplyv Turca pri sedimentácii spodného súvrstvia, pričom najmä štrková časť súvrstvia je nánosom bočného prítoku Necpalského potoka.

Lokalita Martin-sever

V mohutnom odkryve v štrkovni je odkryté súvrstvie piesčitých štrkov mocné asi 12–14 m. Typické je striedanie hrubozrnných polôh s jemnozrnnými, piesčitejšími, ako aj žltohnedých piesčitých štrkov s hrdzavohnedými a čiernymi mangánovými vrstvami.

Charakteristika spracovaných vzoriek

Z odkryvu sme odobrali 4 vzorky z hĺbok 2,3–2,5 m (1. vz.), 5,3–5,6 m (2. vz.), 8,0–8,2 m (3. vz.) a 10,0–10,5 m (4. vz.). Zrnitostné parametre sú uvedené v nasledujúcej tabuľke a krivky zrnitosti v prílohe 5.

V štrkovej zložke 2. vzorky prevládajú polozaoblené až zaoblené valúny, zložené z vápencov, pieskovcov, ílovcov a výrazného, cca 30–40 % podielu granitoidných hornín.

Vo 4. vzorke, z hĺbky 10,0–10,5, sú prevládajúcou zložkou vápence (cca 60–75 %), relatívne hojne sú zastúpené pieskovce a ílovce až prachovce. Sporadicky až ojedinele sú prítomné valúny granitoidov a andezitov.

Tabuľka zrnitostných parametrov

Koeficient	1. vz.	2. vz.	3. vz.	4. vz.
Q ₁	0,9	-	0,48	26,0
Q ₃	0,28	8,4	0,28	2,7
Md	0,49	-	0,37	13,0
P ₁₀	8,6	-	0,7	.
P ₉₀	-	0,52	-	0,46
So	1,79	-	1,30	3,10
Sk	1,04	-	0,98	0,41

Zloženie ťažkých minerálov v sedimentoch odkryvu Martin-sever (v %)

Minerál	1. vz.	2. vz.	3. vz.	4. vz.
opakové minerály	11,5	35,5	28,5	15,0
granáty	8,0	20,0	3,5	6,0
amfiboly	8,0	4,0	3,0	6,0
hyperstén	32,5	0,5	22,5	33,5
augit, diopsid	25,5	0,5	29,0	28,5
epidot, zoizit	8,5	13,0	7,0	2,0
turmalín	0,5	1,0	-	0,5
rutil	-	0,5	-	0,5
zirkón	0,5	0,5	-	0,5
apatit	-	12,0	0,5	0,5
chlorit	-	5,0	-	1,0
andaluzit	-	1,0	-	-
zakalené minerály				
% ŤM vo frakcii	5,0	6,0	6,0	6,5
0,25–0,1 mm	16,38	1,56	5,05	2,7

Jemná zrnitostná frakcia má zloženie ťažkých minerálov obdobné, nápadný je však veľký, v 3. vzorke až prevládajúci podiel karbonatických zŕn. Zrná hypersténu sú vo všetkých vzorkách v priemere stredne, v 1. vzorke čiastočne aj slabo korodované.

Aj výsledky petrografického štúdia sedimentov odkryvu Martin-sever dokladajú ich určitú rôznorodosť, najmä pri 2. vzorke. Tá sa vyznačuje veľmi slabou vytriedenosťou, vysokým podielom granitoidov v štrkovej zložke a zvýšeným podielom granátov a apatitu v ťažkej frakcii, čo naznačuje bližší zdroj materiálu z oblasti kryštalinika.

Lokalita Sučany-sever

Odkryv štrkov s mocnosťou do 3,5 m sa nachádza v závere poľnej cesty nad Sučanmi na pravom brehu Váhu. Štrky sú chaoticky uložené, nevytriedené, valúny veľmi rozvetrané, rozpadavé.

Rozpadavosť materiálu neumožnila vykonať zrnitostnú analýzu štrkov, ktoré možno charakterizovať ako hrubé piesčité štrky s kolísavým obsahom piesčitej zložky.

Štrk tvoria prevažne polozaoblené valúny granitoidných hornín. V ťažkej minerálnej frakcii (celkový obsah 2,31 % vo frakcii 0,25–0,1 mm) prevládajú opakové minerály, hojné sú zakalené minerály, apatit, chlorit, biotit, v menšej miere aj epidot. Sporadicky sú prítomné granáty a amfiboly.

Úložné pomery štrkov, slabá vytriedenosť, navetranosť materiálu, petrografické zloženie a minerálny obsah ťažkej frakcie poukazujú na miestnu provenienciu. Akumuláciu možno považovať za staropleistocénne prolúvium Bieleho potoka.

Z porovnania výsledkov petrografického štúdia sedimentov z jednotlivých lokalít môžeme zhrnúť niekoľko poznatkov.

1. Študované sedimenty sú priemerne až slabšie vytriedené, pričom stupeň vytriedenosti sa znižuje s ovplyvnením sedimentácie bočnými prítokmi.

2. Pre fluviálne sedimenty Turca je charakteristická prítomnosť andezitov v štrkovej zložke sedimentov, a pyroxénov v piesčitej zložke. V smere toku dochádza k znižovaniu podielu andezitov následkom ich rozrušenia, čím nastáva obohacovanie obsahu pyroxénov (hyperstenu, augítu, diopsidu) v piesčitej zložke.

3. V smere toku Turca (J–S) sa vo fluviálnych sedimentoch Turca stáva asociácia ťažkých minerálov pestrejšia; monotónnosť asociácie ŤM alebo dominantné zastúpenie iných minerálov (napr. opakových minerálov, granátov, apatitu) poukazuje na inú znosovú oblasť sedimentu, ako na provenienciu Turca.

TEKTONIKA TURČIANSKEJ KOTLINY

PREDTERCIÉRNA TEKTONIKA OKRAJA KOTLINY

Malá Fatra je typické nesymetrické jadrové pohorie s mohutne vyvinutým kryštalinickým jadrom a s mezozoickými jednotkami rozloženými na jeho vonkajších stranách. Jednostranná megaantiklinálna hrasť rozdeľuje strečniansky zlom na Lúčanskú Fatru a Krivánsku Fatru. Do regiónu Turčianskej kotliny obe časti Malej Fatry zasahujú svojou okrajovou časťou.

V lúčanskom komplexe kryštalinika Lúčanskej Fatry sa variské štruktúrne prvky prejavili kryštalizačnou bridličnatosťou. Tá si zachováva smer SZ–JV až V–Z s úklonmi do 45° k severu i k juhu. Telesá amfibolitov sú uložené konkordantne s bridličnatosťou kryštalicích bridlíc. V metamorfovaných horninách možno tiež pozorovať alpínsku kliváž smeru SV–JZ (20°–40°), ktorá vykazuje úklon k JV a k SZ, čo zodpovedá alpínskej štruktúre Lúčanskej Fatry. Odchýlky spôsobuje rad priečných, resp. priečno-pozdĺžnych zlomov indikovaných aj geofyzikálne (KOMORA, 1975). Pukliny pozorujeme tak v kryštalicích bridliciach, ako aj v granitoidných horninách. V granitoidoch pozorujeme najmä pukliny sv.–jz. smeru (b–c, puklinová kliváž). Ďalším systémom sú mladšie pukliny sv.–jz. smeru (a–c), tie indikujú zároveň priebeh priečných zlomov.

V blízkosti poklesového zlomu, ktorý oddeľuje kryštalinikum v jv. časti Lúčanskej Fatry od mezozoika krížňanského príkrovu, pozorujeme úzku zónu silne drvených hornín. Podľa PETERKOVEJ – PÁLENÍKA – FRLIČKOVEJ (1970) majú horniny podobnú orientáciu ako kryštalicie bridlice, ale opačný sklon (asi 60° k JV a JJV). Mylonity sú aj na styku granitoidných hornín s lúčanským komplexom v oblasti Malej doliny (z. od Martina), ďalej na kontakte mezozoika s kryštalinikom v blízkosti Hradišťa (776) a inde.

Hrasť pohoria Žiar leží vzhľadom na os Turčianskej kotliny v priečnej polohe, bariérovite ju oddeľuje od Hornonitrianskej kotliny. Vyzdvihnutá bola v období vrchného bádenu až sarmatu; tektonické pohyby pokračovali však i neskoršie, počas attickej fázy vrásnenia.

Rozhraním medzi pohorím a Turčianskou kotlinou je žiarska línia (GAŠ-PARIK, 1974, 1983), resp. budišský zlom (MAHEL, 1986) v smere SZ–JV so sklonmi 60–80° k SV až V. Kryštalinikum v smere do kotliny stupňovite poklesáva, pričom jeho styk s treťohornými sedimentmi je prevažne trans-

gresívny. Najjužnejšiu časť pohoria utína sklenovský zlom (MAHEL, l. c.). Na s. strane pohoria je výrazný poleriecky zlom ssv.–jjz. smeru, ktorý pokračuje na JZ naprieč pohorím do Hornonitrianskej kotliny. Pozdĺž neho vystupuje úzky výbežok tiahnucci sa až k Slovenskému Pravnu, budovaný horninami kryštalinika.

Paralelnými zlomami jz.–sv. smeru je kryštalinikum Žiaru rozsegmentované na bloky (MIKO – HATÁR, 1976; RAKÚS – MIKO – HAVRILA, 1984). Pokračovanie zlomov bolo zistené i v sedimentárnej výplni okolitých kotlin. Úklony poruchových zón sú strmé a pozdĺž nich došlo nielen k vertikálnym pohybom (výzdvihu, resp. poklesu blokov), ale aj k horizontálnym posunom. V Žiari je najvyššie vysunutý stredný blok (oblasť Nemcovo–Širiakovo), kým najnižšie sa nachádza blok ležiaci pri Sklenom. Tu sa ešte zachovali zvyšky hornín metamorfovaného plášťa. V severnej časti pohoria v granitoidných horninách sa dominantne prejavujú štruktúralne poruchy sz.–jv. smeru s úklonmi 45–50° k JZ, po ktorých nastal kombinovaný šikmý pravostranný posun. Časté sú disjunktívne plochy v sv.–jz. smere s úklonom k JV. Ďalej sa v kryštaliniku okrem poruchových systémov s.–j. smeru (prítomných najmä v j. časti pohoria) prejavuje tiež zlomový systém z.–v. až zsv.–vjv. smerov s úklonmi plôch okolo 60–65°k juhu.

Turčianska kotlina – graben (fosse d'enfondrement) – v oblasti Sučany – Krpeľany predstavuje depresiu vyplnenú mezozoikom, kenozoikom a kvarterom ohraničenú výrazným reliéfom Malej a Veľkej Fatry. Prvé štádium vzniku depresie sa mohlo začať už pri vzniku šiprúnskeho trogu v spodnom liase. Výraznejšie založenie priekopovej prepadliny nastalo počas mediteránnej fázy alpínskeho vrásnenia pri presune príkrovov. Dokazuje to zreteľné nakopenie krížňanského príkrovu na malofatranskej elevácii. Príkrovy na obvode priekopovej prepadliny sa vyznačujú syndrómom staroby, pretože v dôsledku zahradenia im chýba ďalšia pohnútka na ďalší presun.

Depresia vznikla distenziou ako všetky známe grabeny v Afrike a Európe. Nápadný je výskyt 15 bazaltoidných dajok na okraji priekopovej prepadliny v krížňanskom príkrove, ktoré sú výborným indikátorom distenzie. Hlavné okrajové zlomy majú pravdepodobne úklon do centra grabenu, v hĺbke sa pravdepodobne spájajú. Celkový vertikálny odstup kryštalinika od bázy mezozoika (Šútovo – Veľký Fatranský Kriváň) dosahuje 3700 m. Podľa tejto výšky odstupom môžeme predpokladať, že sv. ukončenie je najvhodnejším miestom epicentra možného zemetrasenia.

Kontakt mezozoika s paleogénom na sz. svahoch Veľkej Fatry je väčšinou tektonický, dochádza tu ku kontaktu hutianskeho súvrstvia s porubským súvrstviem alebo neokómom krížňanského príkrovu. Predpokladáme tu kompresiu krížňanského príkrovu a paleogénu Turčianskej kotliny. Najvýznamnejšou priečnou poruchou je ráztocký a kantorský zlom.

Hronikum je zastúpené v z. časti Veľkej Fatry štureckým príkrovom. Ten tu predstavuje veľkopriestorovú tektonickú jednotku, presunutú z J. Teleso chočského príkrovu leží svojou bazálnou časťou na spodnokriedových slienitých vápencoch, slienitých bridliciach krížňanského príkrovu. Uloženie súboru súvrství štureckého príkrovu je monoklinálne s priemerným úklonom 30° k S, resp. SZ. Súvrstvia sú porušené len lokálnymi zlomami, prevažne priečného charakteru. Nad mocným komplexom dolomitov štureckého príkrovu vystupujú vo forme tektonických trosiek tmavosivé vápence a v ich nadloží svetlé a biele wettersteinské vápence. Sú to trosky na Plavej, Dubinách a na mnohých iných miestach. Uvedené komplexy vyčlenil PERŽEL (1969) na základe uvedených stratigrafických faktov ako „čiasťkový príkrov Tlstej“, neskôr ich priradil k strážovskému príkrovu. Po analýze sa prikláňame k alternatíve priradiť tieto komplexy k príkrovu Tlstej; najpravdepodobnejšie prislúchajú siliciku?

TEKTONIKA VÝPLNE KOTLINY

Dôležitý moment pri vzniku grabenu Turčianskej kotliny a pri jeho ďalšom geologickom vývoji zohrali tektonické pohyby a výrazné tektonické línie. Ohraničenie kotliny oproti susedným horstvám predstavuje sústava tektonických porúch, na ktorých dochádza k styku sedimentov kotliny s horskými masívmi Malej Fatry, Veľkej Fatry a Žiarskeho pohoria.

Na základe štúdia uvedených kritérií vnútorných kotlín slovenských Karpát boli stanovené tektonické línie (GAŠPARIK, 1973), ktoré porušujú územie v smere SV – JZ, čím je vytvorený úzky a dlhý graben Turčianskej kotliny. Žiarska tektonická línia, ktorá zhadzuje na J Žiarsku kotlinu, vytvára graben v Kremnickom pohorí, ktorý je zakrytý vulkanickými horninami bádenu a sarmatu. Graben pokračuje smerom na S pozdĺž Žiarskeho pohoria a Malej Fatry a vytvára Turčiansku kotlinu. Na žiarsku tektonickú líniu nadväzuje malofatranská tektonická línia, ktorá oddeľuje kotlinu od Malej Fatry. Výška skoku dosahuje nad 1000 m oproti paleogénu. Ďalších 1000 m predpokladáme mocnosť paleogénu.

Zlomový systém SV–JZ vytvára niekoľko štruktúrnych jednotiek vnútri kotliny. Vo v. časti kotliny prebieha veľkofatranská tektonická línia, ktorá vytvára podmienky na vznik grabenu od pohoria Veľkej Fatry. Úklon tektonickej línie je smerom na Z. Jedna z významných tektonických línií, ktorá prebieha z Kľačianskej a Repiskej doliny Malej Fatry, smeruje na J východne od Turčianskych Kľačian, pozdĺž z. časti osady Nová Bôrová, vedľa dedinky Dražkovce, pokračuje smerom na J, prebieha v. časťou Žabokriek.

Paleogénne vrstvy nachádzajúce sa v. od tejto poruchy predstavujú pokojnú flyšovú sedimentáciu s úklonmi pod väčšími alebo menšími uhlami. Smer ich sklonu sa na viacerých miestach mení, takže vrstvy tvoria mierne antiklinály a synklinály. Úklon vrstiev je v prevažnej miere max. do 30°. Tieto poruchy možno vysvetliť tým, že v nevelkých hĺbkach pod paleogénom sú komplexy mezozoika, ktoré boli tektonicky porušené už pred transgresiou eocénu. Tým bolo vrásnenie po paleogéne tlmené a paleogénne vrstvy boli iba mierne zvlnené. Postihnuté však boli kryhovou tektonikou. Väčšie zvrásnenie (mohlo byť zosúvaním) bolo zistené v odkryve paleogénneho súvrstvia pri salaši v Ďanovej. Druhý systém zlomov (blatnický zlom) na študovanom území sú zlomy kolmé na predchádzajúce. Tieto zlomy sú menej intenzívne čo do amplitúd, sú však zjavné pre kryhové posúvanie. Takéto posuny môžeme sledovať najmä vo v. časti kotliny pri okrajoch mezozoika od Turčianskej Belej až po Sučany. Takéto kryhové posuny môžeme sledovať pri Jasení, Zábóri, Starej Bôrovej, pri Sučanoch. V týchto častiach územia poruchy potom sledujú obyčajné údolia riečok a dolín.

Na základe zlomových línií sme sa snažili vytvoriť štruktúrno-tektonickú mapu (príloha 12) s pomenovaním jednotlivých tektonických línií vnútri kotliny, ako aj s označením štruktúrnych jednotiek.

Martinská prepadlina tvorí centrálnu prehĺbeninu grabenu. Zo západu je ohraničená trebstovským zlomom, ktorý zhadzuje územie na východ 1000 m. Zlom sa začína v Kozínskom potoku pod kótou Kozince (918 m), v pohorí Malej Fatry smeruje do kotliny cez obec Lipovce, z. časť Vrútok, Martina a na Trebstovo, ďalej smerom na J cez Valču, Poleričku, Slovenské Pravno, Rudno až do údolia Veľkej Jazernice v pohorí Žiar.

Z východnej strany martinskú prepadlinu zvyrazňuje sústava viacerých zlomov, z ktorých v súčasnosti možno označiť dva zlomy, a to košútsky, zhadzuje martinskú kryhu až 1000–1500 m a bôrovský, ktorý zhadzuje žabokreckú tektonickú kryhu cca 350–500 m oproti kálnickej kryhe, ktorú na povrchu tvoria paleogénne sedimenty. Žabokrecký tektonický stupeň je povrdený vrtom GT-5 (s. od Žabokriek), v ktorom sa paleogénne sedimenty začínajú v hĺbke 300 m. Naproti tomu v kálnickej kryhe v. od bôrovského zlomu paleogénne sedimenty môžeme sledovať na povrchu. Západne od martinskej prepadliny trebstovský zlom hraničí s podhájskou kryhou, ktorú tvoria na povrchu štrky a pieskovce bádenu.

Pre štruktúrny vývoj kotliny má významné postavenie priečny zlom, ktorý sme nazvali blatnickým zlomom. Prebieha od obce Blatnica a Blatnickej doliny vo Veľkej Fatre sv. smerom, sleduje Blatnický potok v Turčianskej kotlině (podľa neho nazvaný) až po Príbovce, ďalej smeruje na obec Trnovo, j. od Trebstova sa dostáva do oblasti Malej Fatry. Táto tektonická línia veľmi nápadne zhadzuje j. časť kotliny oproti s. a možno ju výrazne

sledovať okrem – geologických znakov i morfoloicky. Aj vývoj kotliny má čiastočne odlišný charakter. Prejavuje sa v tom, že od Blatnice smerom na J po okraji Veľkej Fatry môžeme sledovať spodnomiocénne sedimenty (egenburg) v podobe bazálnych zlepcov, pieskocov až piesčitých vápencov (Rakša, Mošovce, Turčiansky Michal, Turčianske Teplice, Háj), ktoré sa napájajú na vyzdvihnutú hrasťovú kryhu, smerujúcu od Turčianskych Teplíc na Z. Zlepence a štrkopiesky podobného charakteru môžeme sledovať aj v z. časti kotliny, od Slovian smerom na Valču po Trebostovský potok, v ďalšom pruhu od Kláštora pod Znievom smerom na S cez Čertove mlyny a kótu Hladiny (595 m) a Slovanský potok po Trebostovo. V južnej časti kotliny martinská depresia pokračuje smerom na J, prechádza cez Leziachov, Borcovú, Ivančinú, Veľký Čepčín, Dubové, po priečnu hrasť., tzv. diviacku vysokú kryhu. Tu sa stáča na JV smerom na Rovnú horu. Tvorí tu samostatnú oddelenú depresiu, ktorá bola potvrdená hlbokým štruktúrnym vrtom GHŠ-1 (GAŠPARIK, 1974).

V južnej časti hlbokú prepaddinu križujú vysoké kryhy. Jedna z týchto kryh prechádza od Malého Čepčína v úzkom pruhu smerom na Z nad s. okraj Veľkého Čepčína, nazvaná je čepčianska vysoká kryha. Táto kryha má podložie v hĺbke asi 400 m. Druhá vyzdvihnutá kryha je podstatne širšia a prechádza od obce Budiš cez Košovský dvor, Turčianske Teplice a Diviaky smerom na Háj. V tejto časti kotliny sa podložie pohybuje v hĺbke od 100 do 350 m. Túto kryhu sme nazvali diviacka vysoká kryha. S ňou súvisia teplé pramene v Turčianskych Tepliciach. Ďalšou, treťou vyzdvihnutou kryhou, je tzv. štubnianska vysoká kryha, v ktorej by sme mohli podložie zistiť asi v hĺbke (300–350 m). Medzi týmito vysokými tektonickými kryhami môžeme sledovať hlboké prepaddinny, ako je napr. veľkočepčianska depresia, ktorá sa nachádza medzi čepčianskou a diviackou kryhou. Južnejšie je dubovecká depresia, ktorú na J ohraničuje štubnianska vysoká kryha. Južne od štubnianskej vysokej kryhy je mútnická hlboká depresia. V jej centre bol situovaný vrt GHŠ-1. V tomto vrte bolo mezozoické podložie zistené v hĺbke 1307 m.

Doterajšie výskumné a prieskumné práce nám umožnili vypracovať predkladanú štruktúrno-tektonickú mapu Turčianskej kotliny.

Novozískané poznatky o geologickej stavbe tohto územia sme využili na prehodnotenie tektonickej pozície územia okolo vrtu GHŠ-1. K prehodnoteniu prispelo aj nové hodnotenie vulkanických hornín, ktoré boli zachytené vo vrte (LEXA – HOJSTRICHOVÁ, 1980). Uvedené hodnoty umožňujú predložiť interpretáciu geologicko-tektonického profilu v okolí vrtu GHŠ-1 j. od obce Dolná Štubňa.

Vrt dosiahol v hĺbke 908,70 m polohu vulkanických hornín, z ktorých v hĺbke 1376,20 m prešiel tektonickou líniou do mezozoika, a tým z mútnickej depresie do vyššej kryhy, ktorá sa nachádza v. od vrtu.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Poznatky o hydrogeológii územia prinášajú viaceré práce z regionálneho hydrogeologického výskumu a prieskumu.

Prvú hydrogeologickú syntézu o náplavoch Váhu v Turčianskej kotline podáva PORUBSKÝ (1963). Náplavy Turca a Váhu v Turčianskej kotline hydrogeologicky zhodnotil TUŽINSKÝ (1967) s orientačným vyčíslením množstva podzemných vôd. V roku 1973 bol skončený vyhľadávací hydrogeologický prieskum Turčianskej kotliny (BUJALKA et al., 1973), ktorého čiastočné výsledky publikoval BUJALKA (1976). Priľahlú časť pohorí k Turčianskej kotline komplexne hydrogeologicky zhodnotil KULLMAN (1973). Ucelený prehľad o hydrogeologických pomeroch kryštalinika a mezozoika lúčanskej skupiny Malej Fatry podáva BUJALKA (1973) v rámci vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu Turčianskej kotliny. Výsledky prvého vrtného prieskumu v Turčianskych Tepliciach s cieľom zabezpečiť zdroj minerálnej vody na pitné účely zhrňa vo svojej práci TKÁČIK (1960). Rozsiahly hydrogeologický prieskum vo výverovej oblasti termálnych vôd v Turčianskych Tepliciach prebiehal v rokoch 1965–1967 (TKÁČIK et al., 1967). Podkladom na súhrnné hodnotenie minerálnych vôd v Turčianskej kotline bola registrácia prameňov minerálnej vody – okres Martin (TKÁČIK, 1961). V roku 1972 bola urobená revízia registrácie prameňov minerálnych vôd v Turčianskej kotline – okres Martin (KLAGO – MALATINSKÝ – REBRO, 1972). Náhradný zdroj minerálnej vody na plniarske účely v lokalite Fatra – Záturčie riešil KLAGO (1975). Nové zdroje minerálnej vody boli v rámci dočasného ochranného pásma navrhované aj na rekreačné využitie na kúpalisku v Mošovciach (KLAGO, 1976). Zachytením minerálnej vody na plniarske účely v Budiši sa zaoberali MALÝ (1964) a KLAGO (1978). Celkové hydrogeologické poznatky o Turčianskej kotline sú zhrnuté v prácach ZAKOVIČ et al. (1976), KULLMAN et al. (1978) a HANZEL et al. (1984). Možnosti získavania zdrojov geotermálnej energie v Turčianskej kotline zhodnotil ZEMBIAK et al. (1987). Ostatné hydrogeologické práce majú charakter lokálneho prieskumu a sledujú cieľ získať zdroje pitných alebo úžitkových vôd.

Podstatnú časť skúmaného územia prekrýva hydrogeologický rajón – Q-P 033 Paleogén, neogén a kvartér Turčianskej kotliny. Čiastočne do neho zasahujú tieto ďalšie hydrogeologické rajóny:

- M 020 Mezozoikum s. časti Veľkej Fatry
- M 022 Mezozoikum Veľkej Fatry v oblasti medzi Smrekovicou a Ploskou
- M 023 Mezozoikum chočského príkrovu z. časti Veľkej Fatry
- M 064 Mezozoikum s. časti pohoria Žiar
- MG 030 Kryštalínikum a mezozoikum sz. svahov Lúčanskej Fatry
- MG 031 Kryštalínikum a mezozoikum sv. časti Lúčanskej Fatry
- MG 032 Mezozoikum j. časti Lúčanskej Fatry

Na základe geologickej stavby, odlišných hydrofyzikálnych vlastností zastúpených hornín, ako aj obehu a režimu podzemných vôd možno v tomto území vyčleniť:

- podzemné vody predterciérneho podložía viazané na kolektory s puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou,
- podzemné vody kryštalínika viazané na kolektory s puklinovou a puklinovo-pórovou priepustnosťou,
- podzemné vody mezozoika viazané na kolektory s puklinovou a s puklinovo-krasovou priepustnosťou,
- podzemné vody paleogénu viazané na kolektory s puklinovou a čiastočne puklinovo-pórovou priepustnosťou,
- podzemné vody neogénu viazané na kolektory s pórovou priepustnosťou,
- podzemné vody kvartéru viazané na kolektory s pórovou priepustnosťou.

Podzemné vody predterciérneho podložía sú viazané na karbonatické horniny mezozoických komplexov, najmä chočského, resp. vyššieho a krížňanského príkrovu. Vzhľadom na mocnosť terciérnych sedimentov, ktorá je v čiastkovej depresii (ZBOŘIL in ZEMBJAK et al., 1987):

- v oblasti Martina okolo 1250 m,
- v oblasti Veľkého Čepčína – Barcovej – Ležiachova – Ďanovej 1250–1500 m,
- v oblasti Skleného – Hornej Štubne okolo 1250 m, sú vody viazané predovšetkým na stredno- a vrchnotriasové dolomity a vápence nositeľom geotermálnej energie. O výskyte kolektorov geotermálnych vôd v podloží terciérnej výplne Turčianskej kotliny je v súčasnosti len veľmi málo priamych dôkazov. Jedným z nich je štruktúrny vrt GHŠ-1 (GAŠPARIK et al., 1974) na j. okraji kotliny.

Čerpacou skúškou bol vo vrte odskúšaný úsek 1377–1546 m, ktorý tvoria do 1477 m vápence a dolomity štúreckého príkrovu a ďalej až do konečnej hĺbky vrtu 1546 m piesčito-slienité súvrstvie albu krížňanského príkrovu (GAŠPARIK et al., 1974). Čerpacou skúškou bola dokumentovaná výdatnosť 0,41 l/s podzemnej vody pri znížení hladiny o 5,39 m. Štruktúrnym vrtom GHŠ-1 boli dokumentované geotermálne vody z vápencov a dolomitov štúreckého príkrovu s mineralizáciou 2,6 g/l a teplotou 64 °C. Podľa FRANKA (in GAŠPARIK et al., 1974) voda patrí k infiltračným vodám s litomorfou

mineralizáciou karbonátogénneho typu. Mohli by sme teda predpokladať, že voda z vrtu GHŠ-1 sa podobá vode v Mošovciach. V skutočnosti je však termálna voda z vrtu GHŠ-1 prechodného kalciovo-nátriového-bikarbonátového typu. Obsahuje anomálne zvýšenú koncentráciu sodíka (315 mg/l) a chloridov (41,84 mg/l), ktorú pripisuje BODIŠ (in ZEMBJAK, 1987) sekundárnemu pôvodu a za jej zdroj považuje ílový výplach a inštrumentáciu vo vrte.

Na plytšie polohy ponoreného mezozoika Veľkej Fatry pod terciérnu výplň kotliny sú viazané vývery vôd so zvýšenou teplotou a obsahom CO_2 v Mošovciach ($t = 19,7\text{--}23\text{ }^\circ\text{C}$, $\text{CO}_2 = 200\text{--}970\text{ mg/l}$). Podľa FRANKA (in KULLMAN et al., 1978) vyvierajú na styku dolomitov so zlomom prebiehajúcim sv.-jz. smerom. Celkovou mineralizáciou sú tieto vody veľmi podobné vodám v Turčianskych Tepliciach. Odlišujú sa však chemickým typom, ide o vody výrazného kalciovo-magnéziovo-bikarbonátového typu. Prostredím ich obehu podľa hodnoty koeficientu Mg/Ca (tab. 4) by mali byť vápence a dolomity. FRANKO (l. c.) predpokladá, že vody pochádzajú z triasových karbonátov chočského príkrovu.

Vznik prírodných termálnych prameňov v Turčianskych Tepliciach umožnila priaznivá geologicko-tektonická stavba územia. Karbonatické horniny mezozoika, na ktoré sú termálne vody viazané svojím obehom, tu vytvárajú spolu s nadložnými sedimentmi neogénu tektonicky vyzdvihnutú kryhu, v ktorej mocnosť súvrstvia nepriepustných ílov a jemnozrnných pyroklastík dosahuje miestami len 10–15 m (KLAGO, 1979). Výver vôd je podmienený pozdĺžnym zlomom sv.-jz. smeru, ktorý vytvára zároveň aj komunikáciu s nižšími členmi mezozoika. Predpoklad, že termálne vody v Turčianskych Tepliciach majú infiltračnú oblasť na svahoch Veľkej Fatry, budovaných strednotriasovými vápencami a dolomitmi krížňanského príkrovu, vyslovil už MAHEL (1952). Novšie práce (FRANKO, 1963; TKÁČIK et al., 1967) tento názor potvrdzujú. V súčasnosti prebieha hydrogeologický prieskum s cieľom vymedziť ochranné pásma kúpeľov Turčianske Teplice, pre ktorý je vyriešenie otázky infiltračnej oblasti kľúčovým problémom (PIRMAN et al., 1985). Vrtom TJ-20, ktorý sa skončil v triasových dolomitoch v hĺbke 97 m, sa čerpacou skúškou z hĺbkového intervalu 23,8–63,6 m dokumentovala možnosť exploatacie geotermálnej vody v množstve okolo 7 l/s pri súčasnom využívaní existujúcich zdrojov (KLAGO, 1979). Voda je slabo mineralizovaná.

Hodnota celkovej mineralizácie vody je 1,5 g/l, s obsahom oxidu uhličitého okolo 200 mg/l (tab. 4). Podľa chemického zloženia predstavuje prechodný kalciovo-magnéziovo-bikarbonátovo-sulfátový typ. FRANKO (1963) na základe chemického zloženia vôd, resp. zvýšeného obsahu síranov predpokladá, že vody pochádzajú z triasových karbonátov krížňanského príkrovu.

Podzemné vody kryštalinika sú viazané na horninové prostredie, ktoré charakterizuje puklinová priepustnosť a väčšinou malé až veľmi malé zvodnenie. Relatívne priaznivejšie zvodnenie je viazané len na niektoré oblasti intenzívne tektonicky porušené, či už v granitoidných horninách alebo aj v pararulách. V horninovom prostredí kryštalinika sa vyskytujú viac-menej početné, väčšinou puklinové a sutinovo-puklinové pramene s malou a nestálou výdatnosťou.

BUJALKA et al. (1973) uvádza, že z 237 prameňov dokumentovaných v masívoch kryštalinika lemujúcich Turčiansku kotlinu je:

- 78 prameňov s výdatnosťou do 0,2 l/s,
- 96 prameňov s výdatnosťou 0,21–0,50 l/s,
- 38 prameňov s výdatnosťou 0,51–0,99 l/s,
- 25 prameňov s výdatnosťou 1 l/s alebo väčšou, pričom najväčšie pramene dosahujú výdatnosť 5–8 l/s, a to len v intenzívne rozpukaných a porušených častiach horninového masívu. Obeh podzemných vôd je väčšinou plytký, viazaný na zónu zvetrávania a podpovrchového rozpojenia hornín. Výsledky vrtovej ukázali, že hĺbka zóny rozvoľnenia, resp. mechanickej diskontinuity metamorfovaných hornín dosahuje 30–35 m, výnimočne aj 100 m (ŠALAGOVÁ et al., 1983). Priepustnosť prostredia výrazne znižuje prítomnosť ílových minerálov, ktoré vznikajú ako produkt pri zvetrávaní hornín kryštalinika. Horniny kryštalinika sú v prevažnej miere pokryté kvartérnymi sedimentmi, ktoré majú miestami väčšie plošné rozšírenie. Pre svoje petrografické zloženie a nevytriedenosť materiálu sú pomerne dobrým prostredím na infiltráciu zrážkových vôd, ktoré potom vyvierajú najmä v záveroch dolín vo forme sutinových prameňov, alebo skryto na úrovni miestnej eróznej bázy. Najväčšie množstvo takýchto prameňov sa nachádza v doline Bystričky.

Rozhodujúcim činiteľom pri dopĺňaní podzemných vôd kryštalinika sú zrážky – jarné topenie snehu (apríl – jún). Od júna dochádza k vyprázdňovaniu podzemných vôd odtokaním v potokoch a prameňoch. Čo sa týka podzemného priemerného špecifického odtoku, BUJALKA et al. (1973) uvádza z povodia Trebstovského potoka priemernú hodnotu 9,9 l/s/km², z povodia Pivovarského potoka 5,7 l/s/km² a z povodia potoka Suchie 12,4 l/s/km². DOVINA (1984) z územia Malej Fatry udáva priemerný špecifický odtok s hodnotami 4–7 l/s/km² (kryštalické bridlice s menším podielom granitoidov) a 3 až 6 l/s/km² (granitoidy).

Hydrogeologické vrty (11 vrtovej) v granitoidných horninách, realizované počas vyhl'adavacieho hydrogeologického prieskumu (ŠALAGOVÁ et al., 1983) dokumentovali výdatnosť medzi 0,09–1,35 l/s, prevažne však medzi 0,15–0,75 l/s. Špecifická výdatnosť vrtovej sa pohybovala medzi 0,01–0,10 l/s/m, prevažne medzi 0,01–0,04 l/s/m, čím sa dokumentovalo malé až veľmi malé zvodnenie horninového prostredia granitoidov. Súčiniteľ filtrácie sa pohyboval medzi $5,86 \cdot 10^{-6}$ – $9,5 \cdot 10^{-7}$ m/s a súčiniteľ prietochnosti medzi $1,03 \cdot 10^{-4}$ – $8,2 \cdot 10^{-6}$ m²/s.

Oblasti tvorené kryštalicými bridlicami, najmä pararulami, ako celok sú veľmi málo zdvodené. Výdatnosť väčšiny početných prameňov sa pohybuje medzi 0,01–0,05 l/s. Výdatnosť významnejších prameňov z tektonicky porušených častí sa v priemerných obdobiach pohybuje väčšinou medzi 1,0–2,0 l/s. Z významnejších výverov uvádzame pramene v Trebostovskej doline. Na základe režimového pozorovania SHMÚ v hydrologických rokoch 1970–1983 výdatnosť prameňa Trebostovská dolina 1 sa pohybovala medzi 0,29–4,89 l/s s priemerom 1,67 l/s, teplota podzemnej vody 5,5–7,8 °C s priemerom 6,7 °C; výdatnosť prameňa Trebostovská dolina 2 sa pohybovala medzi 0,29–7,50 l/s s priemerom 1,78 l/s, teplota podzemnej vody medzi 6,1–8,0 °C s priemerom 7,2 °C; výdatnosť prameňa Trebostovská dolina 3 sa pohybovala medzi 0,09–3,66 l/s s priemerom 0,51 l/s, teplota podzemnej vody medzi 4,3–7,8 °C s priemerom 6,6 °C. Významnou výverovou oblasťou je aj Prieslopská dolina nad osadou Lázky v Bystričke, kde je zachytených a vodohospodársky sa využíva 9 prameňov. Podľa údajov SeVaK-u v Martine v období 1937–1982 sa sumárna výdatnosť týchto prameňov pohybovala medzi 11,8–35,0 l/s s priemerom 12,7 l/s (ŠALAGOVÁ et al., 1983). Hydrogeologické vrty (celkove 2 vrty) v pararulách, realizované počas vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu (ŠALAGOVÁ et al., 1983), dokumentovali výdatnosť medzi 0,31–0,66 l/s, špecifická výdatnosť 0,02–0,04 l/s/m. Súčiniteľ filtrácie bol medzi $1,52 \cdot 10^{-6}$ – $9,8 \cdot 10^{-7}$ m/s a súčiniteľ prietochnosti $1,16 \cdot 10^{-4}$ – $4,62 \cdot 10^{-5}$ m²/s. Výsledky hydrogeologických vrtov preukázali veľmi malé zdvodenie horninového masívu pararúl.

Z hydrogeochemického hľadiska podzemné vody kryštalinika sú prevažne typu Ca–HCO₃ a Ca–Mg–HCO₃ s celkovou mineralizáciou medzi 50–150 mg/l, väčšinou sa pohybujúcou v rozmedzí 60–90 mg/l.

Podzemné vody mezozoika sa pri priaznivom synklinálnom uložení a dostatočnej rozlohe priepustných karbonatických komplexov sústreďujú do výverov s výdatnosťou desiatky, ba i stovky l/s. V oblastiach výskytu spodnotriasových kremencov a slienitých vápencov jury a kriedy výdatnosť prameňov len zriedkavo dosahuje niekoľko l/s. Naproti tomu na karbonáty stredného a vrchného triasu krížňanského, chočského a štureckého príkrovu je počet výverov vcelku malý, sú však mimoriadne výdatné. Z nich najväčší prameň Lazce má minimálnu výdatnosť 320 l/s. Napriek tomu, že všetky väčšie pramene sú viazané na puklinovo-krasový obeh podzemných vôd, je ich rozkolísanosť vo väčšine prípadov pomerne nízka.

V prevažnej časti územia Malej Fatry budovaného krížňanským príkrovom vystupujú na povrch najmä jurské a kriedové členy s významnými litologickými odlišnosťami vo vrstevnom slede. Jednotlivé súvrstvia tvoria často malé mocnosti s rozdielnou priepustnosťou, a to od hornín nepriepustných až po horniny dobre priepustné. Podmienilo to vznik rozsiahleho

počtu prameňov zväčša s malou výdatnosťou (prevažne 1–2 l/s, maximálne do 10 l/s). Máloloktoré územie mezozoika Západných Karpát sa vyznačuje takou hustotou prameňov ako táto oblasť. Najvýznamnejšie pramene z hľadiska výdatnosti sú však viazané iba na niektoré súvrstvia z vrstevného sledu krížňanského príkrovu. V prvom rade sú to strednotriasové vápence a dolomity vystupujúce na povrch na väčších rozlohách v oblasti Vrúcko – Opálená, v okne krížňanského príkrovu v Suchej doline a v oblasti medzi Valčianskou a dolinou Slovenského potoka.

Zvodnený komplex strednotriasových vápencov a dolomitov Suchej doliny má malú rozlohu (viac než 2 km²). Napriek tomu vystupuje z neho 10 prameňov (z toho 5 s výdatnosťou nad 1 l/s) s celkovou výdatnosťou 39,6 l/s (nesústavné meranie). Svedčí to o drénovaní podzemných vôd z väčšej rozlohy, ako je povrchová rozloha triasových vápencov a dolomitov.

Hydrogeologicky najvýznamnejšou oblasťou v krížňanskom príkrove je komplex vápencov a dolomitov triasu, ktoré sa v hodnotenom území vynárajú na povrch spod mladších, prevažne nepriepustných a málo priepustných členov vlastného príkrovu. Na SV je táto oblasť tektonicky ohraničená od kryštalinika. Jej celková rozloha vrátane prilahlých nepriepustných a málo priepustných súvrství je 20,25 km² (KULLMAN in RAKÚS et al., 1974). Štruktúra je v podstatnej miere odvodňovaná prameňmi, ktoré sú sústredené do troch oblastí:

- oblasť Slovenského potoka, kde vyvierajú na styku s nepriepustným súvrstvom karpatského keuperu. Vystupuje tu sumárne 54,7–93,0 l/s podzemných vôd;

- oblasť doliny Valčianskeho potoka, kde na línii vrstevných prameňov na styku s kryštalinikom vystupuje sumárne 49,8–79 l/s;

- oblasť výstupov podzemných vôd v doline Porubského potoka na styku triasových dolomitov so súvrstvom karpatského keuperu s celkovou výdatnosťou 6,0–8,6 l/s.

Priemerný ročný špecifický odtok podzemných vôd z tejto štruktúry je 6,0–6,6 l/s/km². Tento špecifický odtok vo vzťahu ku klimatickým činiteľom je nízky. Svedčí to buď o možnosti stykového prestupu časti podzemných vôd do prilahlých sedimentov Turčianskej kotliny, alebo o významnejšom priamom vstupe časti podzemných vôd do Slovenského potoka. Celková štruktúra dokumentuje významné, dosiaľ iba sčasti využité zdroje podzemných vôd. Nevýhodou vo vzťahu k využitiu v časti zdrojov je vysoký obsah síranov v jednotlivých prameňoch, ako odraz sadrovcov v súvrství karpatského keuperu. Na základe rozdielnych obsahov síranov v jednotlivých prameňoch možno predpokladať významné ložisko sadrovca v prameňoch v doline Slovenského potoka, kde bol dokumentovaný v prameni s výdatnosťou 83,5 l/s (18. 10. 1956) obsah SO₄²⁻ 583 mg (KULLMAN, 1957).

Ďalšiu hydrogeologicky významnú oblasť triasových karbonátov a čiastočne jury krížňanského príkrovu, ktorá patrí už k pohoriu Žiar, v prevažnej miere odvodňuje krasovo-bariérový prameň v Polerieke, na styku s málo priepustnou neogénnou výplňou Turčianskej kotliny; má výdatnosť 65,5–75,0 l/s. Celkove sú na hydrogeologický rajón M 064 Mezozoikum s. časti pohoria Žiar, subrajón povodia Váhu viazané využiteľné zásoby podzemných vôd v kategórii P₂ s hodnotou 143 l/s (ŠUBA et al., 1987). Vodohospodársky významná oblasť je aj synklinála chočského a strážovského karbonatického súvrstvia sklonená k VSV, rozprestierajúca sa medzi Kláštorom pod Znievom, Ondrašovou a Predvrčikom na ploche 20,8 km². Tvoria ju najmä stredno- a vrchnotriasové dolomity a sčasti strednotriasové vápence (najmä pri j. okraji). Leží na nepriepustných kriedových sedimentoch krížňanského príkrovu. Odvodňuje ju predovšetkým pri j. okraji a sčasti do údolia Vrčico asi 11 prameňov (nad 0,5 l/s) so spoločnou výdatnosťou 42–73 l/s (KULLMAN et al., 1978). V porovnaní s možným infiltračným množstvom vôd vychádza celkový deficit asi 150 l/s podzemných vôd. KULLMAN et al. (1978) predpokladá, že toto množstvo prestupuje priamo do terciérnych a kvartérnych sedimentov priľahlej Turčianskej kotliny v oblasti medzi Kláštorom pod Znievom a Ondrašovou. Tieto výsledky sa zhodujú s výsledkami TUŽINSKÉHO (1967), zistenými pri hydrogeologickom výskume kvartéru Turčianskej kotliny, ktoré dokumentovali veľké zvodnenie aluviálnych náplavov Suchej Vrčice. Predpokladajú sa tu dynamické zásoby podzemných vôd v množstve asi 200 l/s. Z tohto množstva tvoria podstatný podiel krasové vody opísanej synklinály karbonátov chočského a strážovského príkrovu.

Priľahlé svahy Veľkej Fatry predstavujú hydrogeologicky významnú oblasť vzhľadom na to, že rozsiahle a mocné polohy dolomitov a vápencov v pohorí vytvárajú mimoriadne priaznivé podmienky na obeh a akumuláciu podzemnej vody. So zreteľom na úložné a tektonické pomery smeruje veľká časť podzemných vôd k okrajom Turčianskej kotliny, kde vystupuje na povrch, alebo dotuje klastické sedimenty neogénnej a kvartérnej výplne.

Z hydrogeologického hľadiska horninový komplex krížňanského príkrovu vystupujúci na povrch v sz. oblasti Veľkej Fatry je málo významný. Jeho podstatnú časť tvoria sliene a slienité vápence titónu–barému, ktoré sú hydrogeologicky veľmi málo priaznivé až nepriaznivé, bez väčšej schopnosti akumulovať podzemné vody, v dôsledku čoho ich môžeme charakterizovať ako hydrogeologický izolátor. V tejto súvislosti majú základný hydrogeologický význam ako podložný nepriepustný celok pre nadložný komplex dolomitov a vápencov štureckého príkrovu.

Najvýznamnejšou hydrogeologickou štruktúrou vo Veľkej Fatre je horninový komplex štureckého príkrovu, ktorý tvoria vápence, a najmä dolomity s polohami lunzských vrstiev (ílovce a pieskovce). Výstup kra-

sových vôd na povrch podmieňuje najmä bariérová funkcia slieňov a slienitých vápencov titónu – barému krížňanského príkrovu v podloží vápencov a dolomitov štureckého príkrovu. Vnútri vlastného karbonatického komplexu lokálne významnú hydrogeologickú úlohu pri usmerňovaní prúdenia a výstupu krasových vôd má styk vápencov a dolomitov, ako aj vložky lunzských vrstiev. Ďalej vápence majú významný drenážny vplyv na infiltrované vody dolomitov, čo potvrdili napokon aj hydrogeologické výskumy. Z neovulkanitov na styku s vápencami a dolomitmi štureckého príkrovu prestupujú do nich viacerými ponormi, a tak sa čiastočne podieľajú na tvorbe krasových vôd. V štruktúre vystupuje v prameňoch s výdatnosťou nad 1 l/s celkove 203–305 l/s podzemných vôd, z toho pri jej z. obvode 73,5–112,0 l/s. Významný podiel pripadá aj na výstupy podzemných vôd priamo do vodných tokov prerezávajúcich karbonatický komplex. V oblasti Mošoviec je to okolo 40 l/s, v oblasti Rakše okolo 30 l/s, v oblasti Hája okolo 120 l/s, v oblasti Blatnice 80–180 l/s. KULLMAN (1973) vyčíslil celkový prestup podzemných vôd do povrchových tokov pri z. okraji tejto štruktúry v hodnote 192–322 l/s. Okrem toho bolo na základe hydrogeologickej bilancie vyčíslené, že z tejto štruktúry terciérnych a kvartérnych sedimentov Turčianskej kotliny prestupuje celkove 336–361 l/s podzemných vôd. Celkove je na túto štruktúru viazaných 792–1249 l/s podzemných vôd (l. c.), ktoré tu vystupujú vo forme prameňov, výstupov podzemných vôd do povrchových tokov a vo forme skrytých prestupov podzemných vôd do sedimentov Turčianskej kotliny.

Podzemné vody hydrogeologickej štruktúry vápencovo-dolomitického komplexu triasu krížňanského príkrovu ležiacej jz. od Lubochnianskeho masívu vystupujú v prevažnej miere v prameni Lazce v Necpalskej doline (320–656 l/s), ktorý predstavuje jeden z najvýznamnejších puklinovo-krasových prameňov u nás. Z ostatných menších prameňov sa dá v tejto štruktúre získať ešte 27–58 l/s podzemnej vody (ŠUBA et al., 1987).

Vo vápencovo-dolomitickom komplexe obalovej série a krížňanského príkrovu rozprestierajúcom sa medzi Turčianskou Štiavničkou, Sklabiňou a dolinou Lubochnianky je na väčšie pramene viazaných do 100 l/s podzemných vôd.

Kryha vápencov a dolomitov chočského príkrovu ležiaca medzi Krpeľanmi, Šútovom a Lubochnou je čiastočne odvodňovaná prameňmi s celkovou výtnosťou okolo 40 l/s, pričom zvyšok podzemných vôd pravdepodobne drénuje Váh alebo prestupuje do Turčianskej kotliny (BUJALKA et al., 1976).

Z hydrogeochemického hľadiska sú podzemné vody mezozoika prevažne typu Ca–HCO₃ a Ca–Mg–HCO₃, pričom lokálne v krížňanskom príkrove aj typu Ca–Mg–HCO₃–So₄ (výrazné sulfatogénne vody napr. vo Valčianskej doline) s mineralizáciou prevažne medzi 100–900 mg/l, väčšinou však medzi 200–700 mg/l.

Podzemné vody paleogénu sú viazané na zlepenca a brekcie bazálneho paleogénu, ako aj na vyššie súvrstvie vo flyšoidnom vývoji s prevahou ílovcov. Súvrstvie bazálneho paleogénu je síce najlepším kolektorom podzemných vôd z paleogénnych hornín, ale nie je rozšírené na väčšej ploche a tiež dosahuje mocnosť len niekoľko desiatok metrov. Tvorí však spolu s karbonátmi mezozoika jednotný zvodnený komplex s rovnakým režimom a obehom podzemných vôd. Výdatnosť prameňov 5–15 l/s viazaných na toto súvrstvie pri Krpeľanoch vzhľadom na jeho malú rozlohu naznačuje, že ide prevažne o vody z podložného mezozoika. Väčšina puklinových a puklinovo-vrstevných prameňov vyvierajúcich z bazálneho paleogénu má výdatnosť 0,2–0,5 l/s, zriedkavo do 1 l/s, čo svedčí o malom zvodnení tohto súvrstvia. V súvrství flyšovej litofácie má určujúci hydrogeologický význam prevaha nepriepustných ílovcov, v rámci ktorých uzavreté polohy pieskocov zostávajú hydrogeologicky izolované. Puklinové a puklinovo-vrstevné pramene sú viazané najmä na hrubšie lavice pieskocov. Ich výdatnosť sa pohybuje väčšinou medzi 0,01–0,10 l/s. BUJALKA et al. (1973) uvádza z tohto súvrstvia celkove 43 prameňov, z ktorých 21 prameňov má výdatnosť menšiu ako 0,2 l/s, 13 prameňov má výdatnosť 0,21–0,5 l/s, 2 pramene 0,51–0,99 l/s a 7 prameňov vyššiu ako 1 l/s. Značná časť prameňov v priebehu roka vysychá, alebo sa prejavuje iba zamokrením územia. Svedčí to o izolácii zvodnených polôh, ich malej akumuláčnej schopnosti, ako aj o plytkom obehú podzemných vôd, ktorý sa spravidla odohráva len nad úrovňou eróznej bázy. Celkove je zvodnenie tohto súvrstvia veľmi malé a vzhľadom na prevahu ílovcov nad pieskocami je ako celok relatívne veľmi málo priepustné a väčšinou má charakter hydrogeologického izolátora.

Podzemné vody neogénu sú viazané na dva základné komplexy, a to martinské vrstvy a diviacke vrstvy. Z hydrogeologického hľadiska neogénne sedimenty martinských vrstiev sú tvorené jednak nepriepustnými polohami ílov a vápnných ílov, jednak priepustnými polohami štrkov, pieskov, zlepenčov a pieskocov. Subhorizontálne uloženie týchto dvoch základných typov, ich vzájomná superpozícia (v niektorých prípadoch niekoľkokrát zopakovaná), dáva predpoklad vzniku artézskych horizontov, ako aj predpoklad ich priameho doplnňovania podzemnými vodami z pohoria, najmä v oblastiach ich tektonického styku s triasovými karbonátmi. Na martinských vrstvách ležia v j. časti kotliny diskordantne diviacke vrstvy tvorené asi 50 m mocným súvrstvom montmorillonitových ílov s valúnmi andezitov s ojedinelými polohami štrkov.

V juhovýchodnej časti kotliny podzemné vody neovulkanitov v dôsledku styku s menej priepustným prostredím vystupujú na povrch, čo sa odráža v rozsiahlych zamokreniach, napr. v oblasti potoka Mútnik. V oblasti Dolnej a Hornej Štubne na veľkofatranskej tektonickej línii vystupujú do mladších

súvrství podzemné vody mezozoika (dokumentuje to výskyt travertínov a chemizmus podzemných vôd – BUJALKA et al., 1973). Vlastný neogén v oblasti medzi Dubovým a Diviakmi (hĺbka 320 m) má iba jeden zvodnený horizont (250–255 m) s artézskym prielivom 0,2–0,45 l/s a s veľmi obmedzeným dopĺňaním. Smerom k pohoriu Žiar sa v j. časti kotliny vyskytuje v neogéne viac zvodnených horizontov s artézskym prielivom, ale málo výdatných. V juhozápadnej časti územia sú podzemné vody štrkovej formácie martinských vrstiev v hydraulickej spojitosti s podzemnými vodami kvartérnych sedimentov, ktoré sú v značnej miere dotované podzemnými vodami príhľého pohoria Žiar. Mocnosť zvodnených neogénnych horizontov v tejto oblasti je väčšia a stúpa aj ich počet. Vrt HV-101 dokumentoval zvodnené horizonty v hĺbke 16–21 m a 76–88 m. Zo spodného horizontu voľným prielivom vytekalo z tohto vrtu 0,05–0,09 l/s vody a pri znížení 7,4 m to bolo 0,72 l/s (BUJALKA et al., 1973). Z uvedeného vidieť, že celkové zvodnenie neogénnych sedimentov je aj v tejto oblasti veľmi nízke. V ďalšej časti územia (oblasť medzi Poleriekou – Borcovou – Hájom – Necpalmi – Ležiachovom – Lazanmi) vrchnú časť neogénu tvorí mocné súvrstvie karbonatických štrkov vystupujúcich až k povrchu a stýkajúcich sa s mezozoickými karbonátmi a s priamym prestupom podzemných vôd z karbonátov mezozoika do týchto sedimentov. V týchto oblastiach neogénne štrky a kvartérne sedimenty tvoria jednotný zvodnený horizont. Významné dopĺňanie podzemných vôd kotliny podzemnými vodami pohoria je v oblasti Hája až Mošoviec. Časť vôd tu prestupuje do kvartérnych sedimentov, časť nastupuje hlbinný obeh a vystupuje na povrch po zlomových poruchách (vývery minerálnych vôd pri obci Mošovce). Prestup podzemných vôd do stredu kotliny je blokovaný mocnou polohou vápнитých ílov, preto sa tieto vody akumulujú v bazálnych štrkoch martinských vrstiev a čiastočne sa miešajú s vodami ich plytšieho obehu (BUJALKA et al., 1973).

Odlišná situácia v obehu podzemných vôd je v oblasti Blatnice. Mezozoické karbonáty sa tu stýkajú s fáciou vápнитých ílov martinských vrstiev a nie je tu predpoklad prestupu podzemných vôd do neogénnych sedimentov. Obdobnú situáciu možno predpokladať aj v oblasti obce Folkušová.

Západná časť kotliny predstavuje menší úsek styku s okrajovým mezozoikom, menšie dotácie z pohoria, ako aj jednoduchšie podmienky geologickej stavby neogénnej výplne. Západne od Jazernice a Ležiachova je vyvinuté súvrstvie karbonatických štrkov a zlepcov až do hĺbky 400 m. Najlepšie je zvodnené vo vrchnej časti, kde do hĺbky 20–30 m boli zistené hodnoty koeficientu filtrácie rádovo okolo 10^{-3} m/s a v hĺbke pod 30 m okolo 10^{-5} (BUJALKA et al., 1973). Tieto štrky a zlepence tvoria spoločne s nadložnými kvartérnymi sedimentmi hydrogeologickú štruktúru s vysokým stupňom zvodnenia. Výdatnosť vrtov sa tu pohybuje okolo 10–26 l/s pri znížení 3,0–7,6 m (l. c.). KULLMAN et al. (1978)

na základe bilančných prác v mezozoiku Malej Fatry a Žiaru predpokladá prestup podzemných vôd do kotliny v hodnote asi 100 l/s. Optimálne podmienky prestupu sú v oblasti Kláštora pod Znievom, pričom časť vôd prestupuje do neogénnych štrkov kotliny. Severnejšie, smerom k doline Valčianskeho potoka, hydrogeologické pomery neogénnych sedimentov a ich vzťah k podzemným vodám prestupujúcim z oblasti priľahlých pohorí nie sú detailnejšie objasnené. Predpokladá sa tu ešte výskyt karbonatických štrkov (BUJALKA et al., 1973) pod kvartérnymi sedimentmi, ktorý môže zabezpečiť komunikáciu s podzemnými vodami okrajových pohorí. Severne od doliny Valčianskeho potoka vystupujú v podloží kvartéru v podstatnej miere už iba nepriepustné vápnité íly martinských vrstiev s prípadnými izolovanými pruhmi polymiktných štrkov bez širšieho obehu podzemných vôd v neogénnych sedimentoch. K väčšiemu prestupu podzemných vôd z pohoria by mohlo dôjsť do bazálnych štrkov na okraji kotliny pri styku s kryštalinikom.

Podzemné vody kvartéru sú viazané na deluviálne, proluviálne a fluválne sedimenty, ktorých litologický charakter je pomerne rôznorodý. Pre akumuláciu podzemných vôd sú najvýznamnejšie fluválne sedimenty Váhu a Turca.

Šírka riečnych náplavov Váhu dosahuje pri vstupe rieky do Turčianskej kotliny 3,0–3,5 km. Štrkovité náplavy poriečnej nivy dosahujú mocnosť až 17,0 m, priemerne však okolo 8,0 m. Tvoria vcelku veľmi priaznivé prostredie na akumuláciu a obeh podzemných vôd a sú prevažne veľmi vysoko zvodnené. Koeficient filtrácie sa pohybuje rádovo okolo 10^{-3} . Výdatnosť vrtovej kôľšice od 2,0 do 43 l/s, v oblasti Sučany – Vrútky dokonca od 35,0 do 50,0 l/s. Znižovanie priepustnosti štrkových náplavov je iba v miestach vyústenia náplavových kužeľov bočných prítokov, ktorých materiál je oproti vážskemu menej vytriedený a opracovaný, ale viac zahlinený. V poriečnej nive Váhu kolísanie hladiny podzemných vôd závisí od atmosferických zrážok, vplyvu tokov a prestupu podzemných vôd z okolitých území (BUJALKA et al., 1973). Podzemné vody majú v priebehu roka pravidelný jarný nástup hladín s občasným letným maximom a jesenným poklesom. Podľa výsledkov dlhodobého pozorovania možno konštatovať, že hlavný vplyv na režim podzemných vôd v prevažnej časti poriečnej nivy Váhu majú atmosférické zrážky. Najvýraznejšie sa tento vplyv prejavuje v miestach najviac vzdialených od povrchových tokov, napr. medzi Priekopou a Sučanmi, kde sa spravidla prejavuje iba jarné maximum a potom nasleduje obvykle iba pokles. Hladina podzemných vôd je tu až 7,2 m pod terénom a rozkyv hladiny je okolo 3,0 m. Blízkosť tokov sa však prejavuje v menšom rozkyve hladín 1,75 až 2,16 m a v menšej hĺbke hladiny podzemnej vody (4,8–5,3 m). Okrem zrážok sa môže čiastočná dotácia prejavovať aj z náplavových kužeľov bočných prítokov, ktorých materiál je však menej priepust-

ný. Režim podzemných vôd bol celkove značne ovplyvnený vodnými dielami na Váhu, ktoré spôsobili pokles hladiny podzemných vôd. Preto hladina podzemných vôd býva až 8 m pod terénom. Iba v dolnej časti toku a pri styku s poriečnou nivou Turca je hladina v hĺbkach 1–3 m.

K riečnym náplavom Váhu sa z j. strany pripájajú fluvialne náplavy Turca. Poriečna niva dolného toku Turca s. od Příbovíc je pomerne široká, vývoj jeho náplavov je vcelku rovnomerný. Dobrá opracovanosť, vytriedenosť štrkov a nepatrný podiel hlinitej frakcie podmienili vysokú priepustnosť a vhodné podmienky na akumuláciu podzemných vôd. Preto sú fluvialne náplavy Turca s. od Martina veľmi vysoko zvodnené a j. od Martina vysoko zvodnené. Mocnosť náplavov je tu 8,0–9,0 m a mocnosť zvodnenej vrstvy 5,0–6,0 m. Výdatnosť vrtov kolíše v romedzí 3,7–27,5 l/s. Hodnoty koeficientu filtrácie sa väčšinou pohybujú rádo vo okolo 10^{-3} m/s. V celom dolnom úseku Turca tvoria podložie fluvialnych sedimentov nepriepustné neogénne íly (BUJALKA et al., 1973). V tejto časti poriečnej nivy sa prejavuje viac vplyvov na režim podzemných vôd. V prvom rade sú to zrážky, potom vplyv povrchového toku a prestup podzemných vôd z prilahlých terás. Prejavuje sa to nástupom jarných maxim koncom marca až začiatkom apríla, letné maximá sú spôsobené iba povodňovými stavmi. Minimá sú na konci jesene a začiatkom zimy. Hladina podzemnej vody je od 4,40 m až tesne pod terén. Rozkyv hladiny podzemnej vody je 1,8–2,3 m. V najnižšej časti toku Turca možno pozorovať iba čiastočný vplyv rieky na režim podzemných vôd náplavov, a to iba dlhodobých zrážkových stavov (l. c.). V smere proti toku Turca sa mocnosť i priepustnosť náplavov znižuje. V hornej časti Turca sú sedimenty poriečnej nivy pre malú mocnosť a slabú priepustnosť hydrogeologicky málo významné. Aj v priaznivých prípadoch je súčiniteľ filtrácie rádo vo 10^{-5} m/s a výdatnosť vrtov iba desatiny l/s (BUJALKA, 1976). Hladina je plytko pod povrchom, odráža prevažne drenážny účinok Turca. Iba pri občasných záplavách dotuje Turiec svoje najmladšie sedimenty. Približne súhlasné pomery sú pri Dubovom ($k_f = 3,0 \cdot 10^{-5}$ m/s). Zlepšenie hydraulických vlastností náplavov Turca bolo dokumentované v dôsledku lepšieho vytriedenia materiálov pri Ivančinej ($k_f = 8,9 \cdot 10^{-4}$ m/s). V strednej časti toku priepustnosť náplavových štrkov v oblasti Jazernice kolíše, čo charakterizujú hodnoty koeficientu filtrácie od $2,61 \cdot 10^{-5}$ m/s do $1,02 \cdot 10^{-3}$ m/s, v oblasti obce Ďur od $1,6 \cdot 10^{-4}$ do $4,0 \cdot 10^{-4}$ m/s. Pri Socovciach sa priepustnosť lokálne opäť znižuje – priemerný koeficient filtrácie $k_f = 5,0 \cdot 10^{-5}$ m/s a v Ležiachove sa opäť zvyšuje v priemere na $1,1 \cdot 10^{-3}$ m/s. Na základe uvedených rozdielov možno konštatovať, že na výšku priepustnosti zvodnených náplavov vplyva nielen postupný vývoj sedimentov v smere toku, ale aj prínos jemnejšieho a menej vytriedeného materiálu z bočných prítokov vo forme náplavových kužeľov.

Základná hydrogeologická charakteristika geotermálnych vôd podložia Turčianskej kotliny (ZEMBIAK et al., 1987)

Zdroj	Odkúšaný úsek (m)	Tv (°C)	M (mg. l)	CO ₂ (mg/l)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	Mg/Ca	SO ₄ /M	HCO ₃ /Cl
GHŠ-1 Horná Štubňa	1377- 1546	64,0	2603,20	672,3 2	3,67	6,49	-	39,09	49,12	0,51	0,032	24,49
TJ-20 Turčianske Teplice	62- 63,6	44,5	1462,39	200,2	0,88	11,26	39,56	-	48,02	0,49	0,251	93,56
HV-63 Mošovce	-	23,0	1398,98	241,1	1,18	7,10	9,06	-	82,54	0,57	0,08	82,61

Poznámka: Palmer-Gazdove charakteristiky sú vyjadrené v mval %, hydrogeochemické pomery sú vypočítané z mval % · l⁻¹.

Pozdĺž Váhu a Turca sú vyvinuté stredné a vysoké terasy a im zodpovedajúce náplavové kužele. Pre značné zahĺnenie štrkových akumulácií, ich malý plošný rozsah a ich vysunutú pozíciu oproti eróznej báze nemajú vlastné podmienky na akumuláciu podzemných vôd, a preto sú väčšinou stredne až nízko zvodnené. Medzi strednými terasami je výnimkou iba rozsiahla martinská terasa. Rozsah terasy a priepustnosť štrkov aj napriek ich pozícii umožnili jej vysoké zvodnenie. Jej štrky charakterizuje koeficient filtrácie s hodnotami $1,68 \cdot 10^{-3} - 4,75 \cdot 10^{-5}$ m/s (TUŽINSKÝ, 1967). Značné rozdiely v priepustnosti štrkov poukazujú na ich nehomogénnosť. Dopĺňanie podzemných vôd je tu v podstatnej miere zo zrážok a treba uvažovať i s menším dopĺňaním z potoka Jordan. Podľa pozorovania hladín podzemných vôd výrazná dotácia je v jarnom období, potom hladina dosť pravidelne klesá (BUJALKA et al., 1973). Hladina je hlboko poklesnutá (13 až 14 m pod terénom) a jej rozkyv je okolo 1 m. Terasa je odvodňovaná prevažne do poriečnej nivy Turca, pri vyšších stavoch čiastočne napája aj potok Medokýš.

Hydrogeologický charakter fluvialných sedimentov prítokov Turca je značne variabilný. Náplavy Žarnovice v hornej časti toku majú malú mocnosť a vrty v nich boli prevažne negatívne. Od Turčianskych Teplíc až po sútok Turca ich mocnosť kolíše okolo 4,5–5,0 m. Sú dobre zvodnené, čo charakterizuje koeficient filtrácie v hodnote $1,5 \cdot 10^{-3}$ m/s, s výdatnosťou vrtov okolo 12,0 l/s, pričom pri ústí je priepustnosť veľmi variabilná a koeficient filtrácie má hodnoty rádovo od 10^{-3} do 10^{-5} m/s (BUJALKA et al., 1973).

Hydrogeologicky najvýznamnejšie sú náplavy Suhej Vríce, ktoré vytvárajú s podložnými neogénnymi štrkami jeden zvodnený komplex. Výrazné zvodnenie je najmä do hĺbky 20,0–30,0 m, kde je koeficient filtrácie $2,5 \cdot 10^{-3} - 1,1 \cdot 10^{-3}$ m/s (l. c.).

Významné sú aj náplavy Valčianskeho potoka, Blatnického potoka, Necpalského potoka a Belianskeho potoka s hrúbkami od 2,0 m do 5,5 m. Tvoria ich štrky, ktorých koeficient filtrácie sa pohybuje v intervale $2,2 \cdot 10^{-5} - 4,3 \cdot 10^{-3}$ m/s, pričom pri niektorých vrtoch sa dosiahla výdatnosť nad 10 l/s (BUJALKA et al., 1973).

Fluviálne náplavy ostatných prítokov Turca sú hydrogeologicky málo významné vzhľadom na menší rozsah akumulácií, ich malú mocnosť a nízku priepustnosť. Napriek tomu, že sa do niektorých nívnych sedimentov dostávajú aj väčšie množstvá podzemných vôd z prilahlých terás, malá akumulčná schopnosť náplavov nestačí na ich zadržanie a nie sú vytvorené ani podmienky na ich sústredenú zachytávanie. Vždy vystupujú na povrch a odvádzajú sa drenážou (Trebostovský potok, Bystrička, Pivovarský potok a ďalšie), alebo prestupujú priamo do povrchových tokov.

Z hydrogeochemického hľadiska sú podzemné vody terciéru a kvartéru výrazného typu Ca-HCO_3 s mineralizáciou v j. časti kotliny 250–300 mg/l, v ostatnej časti 500–600 mg/l a miestami aj viac ako 750 mg/l (BUJALKA et al., 1973).

ŠUBA et al. (1987) uvádza pre hydrogeologický rajón QP 033 Paleogén, neogén a kvartér Turčianskej kotliny využiteľné zásoby podzemných vôd v hodnote 800 l/s. Z toho v kategórii C_1 je 97 l/s a v kategórii C_2 373 l/s. Z hľadiska využívania treba v tomto rajóne vyriešiť najmä otázku ochrany podzemných vôd pred priemyselným a poľnohospodárskym znečistením.

Minerálne vody

Prevažná časť prameňov minerálnych vôd je viazaná na okrajové oblasti Turčianskej kotliny. Na priebeh významnej Žiarskej tektonickej línie (GAŠPARIK, 1972) sú viazané uhličité vody v Záturčí, Polerieke, Kaľamenovej, Budiši a Dubovom. Podľa toho, akými horninami táto tektonická línia prebieha, mení sa aj typ vôd. Juvenilný CO_2 vystupujúci po poruche, sa dostáva do styku s vodami cirkulujúcimi v pelitickom neogéne (Záturčie), v mezozoiku alebo v neogéne vo vývoji karbonatických štrkov (Polerieka), prípadne v kryštaliniku a produktoch jeho zvetrávania (Budiš, Dubové, Kaľamenová). Preplynená voda atakuje horniny a nasycuje sa minerálnymi látkami, čím vzniká príslušný typ uhličitých vôd.

Minerálna voda Fatra v Záturčí – Martine je zachytená v pliocénnych piesčitých kolektoroch vrtom BJ-2 hlbokým 909 m v hĺbkovom intervale 98,2–140,5 m. Priepustnosť kolektorov je veľmi malá, čo dokazuje využiteľná výdatnosť vrtu v hodnote 0,5 l/s pri znížení hladiny okolo 13 m (KLAGO, 1970). Predpokladá sa, že infiltračnou oblasťou vody je kryštalinikum Minčolu (HYNIE, 1963), v ktorom sa voda formuje a veľmi pomaly laterálne preniká do jemnopiesčitých kolektorov pliocénu (FRANKO – GAZDA – MICHALÍČEK, 1975). Ide teda o silikátogénnu vodu vadózneho pôvodu, základného výrazného typu Na-HCO_3 s mineralizáciou 8,49 g/l, s obsahom CO_2 1,87 g/l a teplotou 12 °C.

Na pozdĺžnych zlomoch vyvierajú aj pramene uhličitých vôd jv. od Martina. Pramene (Hájsky medokýš, Dolinka) vyvierajúce z neogénu sú typu $\text{Na-Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ s mineralizáciou 2,6–2,9 g/l, obsahom voľného CO_2 okolo 1,7 g/l, s výdatnosťou 2–3 l/min.

Na lokalite Budiš je minerálna voda na plniarenské účely zachytená vrtom B-3 a B-4. Vrt B-3 zachytáva minerálnu vodu v neogénnom pieskovcovo-zlepenčovom súvrství v hĺbke 29,5–55,2 m. Hĺbka vrtu je 59,2 m a jeho výdatnosť pri voľnom prielive 0,26–0,5 l/s vody teplej 14 °C s ob-

sahom CO_2 2,04–2,32 g/l a celkovou mineralizáciou 2,7–3,1 g/l (KLAGO, 1978). Vrt B-4 hlboký 50 m zachytáva minerálnu vodu v hĺbkovom intervale 28,1–48,1 m. Z vrtu voľným prielivom vyteká 2–2,5 l/s vody teplej okolo 13 °C s obsahom CO_2 okolo 2,3 g/l a celkovou mineralizáciou 4,1–4,4 g/l (l. c.). Geneticky ide o zmiešané vody. Silikátogénne vody typu Na– HCO_3 preplynené CO_2 sú geneticky viazané na kryštalinikum Žiaru, miešajú sa s karbonátovo-sulfátogénnymi vodami mezozoika obalovej série Žiaru a riedia sa veľmi slabou mineralizovanými vodami kolektorov (FRANKO – GAZDA – MICHALÍČEK, 1975). Chemicky ide o zmiešaný typ s prevahou Ca– HCO_3 zložky [$\text{A}_2 - \text{A}_1 - \text{S}_1 (\text{SO}_4)$]. Podobnú genézu a chemizmus má aj voda v Dubovom [$\text{A}_2 - \text{A}_1 - \text{S}_1 (\text{SO}_4)$] s mineralizáciou 2,17 g/l s obsahom CO_2 – 2,20 g/l.

Minerálna voda zachytená v andezitových štrkoch vrtom HV-103 medzi Diviakmi a Dubovým je typu Na–Ca– HCO_3 s mineralizáciou 1,8 g/l, s obsahom voľného CO_2 okolo 0,75 g/l, teplotou 25–26 °C a s výdatnosťou pri voľnom prielive 0,2 l/s (BUJALKA, 1976). Je to vadózna voda pravdepodobne prechodného silikátovo-karbonátogénneho typu.

Na lokalite Slovany vyviera prameň studenej (7,5 °C) stredne sírovodíkovej (12 mg/l) vody, typu Ca–Mg– SO_4 – HCO_3 . Voda vyviera z vrchnotriasových (jurských) lumachelových, organogénnych a piesčitých vápencov. Sírovodík vzniká biogénnou redukciovou reakciou síranov, ktoré pravdepodobne pochádzajú z vylúhovaných sadrovcov vyskytujúcich sa v sedimentoch podložného keuperu. Voda je vadózneho pôvodu, prechodného sulfátovo-karbonátogénneho typu (KULLMAN et al., 1978).

Minerálne vody v Turčianskej Štiavničke vyvierajú na tektonickom styku neogénu so sedimentmi mezozoika Veľkej Fatry. To sa odráža aj na ich Ca–Mg–Na– SO_4 – HCO_3 type. Obsah CO_2 je 0,7 g/l a sírovodíka 1,3 mg/l. Teplota vody je 6,5 °C a mineralizácia 3,1 g/l. Sú to vody prechodného karbonátovo-sulfátogénneho typu vadózneho pôvodu, ktoré sa tvoria v karbonátoch mezozoika. Pravdepodobne rovnakú genézu majú aj minerálne vody jv. od obce Podhradie s mineralizáciou 3,6 g/l, obsahom CO_2 0,95 g/l a teplotou 8 °C.

Minerálne vody ostatných lokalít patria ku karbonátogénnemu typu. Sú to vody základného výrazného a nevýrazného Ca–Mg– HCO_3 typu s mineralizáciou 1,66–2,61 g/l a obsahom CO_2 v rozmedzí 0,83–1,65 g/l.

SVAHOVÉ DEFORMÁCIE

Podľa registrácie svahových porúch z rokov 1961 a 1962 bolo mapované územie charakterizované ako územie so sporadickým výskytom svahových porúch (NEMČOK, 1982).

Výskyt svahových porúch je podmienený geologickou stavbou územia, morfológiou terénu, množstvom povrchových i podpovrchových vôd, klimatickými faktormi a v neposlednom rade ľudskou činnosťou.

Svahové deformácie sa vyskytujú v troch skupinách:

1. na úpätí pohoria Veľkej Fatry, s výrazným, často až ostrým reliéfom, sem zaraďujeme zosuvy, nachádzajúce sa na osi Blatnica – Necpaly – Jaseno – Sklabiňa – Turčianska Štiavnička – Nolčovo;
2. svahové deformácie vyskytujúce sa pozdĺž potoka Turiec, na s. svahu Bukoviny a Stráže, z. od Belej a Necpál, pri Martine a Sučanoch;
3. zosuvy a skalné zosypy na v. svahoch Malej Fatry (územia na SZ od Kláštora pod Znievom, veľký zosuv pri Turčianskych Kľačanoch a zosuvy medzi Turanmi a Šútovom.

Tieto tri skupiny svahových deformácií sú viazané na tri samostatné geologické jednotky, navzájom sa odlišujú geneticky a deskriptívne, príčinami vzniku a v neposlednej miere aj vplyvom neotektonických pohybov.

Prvou skupinou sú svahové deformácie lokalizované pozdĺž okrajového zlomového systému – priekopovej prepadliny na západnom svahu Veľkej Fatry. Tieto svahové deformácie vznikajú na hraniciach odlišných tektonických jednotiek – na styku triasových, resp. kriedových „subtatranských“ príkrovov s pliocénou výplňou Turčianskej kotliny v štrkovito-ílovitej fácií a vo fácií bazálnych štrkov. Túto skupinu svahových deformácií charakterizuje prevažne zosúvanie (Necpaly, Folkušová, Blatnica, Sklabiňa), ojedinele rútenie a pomalé blokové zosuvy (Blatnica, Necpaly, Turčianska Štiavnička, Nolčovo). Zosuvy vznikajú na svahoch budovaných skalnými a poloskalnými horninami (dolomity stred. a vrch. triasu), resp. v úlomkovitých nespevnených horninách v ich nadloží.

Dalšou oblasťou vzniku svahových deformácií je oblasť centrálno-karpatského paleogénu, tvoreného striedaním eocénnych ílovcov a pieskovcov s. od Turčianskej Belej po Nolčovo, kde prevládajú svahové deformácie typu zosúvania a rútenia. Zosuvy tejto skupiny vznikajú v ílovitých,

miestami úlomkovitých nespevnených horninách v nadloží intenzívne zvetraných skalných až poloskalných hornín (ílovce, pieskovce, ojedinele až zlepenca). Významnú úlohu pri vzniku zosuvov majú úložné pomery. Vrstevnatosť eocénnych vrstiev je paralelná až subparalelná s povrchom svahov.

Striedanie sa hornín s rôznym, meniacim sa stupňom vlhkosti, a tým i mernej hmotnosti spôsobuje, že zrážkové vody nestačia presakovať vertikálnym smerom, ale stekajú vo vrstvách pieskocov, čo značne narúša prirodzenú rovnováhu (vztlakové sily, zmenená súdržnosť). Na zmenené podmienky reaguje vrchná časť zvetraného súvrstvia narušením stability; gravitačné sily spôsobujú odlupovanie vrstiev a ich zosúvanie podľa ich vrstevnatosti – vznikajú zosuvy. Z toho vyplýva malý plošný rozsah jednotlivých deformácií (v priemere okolo 0,05 km²). V tejto skupine sa zistili len plošné a prúdové svahové poruchy s výraznými morfológickými prvkami, najmä v transportnej akumuláčnej oblasti. Odlučná časť vďaka stále postupujúcej erózii býva morfológicky nevýrazná. Prejavuje sa zvlnením svahu, a najmä pri prúdových typoch (napr. zosuv pri Konskom) má táto časť lepšie zachovanú odlučnú stenu, ktorá je oblúkového tvaru. Výška a sklon odlučnej steny je rozmanitá so zreteľnými okrajmi. Transportná časť býva typická svojím zvlnením s lokálnym zamokrením. Akumulačné časti siahajú na dno údolí, resp. zasahujú zo svahov Veľkej Fatry priamo do Turčianskej kotliny. Šmykové plochy sa vyvinuli prevažne na styku svahových sedimentov s nepriepustným podložím, t. j. v zónach oslabenia ich šmykovej pevnosti (zosuvy pri Turčianskej Štiavnici a Hornom Jasene). Šmyková plocha má spravidla jednoduchý priebeh a iba v odlučnej časti býva viac členená (napr. necpalský zosuv). Ako hlavnú príčinu týchto svahových porúch môžeme označiť neotektonickú aktivitu spojenú s miestnymi klimatickými pomermi. Západné svahy Veľkej Fatry sa vyznačujú nadmerným množstvom zrážok. Antropogénny činiteľ zohral len nepatrnú úlohu. Zosuvy tejto oblasti nie sú sanované, vyskytujú sa väčšinou na pasienkoch a odlučná časť len lokálne zasahuje do lesného porastu. Neporušujú žiadne stavby ani významnejšie komunikácie s výnimkou štátnej cesty pri Necpaloch. Spravidla nemajú nijaký vzťah k povrchovým vodným tokom a nádržiam.

Do tejto skupiny zaradíme i zosuvy v okolí Dolnej Štubne, ktoré sa vyskytujú v nadloží pyroklastík pyroxenických andezitov s vložkami ílov, čo zapríčiňuje oddeľovanie priepustných vrstiev nepriepustnými. Vznikajú tak oblasti s prirodzenými vyvermi vôd. Deformácie majú charakter prúdových zosuvov, sú potenciálne, menšie sú plošné. Zosuv v doline Bielej Vody ohrozuje železničnú trať.

Druhou skupinou sú svahové deformácie vznikajúce v nadloží neogénnej výplne Turčianskej kotliny v štrkovito-ílovitej fácií, resp. v morských íloch a pieskoch. Sem zaradíme svahové deformácie v okolí Valče, Bukoviny,

Žabokriek, Martina, Sučian a v alúviu rieky Turiec. V tejto skupine sú výlučne svahové deformácie typu zosúvania, prípadne tečenia. Vznikajú na svahoch budovaných ílovitými a prachovitými nespevnenými alebo slabo spevnenými horninami, resp. v ílovitých a úlomkovitých nespevnených horninách v nadloží skalných až poloskalných hornín. Zosuvy tejto skupiny sú zväčša upokojené, stabilizované, ale pri nesprávnom zásahu môže nastať ich aktivácia. Prevládajú plošné, menej prúdové tvary, ktoré sú zväčša čerstvé, resp. čiastočne zarastené vegetáciou. Morfológia ich povrchu je spravidla veľmi výrazná, v menšej miere zmenená antropogénnou činnosťou, resp. slabou svahovou eróziou. Výrazné sú najmä odlučné oblasti s pomerne dobre vyvinutými a zachovanými odlučnými stenami rovinného a mierne oblúkovitého tvaru. Výška odlučných stien závisí od sklonu svahu a lokalizácie erózných rýh a potokov. Ostatná časť svahových porúch je rovná, niekedy i stupňovitá s prevýšením okolo 0,5–1 m. Vývery podzemných vôd na zosuvoch tejto skupiny zväčša chýbajú, ale prítomnosť podzemnej vody je badateľná podľa výskytu vlhkomilných rastlín, najmä v depresiách. Pri zosuvoch v okolí obce Valča boli zistené početné pramene, ktoré sú bezprostrednou príčinou ich vzniku. Akumulačná časť býva morfológicky málo zachovaná, napr. zosuvy pri obci Žabokreky, kde čelá sú erodované potokom. Šmyková plocha má pravdepodobne zložený priebeh. Na základe morfológie usudzujeme na ich recentný vek. Čelá zasahujú do vodných tokov a na lokalite Ďanová do vodnej nádrže. Hlavnú príčinu vzniku svahových porúch vidíme v klimatických pomeroch, najmä v nadmerných zrážkach, erózii a antropogénnych činiteľoch. Zosuvy v tejto oblasti tiež nie sú sanované a vyskytujú sa predovšetkým na lúkach a menej na poľnohospodársky obrábanej pôde. Neporušujú žiadne stavby ani významnejšie komunikácie. Spravidla majú úzky vzťah k povrchovým vodným tokom.

Zosuvy a skalné zosypy na východných svahoch Malej Fatry tvoria tretiu skupinu svahových deformácií. Najväčším zosuvom v tejto skupine je zosuv s. od Turčianskych Kľačian. Hlavným činiteľom vzniku svahových pohybov je j., okrajový malofatranský zlom (GAŠPARIK, 1973) poklesového charakteru, ohraničujúci kryštalikum krivánskej časti Malej Fatry od Turčianskej kotliny. Z hydrogeologického hľadiska sa na tomto zlome vyskytujú zvodnené kamenisté až kamenisto-hlinité sutiny, tvorené úlomkami granodioritov so sarmatsko-panónskymi slabo priepustnými tufiticko-ílovitými a ílovito-slienitými sladkovodnými vrstvami. Zlom sa na povrchu prejavuje častými vývermi sutinových vôd, ktoré zapríčiňujú podmáčanie pokryvných deluviálnych hĺn. Toto podmáčanie narúša stabilitu svahov, čo má za následok vznik zosuvov značných rozmerov (pri obci Turčianske Kľačany až cca 1,9 km²). Zosuvy sú recentného veku, potenciálne. V súčasnosti ohrozujú elektrické diaľkové vedenie a prípadne môžu ohroziť aj prívodný kanál z rieky Váh do hydrocentrály. Ich povrch je

zamokrený, vo vlhkých obdobiach na ich povrchu vznikajú i jazierka a odľučná stena je lemovaná početnými prameňmi. Svahové deformácie sa tu viažu na ílovité zeminy s úlomkami nespevnených hornín v nadloží ílovitých poloskalných hornín. Podľa tvaru deformácie ich zaradíme medzi prúdové, menej plošné so zvlneným, intenzívne porušeným povrchom. Deformácie sú čiastočne zarastené vegetáciou a zakryté orbou.

Skupina zosuvov medzi Turanmi a Šúťovom zahŕňa cca 21 zosuvov. Z geologického hľadiska sa tieto zosuvy viažu na pieskocovo-ílovcové súvrstvie stredného až vrchného eocénu. Po litologickej stránke súvrstvie tvoria ílovce striedajúce sa s pieskocami. Vzhľadom na rozdielne geotechnické a hydrogeologické vlastnosti jednotlivých vrstiev tohto súvrstvia vznikali na morfológicky predisponovaných svahoch zosuvy menšieho až stredného rozsahu (od niekoľko sto m² až po 0,5 km² – severne od Šúťova). Tieto deformácie sú zväčša jednoduchého typu, recentné, potenciálne. Zväčša vznikli na pastvinách, neporušujú žiadne technické objekty ani obytné budovy, len niektoré z nich môžu nepriaznivo ovplyvniť cesty a elektrické vedenie. Pramene, ktoré sú spolu s klimatickými faktormi hlavným činiteľom podmieňujúcim vznik zosuvov, sú nevýrazné a prejavujú sa lokálnym zamokrením. Dôležitú úlohu hrajú aj geologické faktory – podobné ako pri zosuvoch medzi Turčianskou Štiavničkou a Nolčovom. Deformácie sú plošné zosuvy s nerovnomerným povrchom. Tvary sú výrazné, zaoblené, miestami pokryté vegetáciou. K pohybu dochádza po zloženej šmykovej ploche. Odľučná stena býva rovná, resp. mierne zaoblená s výraznými okrajmi a zreteľne vypuklým čelom.

Do tejto skupiny zaradíme i lokality v. od Kláštora pod Znievom v doline potoka Vríca atď. Ide tu o rozvodnené zhodné horniny vápencového a dolomitového typu, kde sa vďaka systému diskontinuit vytvárajú vhodné podmienky na vznik svahových porúch typu zasypávania, opadávanie, skalných rútení, prípadne i blokových porúch. Pohyb sa udial buď rútením, alebo zosúvaním po plochách diskontinuit, pokiaľ ich priebeh bol vhodný na vznik šmykových plôch. Dochádza i ku kombinácii rúťového pohybu s klasickým zosúvaním. Najprv sa rútením nahromadí sutinový materiál na hlinito-kamenistých deluviálnych sedimentoch. Po nahromadení kritického množstva sutinového materiálu v dôsledku priťaženia svahových sedimentov a po prevlhčení podložia nastáva zosúvanie. Odľučná stena je výrazná. Transportná časť je zvlnená, akumulácia časť je spravidla rozptýlená v spodnej časti svahu. Šmyková plocha je vyvinutá najmä v spodnej časti ako zložená. V hornej časti má charakter odľučnej plochy.

Ako faktory a príčiny svahových porúch môžeme väčšinou označiť klimatické pomery, najmä nadmerné zrážky, niekedy i eróziu a výnimočne aj ľudskú činnosť, najmä pri realizácii zemných prác. Výskyt niektorých svahových porúch môže súvisieť aj s neotektonickými pohybmi na danom území.

NERASTNÉ SUROVINY

Nerastné suroviny v študovanom regióne majú značné rozšírenie i hospodársky význam.

Zastúpené sú tu predovšetkým nerudné nerastné suroviny, reprezentované najmä stavebnými, hutníckymi a tehliarskymi surovinami, kým rudné suroviny a palivá majú menej významné zastúpenie.

RUDNÉ SUROVINY

Rudné suroviny sa v študovanom území nikde neŕažia. Ich zastúpenie je reprezentované len mineralogickými alebo nepatrnými výskytmi, prípadne sa predpokladá ich ekonomický význam vo vymedzených prognózných územiach.

Prognózne plochy rudných surovín boli vymedzené len v j. časti študovaného územia, budovaného mladotret'ohornými vulkanitmi Kremnických vrchov.

Tieto údaje sme prebrali z vysvetliviek k regionálnej mape ložísk nerastných surovín Kremnických vrchov – LEXA et al. (1989), kde sú podrobne spracované, nebudeme sa preto o nich podrobnejšie rozpisovať. Spomíname ich len kvôli komplexnosti opisu.

Vo vulkanitoch Kremnických vrchov zasahujúcich do tohto regiónu sú zastúpené viaceré rudné typy surovín:

1. Polymetalická mineralizácia

Táto mineralizácia sa predpokladá v rámci perspektívnej plochy kremnického drahokovového poľa, ktorá do tohto regiónu zasahuje svojím severným okrajom. Reprezentuje prognózy žilných drahokovových, resp. drahokovových polymetalických rúd viazaných na mladšie fázy neogénneho vulkanického komplexu (XXXII).

2. Zlatonosná mineralizácia

Predpokladaný výskyt tejto mineralizácie je v blízkosti Remety a viaže sa na prognóznu plochu (XXXVII). Perspektívy tejto mineralizácie sa overujú.

3. Sulfidická mineralizácia

Výskyt impregnačného typu Cu mineralizácie nejasnej genézy, ohraničený prognóznou plochou (XXXVI) medzi obcami Sklené a Remeta. Ekonomický význam je nepravdepodobný.

Rudná mineralizácia bola zistená okrem mladotretohorných vulkanitov i v ďalších typoch hornín.

4. Antimónová + Au mineralizácia

O tejto mineralizácii uvažujeme v migmatitizovaných pararulách pohoria Žiar. Ako uvádza FIALA (1931), bola zistená pri obci Sklené (125) v kameňolome založenom v týchto horninách a v tom čase činnom. Podľa údajov uvedeného autora bol mu poskytnutý kúsok rýdzeho zlatonosného antimónu, ktorý našli robotníci medzi drveným kameňom v tomto lome. Bližšie zmienky o tomto výskyte nie sú.

Z exogénnych rudných typov bola v regióne zistená mangánová a gibbsitovo-diasporová mineralizácia.

5. Mangánová mineralizácia

Bola zistená vo vápнитých íloch eocénu medzi Horným Kalníkom a Záborím (35) v odkryve poľnej cesty (GAŠPARIK, 1972, 1975, 1987). Polohy nepravidelne rozpadavých svetlosivých, veľmi jemnopiesčitých vápнитých ílov, striedajúce sa s polohami ílov hrdzavej farby mocných cca 10 cm. Tieto bridličnaté íly prechádzajú do tmavých, tmavosivých až čiernych ílovcov so zvýšeným obsahom mangánu. V súvrství bolo možné sledovať tenké polohy mikritového manganolitu. Analýza odobraných vzoriek ukázala 12,6–15,9 % MnO₂. Ďalší výskyt bol v blízkosti Dolného Jasena v záreze novej cesty. Aj tu vystupovali v odkryve tmavosivé až čierne vrstvičky pelitov so zvýšeným obsahom mangánu. Prognózy neboli vyznačené, výskytu mangánu by sa však žiadalo venovať primeranú pozornosť.

6. Gibbsitovo-diasporová mineralizácia

Bola zistená v egenburských štrkozlepencoch vo vrte GT-12 pri Valči (44), (GAŠPARIK – MIKO – ŽÁKOVÁ, 1989). V intervale vrtnu 120,0–124,0 m v karbonátových štrkoch je poloha hnedočervených bridlíc bauxitového charakteru. V ich ílovej frakcii prevláda podľa DTA a RTG analýzy gibbsit a diaspor s kremeňom, prímiesou dolomitu, illitu, böhmitu a goethitu.

7. Scheelitová mineralizácia

Scheelit (popri iných ťažkých mineráloch) bol zistený pri šlichových prácach v potokoch pohoria Žiar (MIKO – PULEC, 1981). V študovanom regióne to bolo vo v. časti pohoria na týchto lokalitách: s. od Skleného v Hlbokej doline (125a), v potoku Háj (126a) a vo Veľkej doline jz. od Dubového (119a).

LIGNIT A HNEDE UHLIE

Na základe paleogeografických štúdií v oblasti Turčianskej kotliny možno vyznačiť litofaciálnu oblasť na vyhľadávanie pevných palív. K tomuto vyznačeniu prispelo geologické mapovanie, niekoľko mapovacích vrtoch a rýh. Polohy uhoľných ílov, lignitov, prípadne hnedého uhlia boli nájdené v niekoľkých mapovacích vrtoch a v ťažobni martinskej tehelne. Južne od Martina v obci Trebostovo boli zistené v studniach i vo vrtoch 0,50–1,10 m polohy lignitového uhlia. Vo vrte v. od dediny, pri škole, bolo navŕtané uhlie v hĺbke 12,00–12,50 m v štrkových horizontoch, ktoré pokračovali do hĺbky 25 m. Od tejto hĺbky boli vápnité tmavosivé íly so sladkovodnou faunou. Podobne vo vrte na rohu kaštieľa pri križovatke ciest bolo v intervale vrту 30,0–33,0 m navŕtané uhlie – jadro uhlia mocné 1,20 m. Táto poloha bola v pevných vápnných íloch až ílovcoch s makrofaunou. I vo vrte GT-11, ktorý sa realizoval v. od obce Trebostovo, boli zistené polohy zemitého drevitého lignitu v intervale 20,30–21,50 m v polohe polymiktných štrkov. Nad lignitom je 30 cm poloha vrstevnatých ílov tvorených vrstvičkami svetlejšej i tmavšej farby. Ďalší horizont zemito-drevitého lignitu bol navŕtaný v hĺbke 90,10–90,40 m. Na báze uhlia sú biele štrky, lokálne zaílované, v nadloží silné piesčité íly až ílovce s úlomkami makrofauny s preuhoľnatenými rastlinnými zvyškami.

Analýzy uhlia ukazujú tieto hodnoty: (skúšobný list GP-SNV č. 1553/86):

	GT-11	
	21,30–21,50	90,10–90,40
voda %	24,69	23,59
popol %	9,75	12,57
horľavina %	65,56	63,84
prchavá horľavina %	36,25	33,86
nepchavá horľavina %	29,31	29,98
spalné teplo MJ	18,01	17,15
výhrevnosť MJ	16,56	15,79

V mapovacom vrte GT-3 z. od Blatnice v blízkosti Hájika pri kóte 510,8 m, v hĺbke 144,00–145,80 m bola zistená poloha drevitého lignitu v tmavosivých plastických íloch. Poloha lignitového uhlia na strope i na báze je dosť premiešaná s plastickými ílmi. Analýza vzorky uhlia ukázala tieto kvalitatívne hodnoty: pri 30 % obsahu vody 16,5 % popola a výhrevnosť 12,81 MJ (3060 kcal). V roku 1979 bol urobený vrt v Mošovciach pri kúpalisku v areáli campingu (MV-1/1). V hĺbke 7,4–10,0 m (2,6 m) sa zistil tmavosivý drevitý lignit s takýmito hodnotami zo vzorky v pôvodnom stave: voda 41,75 %, popol 14,35 %, horľavina 43,9 %, prchavá horľavina 24,91 %, neprchavá horľavina 18,99 %, spalné teplo v MJ 11,26, výhrevnosť 9,71 MJ. Vzhľadom na technológiu vrtania vzorka bola rozdrvená a premiešaná s ílom. Výsledky laboratórneho spracovania sú preto iba orientačné.

Ďalšou lokalitou, na ktorej sa vyskytuje uhlie, je Laclavá pri Borcovej. V roku 1965 sa v blízkosti osady realizoval vrt RH-1. Podľa dokumentácie vrtu mocnosť slojového pásma bola od 10,10 do 20,30 m (10,20 m). Vzorka odobraná z haldy vrtaného jadra vykazuje popolnatosť až 72,96 % v bezvodom stave, z čoho vyplýva veľmi malé spalné teplo i výhrevnosť. Ďalších 7 vzoriek z tohto vrtu bolo vybraných zo vzorkovnic, ktoré ukázali tieto chemicko-technologické parametre: pôvodná voda 38–54 %, popol v bezvodom stave 8,40–33 %, výhrevnosť v dodanom stave 6,3 až 11,3 MJ. Ide o hnedouhoľné hemitypy s počiatočným štádiom fosilizácie (na rozhraní rašelina – lignit). Treba pripomenúť, že ide o vybrané vzorky, ktoré nie sú celkom vierohodné.

Južnejšie v kotline v blízkosti Veľkého Čepčína pri vrtoch vykonávaných na zostavenie geologickej mapy (1958) bol zistený vo facií vápnicových ílov a na báze štrkovito-ílovitého súvrstvia v hĺbke 80 m (vrt TK-II) sloj drevitého lignitu s mocnosťou 1,50 m. Faciálny vývoj najmä na báze štrkovito-ílovitého súvrstvia charakterizujú hojnejšie polohy uhoľných ílov a lignitov, svedčiacich o kolísavom stave vôd a močaristých periódach s možnosťou vzniku lignitických slojov. Veľké a rýchle faciálne zmeny, najmä hojné štrkové polohy naznačujú nie veľmi rozsiahle slojové pásmo. Menšie ťažiteľné ložiská by sa mohli vyskytovať v j. časti kotliny.

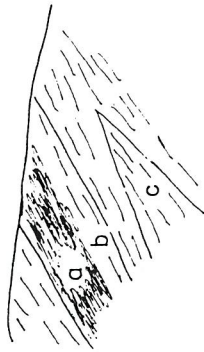
V severnej časti kotliny sú vyvinuté svetlosivé bridličnaté íly s polohami zbridličnatených piesčitých ílov hrdzavej farby. V tomto ílovom komplexe (tehelňa Martin) sa vyskytujú polohy tmavosivých až čiernych uhoľných ílov s nahromadením rastlinných zvyškov, v ktorých sú 5–30 cm vrstvy drevitého lignitu. V tmavosivých vápnicových íloch sú vrstevné polohy bohaté na makrofaunu. V čase dokumentovania tehelne v Martine boli v prevádzke tri etáže.

Na základe získaných výsledkov regionálneho výskumu boli vyznačené dve oblasti možného výskytu hnedého uhlia. Ide o oblasť v okolí Trebostova

TEHELŇA MARTIN (SEVERNÁ ČASŤ)

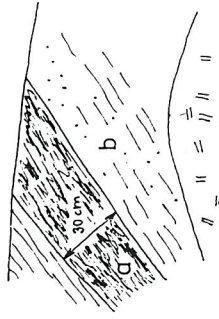
Zostavil: J. Gašparík, 1988

spodná etáž



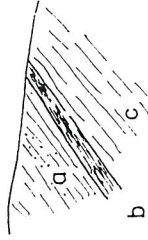
- a – lignit
- b – čierne uhoľné íly
- c – tmavosivé vápnité íly s faunou

stredná etáž



- a – lignit (30 cm)
- b – hrdzavolínové, veľmi jemné ílovité piesky, až piesčité íly
- c – íly

vrchná etáž



- a – svetlosivé bridličnaté vápnité íly s polohami piesčitých bridličnatých ílov – hrdzavej farby
- b – lignit (5 cm)
- c – tmavosivé až čierne uhoľné íly

(XI), kde boli zistené polohy lignitického uhlia v studniach obce, ako aj vo vrtoch robených na rôzne účely, napr. vrtom pri škole v hĺbke 12 m sa zistila 80 cm poloha uhlia. V záhradnom priestore na rohu kaštieľa bolo z hĺbky 30 m vyťahnuté jadro lignitického uhlia (1,20 m). Ďalším miestom s lignitickým uhlím bol vrt GT-11. Boli ním navŕtané 2 polohy, a to v hĺbke 21,30–21,50 a 90,10–90,40 m. Analýza uhlia je uvedená v predchádzajúcej kapitole. Číselné prognózy neuvádzame vzhľadom na malé mocnosti týchto polôh. Geologický prieskum Spišská Nová Ves uvedenú lokalitu preveruje prieskumnými vrtmi.

Ďalšiu prognóznou oblasť sme vyčlenili v okolí vrtu GT-3 (Socovce), vrtov GT-8 a GT-9 (Manín pri Mošovciach), kúpalisko Mošovce (vrt V-1), smerom na Malý Čepčín (vrt I–II) a Laclavú vrt RH-1 (XXII). Celé toto prognózne územie je opísané pri hodnotení jednotlivých miest výskytu lignitického uhlia. Prognózy neboli vyčíslené vzhľadom na nepravidelnosť výskytu a malé množstvo technických prác.

RAŠELINA

V Turčianskej kotline sa na viacerých miestach vyskytujú rašeliniská. Boli nájdené v aluviálnych náplavoch Blatnického potoka, a to j. od Ďanovej (7). Toto nálezisko je čiastočne vyťažené, na mieste ťažby je napustené jazero na chov rýb. Ďalšou vyťaženou lokalitou je územie jv. od Príboviec. Aj táto lokalita sa pripravuje na chovné účely pre rybné hospodárstvo.

Severne od Lehôtky (11) bolo nájdené staré opustené miesto ťažby rašeliny v alúviu rieky Turca. Zasahuje do ústia malého nepomenovaného potoka. Menšie opustené rašeliniská boli nájdené s. od Ondrašovej (9, 10). Vyťažené rašeliniská sú tiež sv. od Ivančinej.

Prognózy týkajúce sa rašeliny sa na mape nevyznačovali, pre nedostatok zistených údajov na ich vyčlenenie, a špeciálne práce na ich overenie sa nerobili.

NERUDNÉ NERASTNÉ SUROVINY

Nerudné nerastné suroviny v študovanom regióne majú značný význam, a to nielen pre širokú škálu svojho zastúpenia, ale aj pre svoju hospodársku dôležitosť.

Viazané sú predovšetkým na kryštalinikum paleozoika a na karbonátové komplexy, či už vápence, alebo dolomity viacerých tektonických jednotiek mezozoika, najmä stredného triasu, ale aj na útvary paleogénu, neogénu a kvartéru.

Suroviny sa ťažili, alebo aj v súčasnosti sa ťažia v mnohých kameňolomoch, štrkovniach, pieskovniach, často nakopených husto vedľa seba, preto niektoré, najmä opustené, sme do mapy nezakresľovali.

Suroviny sú opísané podľa ich hlavného použitia s odvolaním sa na ich lokalizáciu na mape.

V rámci tejto práce nepôjdeme pri jednotlivých opisoch ložísk a miest výskytu do detailov, pretože vo väčšine prípadov sú tieto suroviny detailne zhodnotené v rozsiahlych správach na základe vykonaných prieskumných prác, na ktoré upozorňujeme v texte i v literatúre.

Stavebné suroviny

Stavebné suroviny majú v tomto regióne pomerne veľké rozšírenie i značný hospodársky význam.

Viažu sa na širokú škálu hornín od paleozoika až po najmladší terciér a kvartér a reprezentujú ich viaceré druhy týchto surovín.

Drvené kamenivo a stavebný kameň

a) Granodiority a granity

Paleozoické granodiority majú na študovanom území značné rozšírenie. Vystupujú najmä v s. časti Lúčanskej Malej Fatry, v menšom rozsahu i v pohorí Žiar.

Najintenzívnejšie sa ťažia a ťažili najmä pri Vrútkach, kde je v nich založených viacero kameňolomov.

Najvýznamnejšie sa nachádzajú sz. od Vrútok na lokalite Dubná Skala (1), kde asi 300 m z. od cesty Žilina – Martin v údolí Dzuránovho potoka je po oboch stranách údolia intenzívna ťažba.

Severný kameňolom je jednoetážový s rozmermi š. 100 m, v. 120 m, južný kameňolom, v ktorom sa v súčasnosti sústreďuje ťažba, je dvojetážový – š. 200 m, v. 120 m.

Ťaží sa tu sivý biotitický granodiorit, pevný, celistvý, stredno- až hrubozrnný, miestami s aplitovými alebo pegmatitovými žilami. Hornina je výrazne rozpukaná s rôznymi smermi puklín, s blokovitým rozpadom rôznych veľkostí.

Na charakteristiku fyzikálno-mechanických vlastností uvádzame výsledky reprezentatívnej vzorky podľa pasportu Inventarizácie ložísk stavebných surovín z r. 1971, zo severného lomu.

Merná hmotnosť – 2645 g/cm³, objemová hmotnosť – 2,62 g/cm³, pórovitosť – 0,95 %, hutnosť – 99,05 %, hmotnostná nasiakavosť – 0,38 %, objemová nasiakavosť – 1,00 %, mrazuvzdornosť – 0,17 %, trvanlivosť – 0,51 %, otlk – 30,24 %, náraz v KD_R – 0,64 %, melenie – 820 v kpcm/cm³, priľnavosť k živiciam – A-80-3, A-100-3, A-150-3, obsah síry – 0,05 %, pevnosť v tlaku po vysušení – 1535 kp/cm², obrus (Amsler) – 0,161 cm³/cm².

Používa sa ako hutné drvené kamenivo I. tr. (cca 70–80 % suroviny), kryty a podklady vozoviek, lomový kameň. Ťažba nad 100 000 m³ ročne.

Geologické zásoby 10 440 141 m³, z toho v kat. C₁ – 2 305 876, C₂ – 51 144 101 (FRNČO, 1965).

V pohorí Žiar, na jeho v. výbežkoch, sa nachádza niekoľko menších, dávno opustených kameňolomov, založených v dvojsľudových granitoch.

Jeden z kameňolomov sa nachádza asi 1,5 km jz. od obce Dubové v údolí potoka Besná (109).

Íde o masívne nepravidelne intenzívne dopukané žuly, ktoré sa ťažili najmä ako stavebný a regulačný kameň pre najbližšie okolie a ako cestný štrk rôznych frakcií.

Ďalší z opustených kameňolomov v týchto horninách sa nachádza z. od obce Rudno, kde sa hornina ťažila na podobné účely ako v predchádzajúcom kameňolome (101).

b) Kryštalické bridlice

V týchto horninách na území regiónu sa nachádza jeden menší, dávnejšie opustený kameňolom, a to s. od obce Sklené v Hlbokej doline (124).

Surovinu tu predstavujú migmatitizované pararuly, hrubozrnné, miestami strednozrnné, dvojsľudové, ale prevažne biotitické. Miestami možno pozorovať usmernú textúru. Ťažili sa predovšetkým ako drvené kamenivo rôznych frakcií na stavbu ciest.

Pri prognózovaní týchto hornín ako stavebných surovín najvhodnejšie parametre vykazujú malofatranské granodiority tak Lúčanskej, ako aj Krivánskej časti Malej Fatry. Celý komplex týchto hornín možno hodnotiť z tohto hľadiska kladne. Vymedzujeme tu dve prognózne plochy. Je to jednak územie predpolia kameňolomu Dubná skala v najsevernejšej časti Lúčanskej Malej Fatry (označujeme ho I.), jednak územie na j. svahoch Krivánskej Malej Fatry, kde sa tieto suroviny v minulosti ťažili vo viacerých dnes už opustených kameňolomoch, konkrétne z. od obce Lipovec (označujeme ho II.). Granity Žiaru, pretože nemajú také vhodné technologické parametre, sú z hľadiska prognózy menej významné. Vymedzujeme len plochu pri Dubovom (XXIX.).

c) Andezity, ryolity a ich tufy

Vulkanické horniny vystupujú len v j. časti opisovaného regiónu, kde budujú s. výbežky Kremnických vrchov, lemujúcich j. okraj Turčianskej kotliny.

Zastúpené sú najmä andezitmi a ich pyroklastikami viacerých formácií, v menšom rozsahu aj inými vulkanickými produktmi bádenského a sarmatského veku.

Ako suroviny sú významné predovšetkým andezity turčeckej formácie, ktoré sa najmä v minulosti ťažili na viacerých miestach.

Jeden z najvýznamnejších kameňolomov sa nachádza asi 1,5 km na V od Hornej Štubne (122), na výbežkoch kóty Špičiak. Tam je založený hlavne v sivých pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických hrubozrnných andezitoch porfýrickej štruktúry, prípadne v sivofialových, ružovkastých andezitoch, ktoré sú viac zvetrané a majú aj horšie technologické vlastnosti ako predchádzajúci typ. Mineralogicky sú však oba opísané typy totožné. Hornina sa vyznačuje dobrou doskovitou až lavicovitou odlučnosťou.

Na ložisku sa realizovalo niekoľko etáp prieskumu (ŠOUBA, 1956; KRÁĽ – FLIMEL, 1960; MUŠÁK – KOZÁČ – BARKÁČ, 1969). Ložisko je viazané na lávový prúd dĺžky 1 700 m, max. šírky 700 m a hrúbky 70 m. Okrajové časti prúdu tvorí lavová brekcia.

Chemické zloženie suroviny je na základe orientačnej analýzy horniny takéto: SiO_2 – 57,03, Fe_2O_3 – 8,57, Al_2O_3 – 23,67, TiO_2 – stopy, MnO – 0,16, CaO – 4,10, MgO – 3,48, S – 0,32, Na_2O_3 – 1,20, K_2O – 0,70 (kat. anal. chémie VŠB Ostrava).

Fyzikálno-mechanické vlastnosti sa overovali technologickými skúškami na mnohých vzorkách z vrtov, rýh, ťachtíc a zásekov. Niektoré uvádzame.

	V ₁ 0–20 m	Šach. 2	R-1	Zás. č. 1
merná hmotnosť	2,77	2,68	2,72	2,66
objemová hmotnosť	2,57	2,39	2,61	2,51
pórovitosť		10,82	4,04	
nasiakavosť v %	1,87	6,24	1,23	2,41
objem. nasiakavosť	4,86	14,91	3,21	6,07
mrazuvzdornosť	0,46	0,50	0,15	0,15
obrus cm^3/cm^2		0,277		
stupeň rozdrvenia	1,83	2,53	2,04	2,09
pevnosť v tlaku		388,67		
		462,84	340,09	746,48

(Skúšky Čs. st. silnice Brno, 1956).

Výsledky chemických a technologických analýz v ďalších etapách prieskumných prác preukázali podobný rozsah.

Červenkastý andezit je pórovitejší, s menšou pevnosťou v tlaku, s väčším percentom otlku a menšou mrazuvzdornosťou. Sivý andezit je tiež dosť pórovitý, s malou mrazuvzdornosťou a otlkom v bubne Z. A., prevyšujúci percento, na základe ktorého by mohla byť surovina začlenená najviac do II. akostnej triedy, prípadne by mohla byť vyradená na akékoľvek použitie.

Hornina sa používala na výrobu drveného kameniva rôznych frakcií a na výrobu cestných krajníkov, obrubníkov a lomového kameňa aj napriek uvedeným vlastnostiam. Zásoby k r. 1968 boli okolo 8 mil. m³ v kat. B (MUŠÁK, 1968). V lome sa ťažilo do r.1980.

Ďalšie kameňolomy založené v andezitoch sa nachádzajú sz. od Dolného Turčeka (130) a pri Dolnej Štubni (117, 118, 120, 121). Andezit je prevažne sivý, výrazne doskovitý. Surovina sa používala pri stavbe tunajšej železničnej trate ako železničný štrk. Lomy sú už opustené, bez perspektív.

Okrem andezitov z vulkanických hornín sa ako stavebné suroviny využívajú aj ryolity a ryolitové tufy.

V ryolitových tufoch je známe miesto ťažby pri Hornej Štubni asi 500 m j. od obce na jz. kóte Špičák (123).

Príležitostne sa tu ťažia sivé, mierne žltkasté ryolitové tufy, miestami s limonitovými zátekmi v puklinách. Surovina sa používa na stavebné účely – do malty, na omietky. Na základe výsledkov prieskumných prác, ktoré vykonal Geologický prieskum Spišská N. Ves (ŠUBJAK, 1961; FLIMEL, 1962), boli tu vypočítané aj zásoby týchto surovín, a to v kategórii C₂ – 8 959 000 m³.

Ďalšie ložisko týchto surovín sa nachádza pri Hornom Turčeku – Na piesku (128).

Ložisko leží 2,5–3 km s. od H. Turčeka. Vyhľadávací prieskum realizovali DOMANICKÝ – KOZÁČ (1970). Ide o mierne uklonený lávový prúd ryolitu s mocnosťou do 130 m, ktorý tvorí vo vrchnej časti felzitický až felzosférolitický ryolit ružovej farby, v spodnej časti svetlý silne pórovitý až pemzovitý ryolit (v záverečnej správe o VP mylne označený ako ryolitový tuf). Rozmery ložiska sú 750 x 2000 x 125 m, skrývku predstavujú hliny a sutiny s mocnosťou 2–3 m.

Chemické zloženie:

SiO ₂	72,43–75,04	TiO ₂	0,13–0,22
Al ₂ O ₃	13,01–13,65	SO ₃	0,01–0,02
Fe ₂ O ₃	1,32– 1,88	P ₂ O ₅	0,08–0,09
CaO	1,26– 1,82	MnO	0,09–0,13
MgO	0,10– 0,30	K ₂ O	4,30–4,78
FeO	0,22– 0,37	Na ₂ O	3,20–3,80

Fyzikálno-mechanické vlastnosti:

objemová hmotnosť	2 080	-2 380
merná hmotnosť	2 465	-2 541
nasiakavosť	1,70-	6,90
pórovitosť	4,0 -	17,53
hutnosť	82,47-	96,00
strata hmotnosti pri zvetrávaní	0,03-	1,68
strata hmotnosti pri zmrazení	0 -	1,64
pevnosť na tlak za sucha	90 -	119
pevnosť na tlak po nasiaknutí	66 -	106
pevnosť na tlak po zmrazení	60 -	107
otlk	27,64-	54,38

Surovina je vhodná na výrobu hutného drveného kameniva III. triedy, ako kameň na murivo a stavebné účely I. a II. triedy. Časť s väčšou blokovitou odlučnosťou sivobielej farby možno rezať na obkladové dosky.

Zásoby suroviny boli odhadnuté v kategórii C II na 17 750 304 m³, a v kategórii P na 18 506 752 m³.

Z hľadiska prognóz si zaslúžia pozornosť predovšetkým andezitové a ryolitové horniny. V andezitoch vymedzujeme prognózne plochy na troch miestach (LEXA et al., 1969):

Plocha v. od Hornej Štubne (XXXI) je vymedzená ako rozsah lávového prúdu anfibolicko-pyroxenického andezitu. Plocha nadväzuje na prieskumom overené zásoby. Fyzikálno-mechanické vlastnosti zaraďujú surovinu medzi kamenivo nižšej kvality.

Asi 1,2 km z. od Turčeka (XXXIV.) sa nachádza plocha vymedzujúca lávový prúd toho istého typu andezitu ako na predchádzajúcej lokalite. Fyzikálno-mechanické vlastnosti sú podobné ako pri ostatných prúdoch tejto oblasti.

Ďalšia plocha sa nachádza na návrší s. od Turčeka (XXXV.). Ide o jazykovitý lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu pomerne veľkej mocnosti (do 50 m).

Prognózna plocha (XXXIII) nachádzajúca sa asi 2,5 km sz. od Turčeka ohraničuje extruzívne teleso ryolitu jastrabskej formácie. Predpokladá sa výskyt felzitického ryolitu blokovej odlučnosti ako na lokalite (128).

Dolomity

Tieto horniny vystupujú len v okrajových častiach opisovaného regiónu, a to na Z, kde budujú v prevažnej miere v. svahy Lúčanskej Malej Fatry a Žiaru a na v. okraji západné svahy Veľkej Fatry. Význam majú predovšetkým ako stavebné

suroviny ťažené vo forme drveného kameniva, ktoré prakticky poskytujú najmä stredotriasové dolomity, najmä hronika a silicika, v menšom rozsahu i veporika a tatrika. Na okrajoch Malej Fatry sa v poslednom období tieto horniny popri hlavnom použití na hutnícke účely v najväčšom rozsahu na stavebné účely ťažia v kameňolome Kľačany pri Šútove (5a).

Kameňolom sa nachádza v Šútovskej doline asi 20° sz. od starej vápenky. Lom je stenový, 300 m dlhý, s tromi etážami.

Ide o masívne až náznakovo vrstevnaté svetlosivé dolomity skalného charakteru, silne dopukané a rozpadavé na štrk, piesok až múčku. Miestami majú brekciovitý charakter. Patria k anisu chočského príkrovu.

Ťažba sa začala v r. 1956 a ročná ťažba je 500–700 tis. ton, najmä na hutnícke účely, ale značný podiel ide na prípravu omietacích materiálov, výstavbu ciest a kamenivo na betonárske účely (ČSN 72 1511). Zásoby kategórie C₂ – 2 232 tis. ton (ARENDÁRIK, 1967).

Ďalšou významnou lokalitou drveného dolomitického kameniva je oblasť Kláštor pod Znievom v pohorí Žiar, najmä j. od obce na svahoch kláštorného kopca, ako aj kóta Veľké Stráne.

Ide tu o wettersteinské ladinské dolomity hronika, silicika, ktoré tu budujú rozsiahle územia, najmä z. od spomenutých dvoch kót.

Založených je viacero menších i väčších kameňolomov, zväčša opustených alebo s občasnou ťažbou.

Dve opustené miesta ťažby sú na v. úpätí kláštorného kopčeka. Väčší lom založený vyššie má rozmery 60 x 40 m, dolný 30 x 20 m.

Surovina sa ťažila na stavebné účely. Dnes sú lomy uzavreté, kvôli ochrane vzácnej pamiatky – premonštrátskeho kláštora z r. 1524, založeného Bénom IV.

Ďalšie 3 kameňolomy sú na v. svahu k. Veľká Stráňa. Dva menšie sú opustené (56) a v ďalšom, na jv. úpätí – v lome s rozmermi 100 x 8 m – sa občas ťažia svetlé, sivé i ružové dolomitické štrky a piesky na stavebné účely pre širšie okolie (157).

Pretože ide o významnú lokalitu dolomitov, venoval jej pozornosť aj geologický prieskum. Jeho cieľom bolo zhodnotiť kvalitu týchto dolomitov a všetky možnosti ich využitia. Keďže ide o reprezentatívnu lokalitu ladinských dolomitov, ktoré sú súčasťou hronika aj silicika, opíšeme ju podrobnejšie, lebo zistené parametre majú v týchto dolomitoch všeobecný charakter, ktorý možno aplikovať na blízke kameňolomy založené v tejto litostratigrafickej jednotke.

Geologickoprieskumné práce prebiehali asi 1 km j. od Kláštora pod Znievom na k. Veľká Stráňa a na južnejšej a nepomenovanej kóte (55).

Práce sa uskutočnili v dvoch etapách – v rokoch 1965–1968 a v rokoch 1975 až 1976.

V rámci I. etapy prieskumu Turiec – dolomity sa surovina sledovala z hľadiska možnosti jej použitia v hutníctve, v keramike a na výrobu filtračného materiálu. Na základe použitia plytkých prác boli vypočítané i zásoby v kategórii C₂ – okolo 35 mil. t – a surovina bola hodnotená ako homogénna a vhodná na uvedené účely.

Cieľom II. etapy prieskumných prác bolo zistiť a overiť možnosti použitia suroviny ako kameniva na stavebné účely v kategórii B₁ a C₁. Vykonal sa i vrtné práce.

V ložisku sa vymedzili viaceré typy dolomitov, ktoré prechádzajú pozvoľna medzi sebou, prevláda svetlosivý až žltkastý typ rozpadavý na štrk a piesok. Okrem toho sa tu vymedzili celistvé svetlosivé dolomity s väčším ostrohranným rozpadom a brekciovitú dolomity.

Fyzikálno-mechanické vlastnosti horniny sú dobré, pokiaľ ide o otlk kameniva, a hornina vyhovuje ČSN 72 1475 a ČSN 72513 ako surovina I. kvalitatívnej triedy. Kamenivo má dobré vlastnosti aj z hľadiska trvanlivosti a mrazuvzdornosti.

Chemické zloženie sa mení iba málo. Ide v podstate o čisté vysokopercentné dolomity s obsahom MgO nad 21 %, CaO niečo nad 30 %. Len v jv. časti ložiska je v jednom vrte (V-3) zvýšený obsah CaO oproti obsahu MgO. V niektorých vzorkách bol zistený zvýšený obsah SiO₂ nad 1 %, prevažne sa však pohybuje hlboko pod 1 %, v množstve niekoľko desiatín percenta.

Obsah ostatných oxidov je nízky. Pri Al₂O₃ od 0,02 do 0,68 %, FeO od 0,03 do 0,68 %, P₂O₅ od 0,01 do 0,07 % a SO₃ od 0,01 do 0,4 %.

Na základe chemizmu, technologických vlastností a osobitných podmienok možno surovinu použiť:

- ako dolomitové kamenivo do betónov, okrem bloku so zvýšeným obsahom CaO (13 II C₂b),
- ako troskotvornú prísadu do vysokých pecí na neutralizovanie kyslých zložiek,
- v poľnohospodárstve na znižovanie kyslosti pôdy, okrem uvedeného bloku, lebo obsah MgO klesá pod 15 %,
- na sklárske účely nevyhovuje pre nadlimitný obsah Fe₂O₃ (0,03 %).

Podľa dosiahnutých poznatkov v zmysle ČSN 72 1513 kamenivo vyhovuje na výrobu hutného kameniva na netuhé vozovky. Na toto využitie vyhovuje surovina vo všetkých blokoch zásob. Dolomitová surovina je rovnocenná s tradičným ťaženým kamenivom.

V rámci etapy PP a DP bola overená surovina v množstve (v tis. m³): v kat. B – 3 187 386 m³, v kat. C₁ – 7 091 584 m³, v kat. C₂ – 3 698 172 m³, spolu 14 797 132 m³.

V strednotriasových ladinských dolomitoch hronika je v študovanom regióne známe ďalšie významné ložisko, a to na z. svahoch Veľkej Fatry pri obci Rakša na lokalite Hrádky (107).

Ložisko je otvorené dvojetážovým kameňolomom, ktorý sa nachádza v. od obce, asi 700 m zjz. od kóty 602.

Surovinu tvoria strednotriasové ladinské dolomity svetlosivej farby, rozpadnuté na drobnú dolomitovú drvinu, piesok a dolomitovú múčku. Nájdu sa však aj polohy pevných dolomitov skalného charakteru.

Ide tu prevažne o čisté vysokopercentné dolomity s obsahom MgO nad 21 %, miestami však, ako je to v týchto dolomitoch Západných Karpát všeobecne známe, sa v tomto ložisku nachádzajú aj vápnitejšie dolomity.

Surovina sa používa na hutnícke účely, v menšom rozsahu na stavebné a cestné účely podľa ČSN 72 1511.

Stav zásob k 31. 3. 1970 podľa DOMANICKÉHO (1970) v kategórii C₂ bol 5 357 500 t.

Okrem týchto najvýznamnejších kameňolomov a overených ložísk je v opísanom regióne v strednotriasových dolomitoch hronika známych mnoho menších, v súčasnosti menej významných kameňolomov, ktoré mali význam najmä v minulosti. Kvôli komplexnosti opisu surovín ich aspoň v krátkosti spomenieme. Nachádzajú sa najmä na z. svahoch Veľkej Fatry, kde horniny vystupujú vo veľkom rozsahu.

Najviac exploatované boli tieto dolomity sv. od Mošoviec pri osade Mazan (91, 92, 93) a jv. od tejto obce v oblasti Rybníka (97, 98, 99, 100), kde je v nich založených viacero kameňolomov, dnes už opustených, prípadne príležitostne činných.

Ide o svetlé, svetlosivé, miestami i žltkasté a ružovkasté dolomity, intenzívne nepravidelne dopukané a rozpadavé na dolomitový štrk, piesok až múčku, miestami však aj skalného charakteru.

Používali sa najmä na stavebné účely – cestný štrk rozličných frakcií a na stavby do betónu a do omietok.

Na z. svahoch Veľkej Fatry sa nachádza viacero opustených lomov v tomto type dolomitov aj v oblasti Rakše (105, 106, 110) a potom s. a v. od obce Háj (111, 112, 113, 114) a pri Dolnej Štubni (115).

Chemizmus týchto dolomitov možno posúdiť na základe orientačne odobraných povrchových vzoriek z viacerých lokalít, podľa údajov uvedených v tabuľke v texte.

Treba však podotknúť, že v niektorých lomoch v múčkovitých dolomitoch (najmä v oblasti Hája) sa nachádzajú svetložlté konkrécie rozličných veľkostí a tvarov, ktoré oproti okolitej hornine majú vápnitejší charakter. Nerozp. zvyšok – 0,10 %, SiO₂ – 0,06 %, Al₂O₃ – 0,18 %, Fe₂O₃ – 0,06 %, P₂O₅ – stopy, MnO – stopy, TiO₂ – stopy, Cao – 40,43 %, MgO – 13,30 %, strata žihaním – 45,88 %.

Niekoľko menších opustených kameňolomov je známych aj zo s. časti okraja Veľkej Fatry, a to pri obci Necpaly (51) a pri obci Blatnica (79). Surovina sa tu ťažila predovšetkým na cestné účely a pre stavebníctvo ako prísada do betónu a do omietok.

V dolomitoch krížňanského príkrovu je tiež založených viacero stredných i menších kameňolomov, zväčša opustených, prípadne s príležitostnou ťažbou.

Dva z týchto kameňolomov sa nachádzajú západne od Valče (43).

Ide v nich o masívne a lavicovité dolomity skalného charakteru, ťažko rozpojiteľné. Používali sa na cestné účely ako drvené kamenivo, najmä na stavbu lesných ciest.

Skúška fyzikálno-mechanických vlastností horniny ukázala tieto hodnoty: pevnosť v tlaku na kockách – 800–1100 kP/cm², po zmrazení – 850–1 150 kP/cm², trvanlivosť – 1,0 %, pórovitosť – 1,1 %, otlk v bubne L. A. – 27–32 %, obrus – 0,3 %, objemová hmotnosť – 2,75 g/cm³, zvetranosť – 0,5 %.

Ďalšie kameňolomy v týchto dolomitoch sú známe aj z južnejšej časti pohoria.

Pri obci Polerieka sú dva kameňolomy. Jeden sa nachádza asi 100 m sz. od obce v menšom údolí (68). Príležitostne sa v ňom ťažili rozpadavé dolomity na miestne stavebné a cestné účely. Druhý kameňolom je otvorený v podobných dolomitoch na v. úpätí kóty Bukovec asi 1 km j. od Polerieky (70) pri osade Trhanová. Surovina sa príležitostne ťaží na podobné účely ako v predošlom kameňolome.

Viac kameňolomov sa nachádza na s. a z. okraji Slovenského Pravna (83, 84, 86). Surovinou sú sivé až tmavosivé rozpojiteľné ladinské dolomity. Podľa ARENDÁRIKA (1968) majú relatívne vyšší obsah SiO₂ a Al₂O₃, ktorý však podstatne neovplyvňuje obsah Cao a MgO. Podľa technologického zhodnotenia sú vhodnou surovinou v hutníckom priemysle a v poľnohospodárstve na úpravu pH pôdy. Prognózne zdroje predstavujú 7 335 200 m³. V lome je občasná ťažba na miestne účely.

Pri ceste Slovenské Pravno – Brieštie, na sv. úpätí kóty 662, sú dva opustené lomy menších rozmerov. Surovinu tvoria masívne, ťažšie rozpojiteľné dolomity ladinu. Ťažili sa na cestné účely a na miestne stavebné účely (85).

Na z. okrajoch regiónu sú zoršírené dolomity stredného triasu tatrika, vystupujú v prerušovanom pruhu neprz videlnej mocnosti naprieč pohorím od Z na V. Doteraz sa však na praktickú účely nevyužívali.

V pohorí Žiar vystupujú vo väčších pruhoch v jv. časti pohoria.

V dolomitoch je založených viacero menších, občas činných alebo opustených kameňolomov, kde sa ťažilo na miestne cestné a stavebné účely. V poslednom čase sa v nich vykonávali plytké prieskumné práce, ktorými sa zisťovali širšie možnosti ich použitia. Jednou z takýchto lokalít bolo Jasenovo, a to dolomity vystupujúce z. od obce (103).

V dolomitoch sú založené dva kameňolomy, ktoré sa využívajú len občas. Jeden z lomov sa nachádza s. od obce. Má rozmery 20 x 7 m. Druhý, s podobnými rozmermi, je na z. okraji obce. Hornina sa v ňom ťažila na miestne cestné a stavebné účely.

V blízkosti druhého lomu boli dolomity sledované aj plytkými prieskumnými prácami – ryhami, z ktorých odobrané vzorky dolomitov ukázali hodnoty so značným rozptylom hlavných komponentov:

	CaO	MgO
R-56	30,59–33,14	19,12–20,57
R-57	30,02–30,59	20,06
R-58	34,09–35,62	15,91–16,44
R-59	31,03–31,31	19,91–20,21
R-60	32,42–33,12	17,61–18,51

Z tohto typu hornín boli urobené orientačné analýzy aj z malého kameňolomu v. od obce Vyšehradné, ktoré ukázali takéto hodnoty:

CaO	30,8 – 31,29
MgO	11,56 – 20,30
SiO ₂	1,93 – 1,90
Al ₂ O ₃	0,51 – 0,76
Fe ₂ O ₃	0,32 – 0,31

Pre značný rozptyl hlavných komponentov sa dolomity na náročnejšie priemyselné účely neodporúčajú, vhodnejšie sú pre poľnohospodárstvo a na miestne stavebné účely.

Z hľadiska prognózovania dolomitových hornín na výrobu drveného kameniva má tento región – jeho okrajové územia – veľký význam.

Ide najmä o dolomity silicika a hronika v pohorí Žiar a Lúčanskej Malej Fatry, ako aj v z. časti Veľkej Fatry, ktoré svojou konzistenciou – silným tektonickým porušením a relatívne ľahkým rozpadom na štrk a piesok – poskytujú kvalitnú a pomerne lacno získateľnú surovinu. Podobné vlastnosti majú i dolomity krížňanskeho príkrovu a dolomity tatridných jednotiek, obyčajne sú však ťažšie rozpojiteľné.

Prognózne plochy v týchto horninách vymedzujeme najmä v blízkosti menších, zväčša už opustených ťažobní, prípadne v blízkosti overených ložísk, ako aj na iných miestach, kde sú veľké zásoby týchto hornín.

V hroniku vo Veľkej Fatre sú to najmä oblasti v. od Rakše (XXVI a XXVIII), v Malej Fatre pri obci Lazany (XIII).

V krížňanskej jednotke je to najmä dolomitový pruh medzi Slovenským Pravnom a Poleriekou, na v. svahoch pohoria Žiar (XVI).

Vápence

Z karbonátových hornín majú vápence oproti dolomitom ako suroviny podstatne menší význam.

Ide predovšetkým o vápence stredného triasu hronika, v menšom rozsahu i piesčité vápence paleogénu a sladkovodné vápence neogénu.

V stredotriasových vápencoch gutensteinského typu sú založené viaceré, dnes už opustené kameňolomy.

Pri obci Krpeľany (6) na ľavom brehu Váhu sa nachádza jednoetážový menší kameňolom. Vápence sa tu v minulosti ťažili na miestne stavebné účely do základov domov a na cestné účely na štrk viacerých frakcií. Surovinu tvorili aj polohy dolomitov uprostred vápencov.

Ďalší z kameňolomov vo vápencoch gutensteinského i wettersteinského typu sa nachádza v. od obce Blatnica (78). Tieto vápence sa však začleňujú k tektonickej jednotke silicika.

Ide o tmavosivé lavicovité vápence v podloží so svetlými vápencami wettersteinského typu, ktoré sa v minulosti ťažili najmä na cestné účely – na cestný štrk rozličných frakcií, ako aj na stavebné a regulačné účely.

Z mladších útvarov mezozoika sa v študovanom území v minulosti ťažili kriedové vápence neokómu krížňanského príkrovu pri obci Záborie (30, 36).

Ide o tmavosivé vápence, nepravidelne vrstevnaté, ktoré sa ťažili v troch blízko seba ležiacich malých kameňolomoch na miestne cestné a stavebné účely.

Okrem mezozoických vápencov sa v menšom rozsahu exploatovali aj paleogénne a neogénne, prípadne kvartérne vápence.

Z paleogénu sa ťažili eocénne piesčité vápence a zlepenca s karbonátovým tmelom a numulitové vápence.

Používali sa na výrobu drveného kameniva rôznych frakcií na miestne cesty a na stavebné účely, do základov miestnych stavieb a na regulačné účely.

V týchto horninách boli kameňolomy založené najmä v jv. časti regiónu pri obci Kónské, kde sú dve miesta ťažby (16, 17), ďalej pri obci Podhradie (30, 21) a sv. od obce Sklabiňa (31, 32).

Ako stavebné suroviny sa okrem mezozoických a paleogénnych vápencov využívali v tomto regióne i mladotretohorné vápence a travertíny.

Ide o lokalitu Dubná Skala (2) sz. od Vrútok.

Surovinu tvoria masívne i tenkolavicovité, zvyčajne porézne neogénne vápence.

Ložisko predstavuje stenový lom s dvoma etážami. Na prvej etáži sú vápence dosť skrasovatené, na druhej sa nachádzajú karbonátové zlepenca a brekcie, ktoré tvoria asi 30 % suroviny.

Vápence sa v minulosti používali na pálenie vápna, ale pre nevyhovujúcu kvalitu suroviny a veľkú skrývku bol lom opustený a surovina sa ťažila iba príležitostne na stavebné účely pre najbližšie okolie.

V rámci pasportizácie surovín na výstavbu diaľnice Trenčín – Poprad (1969) boli vykázané výsledky fyzikálno-mechanických skúšok horniny:

merná hmotnosť – 2,710 g/cm³, objemová hmotnosť – 2,58 g/cm³, pórovitosť – 4,8 %, hutnosť – 95,20 %, hmotnostná nasiakavosť – 0,91 %, objemová nasiakavosť – 2,35 %, mrazuvzdornosť – 0,67 %, trvanlivosť – 0,04 %, otlk – 34, 36 %, drviteľnosť – 1,23 %, pevnosť v melení – 0,07, obrus (Amsler) – 0,413 %, obsah síry – 0,48 %, pevnosť v tlaku: po vypražení – 665 kp/cm², po nasiaknutí – 663 kp/cm², po zmrazení – 506 kp/cm².

Na základe uvedených vlastností vápence vyhovujú na výrobu hutného drveného kameniva, na kryty a podklady vozoviek a do betónu.

V martinskom súvrství (sarmat – panón) vápnité íly až ílovce prechádzajú do vrstiev ílovitých vápencov až vápencov s obsahom väčšieho množstva zvyškov sladkovodnej fauny. Tieto vápence miestami tvoria pevné vrstevné polohy, miestami rozpadavé travertínové polohy.

Prognózne územia vo vápencoch mezozoika, či už gutensteinského alebo wettersteinského typu, alebo mladších útvarov, nevymedzujeme, pretože po prvé tieto horniny tu majú malé zastúpenie, po druhé ich kvalita, najmä pokiaľ ide o časté polohy dolomitov medzi vápencami gutensteinského typu, je pre veľkoťažbu nevyhovujúca, a po tretie budujú často územia, ktoré z hľadiska ochrany prírody nemožno za prognózne označiť.

Prognózy sladkovodných vápencov vymedzujeme pri Bystričke (VI), ďalej pri Žabokrekoch (IX) vo vrte GT-5 a pri Turčianskom Petre (X). V minulosti sa vápence ťažili pri Žabokrekoch na lokalite Dolina. Nachádzame tu po ťažbe otvorené lomové jamy. Používali sa pravdepodobne ako stavebný kameň. Vzhľadom na jeho mäkkší charakter mohli z neho byť tesané kvádre na stavbu domov.

Kremence

Kremence a kremité pieskovce majú značné rozšírenie, najmä v spodnom triase žiarskej sukcesie j. od Slovenského Pravna, a svojimi parametrami, keď usudzujeme na základe analógie s horninami tohto typu v iných pohoriach, by vyhovovali na drvené kamenivo. Napriek tomu sa vo väčšom rozsahu neťažili.

Bolo tu iba niekoľko menších lomov nepatrného významu (na mape sme ich ani nevyznačili), kde sa príležitostne ťažili len na lesné cesty a miestne cesty ako cestný štrk rôznych frakcií.

Na prípadné využitie v stavebníctve, najmä v cestnom staviteľstve, vymedzujeme aj prognóznou plochu (XXV), ktorá je identická s plochou súvisiacou s možnosťou využitia týchto surovín na výrobu žiaruvzdorných materiálov, ako sa to uvádza v príslušnej kapitole.

Prírodné kamenivo

Štrkopiesky, štrky a piesky

Štrkopiesky, štrky a piesky, ktoré sa ťažia, alebo sa ťažili ako prírodné kamenivo na stavebné účely, sa na študovanom území vyskytujú v troch stratigrafických obzorochoch, a to v egenburgu, kde tvoria súčasť litologickej jednotky rakšianskeho súvrstvia (52). Ďalej sú štrkozlepence až pieskovce v budišskom súvrství vrchného bádenu (69, 70). Blažovské súvrstvie – dák je ďalším horizontom, významným pre miestnu ťažbu štrkopieskov, ktoré sa vyskytujú v strednej časti kotliny v okolí Ďanovej, Ležiachova, Trebostova, Socoviec a Blažoviec. Ide v prevahe o karbonatické štrky (34, 37, 38, 39, 45, 46, 53, 54, 61, 62, 63, 66, 71, 72). Kvartérne štrkopiesky predstavujú najviac rozšírené a ťažené prírodné kamenivo. Môžeme ich členiť na dva typy. V severnej časti sú tonaplaveniny Váhu, v ktorých je v prevažnej väčšine granitový materiál – valúny (3, 4, 7, 8, 9, 10, 14, 15, 18, 19). Od Martina smerom na J v náplavoch Turca a Žarnovice sú ťažobne, v ktorých sú štrky tvorené najmä z karbonatických valúnov (24, 26, 33, 34, 58, 74, 75, 76, 77, 89, 90, 94). V južnej časti kotliny v kvartérnych sedimentoch je dosť zastúpených valúnov z neovulkanitov (104).

Za prognózne oblasti pre štrkopiesky ako prírodné kamenivo boli vyznačené egenburské štrkozlepence pri Slovanoch (XII). Vo Folkušovej (XV) sú prognózy štrkopieskov karbonátového typu v dáne. Podobného typu sú i štrkopiesky v Moškovci (XVIII) a v Socovciach (XIX) v lokalite Stráža. Karbonatické štrky budišského súvrstvia sú v okolí Polerieky (XXI) v lokalite Kolísky. Vo vrte GT-15 pri Markoviciach (XXIII) boli navŕtané karbonatické štrkopiesky, naplaveniny riečky Teplica. Podobného charakteru sú štrkopiesky pri Bodorovej (XXIV).

Piesky vhodné na stavebné účely sa vyskytujú vo viacerých stratigrafických horizontoch. Vo východnej časti územia sú lomy v okolí kóty Boriny – 556,3 m juhovýchodne od Ďanovej (60, 61, 62, 63). Ide o staré opustené štrkopieskové lomy, v ktorých sa piesčité vrstvy striedajú s poloami štrkopieskov. Valúny sú rôznej veľkosti, nie sú veľmi opracované, čo nasvedčuje, že neprekonali transport na väčšiu vzdialenosť, ale ani pohyb valúnov vo vodnom prostredí nebol veľký. Štrkopiesky sú čiastočne spevnené, ale väčšia časť ich je nespevnených. Valúny štrkov patria k tmavým, ale i svetlým vápencom. Okrem valúnov vápencov sú v štrkoch a pieskoch i valúny pieskocov a ílovcov z paleogénu i keď sú v menšom rozsahu, nakoľko ide o sedimenty rýchlejšie sa rozpadajúce.

Štrkopieskovne majú menšie rozmery, výšku dosahujú 3–4 m, šírku cca 10 m. Znosovou oblasťou sú z. svahy Veľkej Fatry, čiastočne paleogén v ich podloží.

Stratigraficky ich zaradujeme do dáku až romanu.

Piesčité odkryvy sme nachádzali vo svahu a vo výmole rieky Turiec, južne od Lehôtky (54). Odkryté sú svetlosivé vápnito-ílovité piesky s tenkou až lístkovitou vrstevnatosťou, miestami prechádzajú až do piesčitých ílov. Na vrstvičkách sú zachované odtlačky listov.

Tehliarske suroviny

V oblasti Turčianskej kotliny zo stavebných surovín bolo možné zaregistrovať i tehliarske suroviny, a to vo viacerých stratigrafických horizontoch.

V oblasti paleogénu sa využívajú vápnité ílovce až ílovité pieskovce ako surovina pre tehliarsku výrobu. Ide o hutianske súvrstvie, v ktorom sa urobili prieskumné práce s výpočtom zásob. Surovina tohto typu sa ťaží pri obci Sučany (28), kde sa i spracúva v modernej tehelni. Surovina v tejto časti územia sa ťažila na viacerých miestach, no po jej vyťažení sa musela surovina hľadať v najbližšom okolí tehelne, čo bolo vzhľadom na litofaciálne zmeny paleogénnych sedimentov veľmi náročné. Prieskumy zásob sa robili na viacerých miestach, napr. s. od Turian (11), kde ložisko tvorí svahová kvartérna hlina na paleogénnom podklade centrálnokarpatského flyšu. Surovina bola vhodná na výrobu plných tehál, čiastočne komínoviek. Podrobnejší prieskum zásob nebol urobený, zásoby sú stanovené odhadom.

V súčasnosti sa pre tehelňu otvorilo a ťaží ložisko Sučany – Podhradie I., II. (28), asi 2 km v. od tehelne v Sučanoch. Úžitkovou surovinou sú zvetrané ílovce s polohami pieskovcov a svahové hlíny.

Po kvalitatívnej stránke je to homogénna, slabo uhličitanová jemná strednoplástická hlina, vhodná podľa zrnitosti zloženia na výrobu mnohoderovaných tehál. Na ložisku sa podrobným prieskumom zistili zásoby k 1. 2. 1969 v kat. B a C₁ 1 046 000 m³, C₂ – 710 000 m³. Okrem týchto voľných zásob boli vypočítané aj zásoby viazané. Celkove vypočítané geologické zásoby sú 3 333 tis. m³. Strety záujmov – poľnohospodárska pôda obce Turčianska Štiavnička.

Vhodnosť paleogénnych sedimentov na tehliarsku výrobu sa skúmala aj východne od Martina – Mestská Bôrová (57). Surovina – sivomodré vápnité ílovce (paleogén) a svahové splavové hlíny pleistocénneho veku. Ložisko nie je otvorené. Surovina je vhodná na výrobu dierovaných tehál. Stav geologických zásob k 1. 9. 1962 je 924 510 m³.

Ďalšou lokalitou, ktorá bola študovaná s cieľom zistiť ložiská tehliarskych surovín, je oblasť jz. od Dražkoviec. Surovinou sú paleogénne rozpadavé ílovce a bridlice sivej farby, striedajúce sa s polohami rozvetraných vápnitých pieskovcov (39). Mocnosť úžitkovej suroviny je 20 m, kvartérne

hliny majú mocnosť 2–6 m. Zásoby boli stanovené odhadom (1 mil. m³). Okrem paleogénneho súvrstvia sa v tejto oblasti venovala pozornosť kvartérnym sedimentom (38). Surovina je vhodná na tenkostenné výrobky a krytinu.

Od rieky Turiec smerom na V bola skúmaná lokalita (54) sv. od Príbovíc pri kóte Bikor (492 m). Surovinou sú ílovito-piesčité hliny martinského súvrstvia, vhodné na tenkostenné tehliarske výrobky. Odhad zásob je 1 500 tis. m³.

Významnou tehliarskou lokalitou je územie z. od Martina a j. od osady Podháj (34). Lokalita bola zhodnotená ako Martin I. – tehliarske suroviny. Surovinu predstavujú vápnité íly martinského súvrstvia, stratigraficky zodpovedajúce sarmatu – panónu. Vhodná je na náročné tehliarske výrobky. Zásoby boli schválené v KKK z 30. 9. 1967 v celkovom množstve geologických zásob 1 685 tis. m³. Surovina sa spracúva v blízkej modernej tehelni. V tejto časti územia po uvoľnení vojenského priestoru možno počítať s možnosťou prognózných zásob.

V priebehu regionálneho výskumu na území kotliny sa venovala pozornosť tiež akostnej charakteristike jednotlivých litologických celkov. Zo surovinového hľadiska sa treba zmieniť o komplexe tmavosivých, miestami veľmi jemnopiesčitých ílov, ktoré sú plošne rozšírené, ale na mnohých miestach sú pokryté vrstvou karbonatických štrkov. Tento typ ílov sa zistil aj vrtom GT-3, ktorý bol situovaný a realizovaný v blízkosti Hája pri kóte 510,8 m, východne od Socoviec (67).

Z profilu vrtu a z geologického rezu vidno, že tmavosivé plastické íly dosahujú mocnosť nad 150 m, s polohou necelých dvoch metrov lignitu. Z týchto dôvodov a v dôsledku priaznivého morfoštruktúrneho uloženia venovali sme ílom pozornosť i po technologickej stránke. Laboratórne sa skúšala možnosť ich použitia ako tehliarskej suroviny. Stratigraficky patria k martinskému súvrstviu v rozpätí sarmat – panón.

Laboratórne výsledky preukázali tieto kvalitatívne znaky ílov: granulometrické skúšky potvrdili íly ako veľmi jemné, pokiaľ ide o zrnitosť, žiadne častice nedosahujú veľkosť nad 7 mm. Obsah častíc nad 2 mm je pod 1 %. Podľa výsledkov Andercassenovho rozboru a obsahu frakcií môžeme ich identifikovať ako jemné plastické íly. Na základe rozborov zrnitosti sa dá surovina hodnotiť ako stála.

Podľa obsahu CaCO₃ ide o typ uhličitanových až silne uhličitanových ílov. Obsah CaO v intervale od 4,6–21 m predstavuje 12,2 %, od 21,0–79,0 m množstvo 25–27 %. Uhličitaný v íloch nie sú koncentrované, ale rozptýlené.

Ďalšími tehliarskymi rozborami skúmaných vzoriek pri teplote vypaľovania 950 °C sa zistilo, že surovina je použiteľná v tehliarskom priemysle. Podľa výsledkov technologických skúšok so zreteľom na rozrábaciú vodu,

zmršťovanie pri teplote vypaľovania 950 °C, pevnosť v ťahu za ohybu po vypaľovaní i po vysušení, surovina sa javí ako plastická. Zmršťovanie po vypálení pri teplote 1 050 °C surovina predstavuje prechod od stredne plastickej k plastickej. Nasiakavosť po vypálení pri 950 °C, prípadne 1 050 °C, dosahuje vyššie hodnoty, v každom prípade nad 15 %, pritom treba pripomenúť, že uhlčítany sú v íloch jemne dispergované. Citlivosť pri sušení (kc) je v každom prípade nad 1,2, čo zodpovedá „hubenému“ typu suroviny.

Farba ílov za surova i po vysušení je sivá. Po vypálení pri 950 °C farba je do hĺbky 21,0 m ružovotehlová, hlbšie je sivoružová. Po vypálení pri 1 050 °C je ružovobéžová až hnedotehlová do 21,0 m, hlbšie do 79,0 m sú tehličky bielobéžové až bielosivé. Zvuk po vypálení je kamenný. Rozchádzanie s vodou je dobré.

V blízkosti Socoviec bol urobený prieskum ložiska na tehliarske suroviny (24). Ložisko patrí k martinskému súvrstviu (sarmat – panón), ide o vápnité íly sivej farby s jemne rozptýleným muskovitom. Surovina je vhodná na výrobu mnohodievkovaných tehliarskych výrobkov CDm. Orientačný výpočet uvádza 5 mil. m³ suroviny. Ložisko sa nevyužíva.

Najjužnejšie pri Diviakoch (56) nachádzame zvyšky starej opustenej tehelne. Ložisko bolo založené v kvartérnych pelitických sedimentoch, ktoré v hĺbke 4 m ležali na mocnom súvrstvi polymiktných štrkopieskov. Surovina sa používala na výrobu plných tehál. Ložisko je rekultivované, tehelňa zbúraná.

Na v. okraji kotliny, s. od obce Belá, j. od Horného Jasena, sa nachádzajú paleogénne bridlice a ílovce centrálnokarpatského paleogénu. Striedajú sa s polohami rozvetraných vápnitých pieskovcov. Vhodné sú na plné tehly, mnohodievkované tehly a krytinu. Zásoby sa odhadujú na 4 800 tis. m³.

Tmavosivé vápnité íly martinského súvrstvia boli zistené j. od Jazernice pri osade Markovice (XXIIIa.; vrt GT-15). Ide o zelenkavé vápnité íly s množstvom úlomkov schránok makrofauny od hĺbky 15 m do 301 m, ďalej jemnopiesčité íly až ílovce. Materiál bol odoslaný na technologické rozbory, ktoré preukázali tieto výsledky: koeficient citlivosti Kc 0,3 a 0,4, prehnutie menej ako 1 mm, ojedinelé vlasové trhliny, zvyk dutý. Celkove možno konštatovať, že v prípade potreby tehliarskych surovín v tejto časti by ich bolo možné zabezpečiť. Podobná je situácia i na druhej strane cesty a železnice medzi Bodorovou a Borcovou (32). Nachádzajú sa tu vápnité íly vhodné na tehliarsku výrobu. Treba však pripomenúť, že vo vrte GT-15 je v hĺbke 15 m poloha štrkopieskov.

Prognózy ťažby tehliarskej suroviny boli plošne vyznačené na viacerých lokalitách, keďže pri vrtných prácach sa našli vo väčšine mocností vápnité íly, ktoré mali vhodné parametre na tehliarsku výrobu.

V severnej časti kotliny boli vyznačené prognózy ťažby tehliarskej suroviny na báze paleogénnych vápnitých ílov až ílovcov a kvartérnych

sedimentov v oblasti Radkovo (III), Sučany (IV) a Mestská Borová (V) nad Martinom. Podobného charakteru je i surovina pri Dražkovciach (VII) a Dolnom Kalníku (VIII). Technologické zhodnotenie suroviny je uvedené pri jednotlivých lokalitách. Na niektorých miestach bol urobený aj geologický prieskum, napr. Sučany, Mestská Borová. Ďalšia prognóza oblasti sú vápnité íly martinského súvrstvia z oblasti Socoviec (XX.), kde bola mocná poloha vápnitých ílov zistená vrtom GT-3. Vápnité íly podobného charakteru boli zistené i vrtom GT-15 pri Markoviciach (XXIIIa).

Hutnícke, chemické a väzné suroviny

V študovanom území na tieto účely majú význam a ťažia sa karbonátové horniny, a to:

Dolomity

Dolomity na hutnícke účely sa ťažia na lokalite Kraľovany – Šútovo (5a) a Rakša (107).

V Kraľovanoch ide o svetlosivé stredotriasové dolomity chočského príkrovu, ktoré sa ťažia v trojetážovom kameňolome od r. 1956 prevažne na hutnícke účely Třineckých železiarní a NH Ostrava.

Priemerné chemické zloženie suroviny:

CaO	–	30,80 %
MgO	–	21,30 %
R ₂ O ₃	–	0,55 %

Surovina sa musí zrnitostne upravovať. Ročná ťažba je od 570 000 t až nad 700 000 t. Ložisko sme spomenuli v kapitole Stavebné suroviny.

Okrem tohto ložiska vyhovujúce parametre na hutnícke účely majú i stredotriasové dolomity hronika a silicika pri Kláštore pod Znievom na v. okraji pohoria Žiar (55) a stredotriasové dolomity hronika na z. svahoch Veľkej Fatry v oblasti Rakša – Háj (107).

Podrobnejšie informácie o týchto ložiskách sú v kap. Stavebné suroviny.

Na výrobu stavebného vápna sa v minulosti ťažili mladotretohorné sladkovodné vápence od Dubnej Skaly (2) pri Vrútkach.

Pokiaľ ide o možnosti rozšírenia zásob týchto surovín, na základe doterajších poznatkov najperspektívnejšie sú stredno- vrchnotriasové dolomity silicika a hronika Žiaru pri Kláštore pod Znievom, najmä z. od pre-

skúmaného bloku týchto surovín (59) a dolomity hronika na z. svahoch Veľkej Fatry v. od Rakše a Hája (XXVI a XXVIII), ktoré sú totožné s plochami uvedenými medzi stavebnými surovinami.

Dolomity krížňanského príkrovu a tatrika, najmä pre horšie kvalitatívne parametre (zvýšený obsah SiO_2) na tieto účely nevymedzujeme, prípadne sa uvádzajú ako menej kvalitné oproti predchádzajúcim typom týchto hornín.

Žiaruvzdorné suroviny

Žiaruvzdorné suroviny sa v opisovanom území doteraz neťažili.

V posledných rokoch (ÁRENDÁRIK, 1968) sa z tohto hľadiska overovali spodnotriasové kremité piesky a kremence žiarskej sukcesie jz. od Slovenského Pravna na svahoch kopca Brveník.

Prieskumnými prácami sa zistilo, že tieto horniny po kvalitatívnej stránke nespĺňajú parametre, ktoré sa pri využití týchto surovín na tieto účely požadujú, a odporúčajú sa na využitie v cestnom staviteľstve. Na tieto účely má surovina značné rozšírenie a toto územie sme označili ako prognózu plochu (XXV).

Keramické suroviny

Piesčito-ílovité sedimenty ako keramické suroviny nachádzame na úpätí pohoria Žiar, kde sa tvoria miestami i kaolinické piesky. Piesku sú výsledkom zvetrávania žulového masívu a postupného splavovania do separátnych vodných nádrží. Analýzy v západnej časti kotliny potvrdili dva druhy pieskov (12, 13). Piesky v okolí Budiša boli splavované do rozsiahlejšieho vodného bazénu, ktorý mohol byť napojený na okrajovú časť mladotret'ohorného vulkanizmu Kremnického pohoria. Ílové minerály, ktoré sú prítomné ako pelitický materiál v pieskoch, poukazujú najmä na illit a montmorillonit, ktorých pôvod možno hľadať vo vulkanických horninách. Okrem toho majú zvýšený obsah alkálií (až 7,5 %). Piesky majú väčšie plošné rozšírenie.

Druhý typ, piesky z pieskovne Rudno, vznikali tým, že rozsiahly bazén kotliny sa postupne vysušoval, voda ustupovala, zostávali však separátne malé jazierka, do ktorých splavovanie materiálu pokračovalo, hromadili sa v nich zvetraliny žulového masívu. Zmiešanie s iným materiálom nenastalo v takom rozsahu ako pri prvom type pieskov. Vytvorilo sa tu kyslé prostredie, vhodné na vznik kaolinických pieskov. Ich rozšírenie je obmedzené a kryje sa s vtedajšou veľkosťou plytkého malého bazénu. Podobných menších

jazier na úpäti ťulového masívu, v ktorých by sa za podobných podmienok mohli tvoriť kaolinické piesky, mohlo byť viac.

Petrograficky piesky tvoria v prevažnej miere zrná angulárneho kremeňa, početné sú i zrná ťivcov a kremenno-ťivcové úlomky ťúl. Piesky obsahujú od 5,40 do 7,40 % alkálií (K_2O od 3,25 % do 4 %, Na_2O od 2,40 do 3,40 %). Rudniansky typ pieskov má nižší obsah alkálií. Okrem kremeňa a ťivcov sú prítomné, i keď dosť ojedinele, ťupinky sľudy (muskovit, zriedkavejšie biotit). Kremenné zrná sú veľké 2–3 mm, angulárne, čo je tiež dôkazom, že materiál neprekonal dlhý transport.

Chemické zloženie pieskov

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	Str. ťíh.
budišský typ	75,05 %	12 %	0,86 %	3,90 %	3,46 %	1,95 %
rudniansky typ	80,70 %	10,7 %	0,37 %	3,50 %	0,18 %	2,30 %

Kaolinický piesok (rudniansky typ) je vhodný po úprave ako surovina sklárskeho a keramického priemyslu. Na smaltárske účely možno využiť budišský typ ílových pieskov, ktoré majú vyšší obsah alkálií.

Juhozápadne od obce Dubové, v údolí potoka Lúčna (119), boli technologicky overované zvetrané granitoidné piesky, najmä pokiaľ ide o množstvo a kvalitu ťivcov z hľadiska možnosti ich použitia na keramické účely (KUBÍNY, 1971).

Za prognózu oblast keramických surovín sme označili územie v okolí Rudna (XXVII), kde sa nachádzajú ťiaruvzdorné piesky tmelené kaolínom. Technologické hodnotenie sa uvádza vyššie. Ďalšou prognóznou oblasťou je územie z. od obce Dubové (XXIX), kde na úpäti pohoria ťiar je vrstva zvetraného ťulového masívu a kde sa vytvárajú priaznivé polohy kremítych pieskov. Číselné prognózy neboli vyjadrené, pretože neboli urobené technické práce na overenie ich mocnosti. Ich kvalitatívne hodnotenie sa uvádza vyššie.

Sklárske suroviny

Na sklárske účely boli odskúšané bádenské piesky budišského súvrstvia od Rudna (192), na tej istej lokalite, kde sú označené na mape keramické piesky.

Po technologickej stránke, najmä pre zvýšený obsah Fe_2O_3 , neboli na tieto účely vyhodnotené ako vhodné.

Predpokladáme, zatiaľ na základe ústnych informácií, že na sklárske účely sa ťažil aj kremeň z pieskov zo zvetraných granitoidných hornín v údolí potoka Háj v pohorí ťiar, sz. od obce Sklené (126). Bližšie poznatky o tejto lokalite sa nám nepodarilo získať.

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D., 1964: O veku výplne Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 5.
- ARENDÁRIK, J. – HAACH, J. – BARKÁČ, Z., 1968: Turiec – dolomity. Závereč. správa. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- BLÁHA, V. – POHÁNKA, J., 1984: Turčianske Teplice – ochranné pásma – geofyzikálny prieskum. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- BRESTENSKÁ, E., 1977: Thekamöben (Protozoa) des Neogens von Kessel Turiec. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 2–3.
- BŘEZINA, J., 1957: Zpráva o petrografii neogenních sedimentů Turčianskej kotliny. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956 (Praha).
- BUDAY, T., 1957: Zpráva o přehledném mapování neogénu Turč. kotliny. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956 (Praha).
- BUDAY, T., 1962: Neogén Turčianskej kotliny. Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha), 27, 37–50.
- BUJALKA, P. et al., 1973: Turčianska kotlina – vyhladávací hydrogeologický prieskum. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- BUJALKA, P. et al., 1976: Textové vysvetlivky k Vodohospodársko-hydrogeologickej mape povodia rieky Váh 1 : 200 000. 2. vyd., Bratislava, SVP SSR.
- BUJALKA, P., 1976: Hydrogeologické pomery južnej časti Turčianskej kotliny. Miner. slov. (Spiš. N. Ves), 8, 1, 37–50.
- BYSTRICKÁ, H., v tlači: Vápnná nanoflóra paleogénu Turčianskej kotliny. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava).
- ČECH, F., 1982: Ložiská palív – vzťah k hlbínnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava).
- ČECH, F. – ZEMAN, J., 1985: Genéza a dynamika medzihorských panví v alpínskej mobilnej Európe. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 10.
- ČINČURA, J., 1967: Príspevok k veku poriečnej rovne v Západných Karpatoch (na príklade južnej časti Turčianskej kotliny). Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 19, 4.
- ČINČURA, J., 1969: Morfogénéza južnej časti Turčianskej kotliny a severnej časti Kremnických vrchov. Náuka o Zemi (Bratislava), 4, 1–67.
- ČTYROKÝ, P., 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu v Považí. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 51, 55–140.
- DOMANICKÝ, A., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy 1 : 50 000 M-34-110-D (Kremnica), stav k 30. 5. 1971. Manuskript – Geofond, Bratislava.

- DOVINA, V., 1984: Podzemný odtok kryštalinika Západných Karpát. Autoreferát dizertácie na získanie vedeckej hodnosti kandidáta geologických vied. Manuskript – archív PF UK, Bratislava.
- DRLIČKA, R., 1987: Veľká Fatra – západná časť – geofyzikálny prieskum. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- FENNINGER, A. – FLÜGEL, H. – HOBUR, H., 1971: Der Oberostalpine Malm der nördlichen Kalkalpen (Österreich). Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar. Colloque de Jurassic mediterranéen zv. LIV, fasc. 2, Budapest.
- FIALA, F., 1931: Několik mineralogických nálezů ze žjárského pohorí. Sbor. Vlastiv. muzea v Bratislave.
- FOLTÁN, J., 1983: Geofyzikálny výskum povodia Hrona, Hornádu, Podhradského potoka a Necpalského potoka. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- FORGÁČ, J., 1974: Charakteristika produktov vulkanickej činnosti vo vrte GHŠ-1. In: GAŠPARIK, J., 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa). Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 3.
- FRANKO, O., 1963: Niektoré hydrogeologické poznatky z výskumu minerálnych vôd. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 64, 199–202.
- FRNČO, M. – FLIMEL, J., 1960: Kral'ovany – granodiorit. Záver. správa. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- GAŠPARIK, J., 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60.
- GAŠPARIK, J., 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa). Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 3, 1–97.
- GAŠPARIK, J., 1974: Klasifikácia zlomov Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- GAŠPARIK, J., 1978: Nové nálezy egenburgu v Západných Karpatoch (Turčianska kotlina). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 71, 89–92.
- GAŠPARIK, J., 1980: Geologické vyhodnotenie južnej časti Turčianskej kotliny. Čiastk. závereč. správa za rok 1980. Manuskript – Geofond, Bratislava, 1–32.
- GAŠPARIK, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 ochranného rajónu kúpeľov Turčianske Teplice. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 36-112 Diviaky-2. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- GAŠPARIK, J., 1987: Vývoj pevných palív v litofaciálnych prostrediach terciéru Západných Karpát. In: Konferenční sborník: 1. celostátní konference: Uhl'onosné formácie Československa. IGCP (IUGS-UNESCO), 166, PF UK, Praha.
- GAŠPARIK, J. – GOREK, J. – HALOUZKA, R. – ŠUCHA, P. – KLUKANOVÁ, A. – GAŠPARIKOVÁ, V. – PLANDEROVÁ, E. – TUBA, E. – SAMUEL, O. – SNOPOKOVÁ, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26–334 (Martin-4). Manuskript – Geofond, Bratislava.
- GAŠPARIK, J., 1989: Geologický vývoj južnej časti výplne Turčianskej kotliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 90, 43–55.
- GAŠPARIK, J. – MIKO, O. – ŽÁKOVÁ, E., 1991: Nové poznatky o geologickom vývoji územia na styku Turčianskej kotliny a pohorí Malá Fatra a Žiar. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 92, 9–29.

- GAŠPARIKOVÁ, V., 1987: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z Turčianskej kotliny (vápnitý nanoplanktón). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŽDZICKI, A. – MICHALÍK, J. – PLANDEROVÁ, E. – SÝKORA, M., 1979: An Upper Triassic – Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 5.
- GOREK, J. – WUNDER, D., 1981: Geologická mapa severnej časti Turčianskej kotliny a úpätných svahov Malej Fatry. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GOREK, J. – VOZÁR, J. – RAKÚS, M. – HORNIŠ, J. – VOZÁROVÁ, A. – HÓK, J. – ŠUCHA, P. – KRIPPEL, M. – DOVINA, V. – PULEC, M. – ROJKOVIČOVÁ, E. – KANTOR, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26–333 (Martin-3). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GROSS, P. – KÖHLER, E. – SAMUEL, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 103–117.
- HANÁČEK, J. et al., 1960: Vysvetlivky ku generálnej mape nerastných surovín 1 : 200 000, list M–34–XXV (Žilina). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HANZEL, V. et al., 1984: Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HAŠKO, J. – POLÁK, M., 1977: Vysvetlivky k regiónu krivánskej časti Malej Fatry a bradlového pásma Kysuckej vrchoviny 1 : 50 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HAVRILA, M. et al., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Diviaky-3. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HENSEL, J. – PETROVIČ, Š., 1976: Klimatografia kúpeľných a vybraných miest Slovenska. Martin, Osveta.
- HORÁKOVÁ, M. – KLAGO, M. – POTYŠ, Z., 1970: Sedimentárne-petrografické, hydrogeologické vyhodnotenie vrtu BJ-2 v Záturčí a poznatky o genéze minerálnej vody. Miner. slov. (Spiš. N. Ves), 2, 8, 293–308.
- HOVORKA, D., 1969: Metasomatické premeny amfibolitov Malej Fatry. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 49, 5–61.
- HOVORKA, D. – SPIŠIAK, J., 1986: Carnet amphibolites of the Western Carpathians. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 41, 21–46.
- HOVORKA, D. – MÉRES, Š., 1989: Relikty vysokostupňových metamorfítov v tatroveporidnom kryštaliniku Západných Karpát. Miner. slov., Bratislava, 21, 193–201.
- HRDLIČKA, M. – MAYEROVÁ, M. – NEHYBKA, V. – NOVOTNÝ, M. – SEDLÁK, P. – HUŇÁČEK, P. – VIŠČOR, I., 1983: Reinterpretácia profilu K-III. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- CHATEAUNEUF, J. J., 1980: Palynostratigraphie et paleoclimatologie de l'éocene supérieur et de l'Oligocene du Bassin de Paris (France). Mém. Bur. Rech. géol. min. (Paris), 116, 1–360.
- IBRMAJER, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Manuskript – Geofond, Praha.

- IVANOV, M. – KAMENICKÝ, L., 1956: Kryštalínikum Malej Fatry na generálnom liste Banská Bystrica (Záver. správa k prehľadnej geologickej mape v M 1 : 200 000). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, L. – MACEK, J., 1984: Ein Profil durch die lithostratigraphische Schichten-folgen des Krystallíníkums des Gebirges Malá Fatra. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 1, 157–160.
- KAMENICKÝ, L. – MACEK, J., 1985: Podstráne. Profil kryštalínikum Malej Fatry. Sprievodca k XXV. celošt. geol. konf. SGS. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 163–168.
- KAMENICKÝ, L. – MACEK, J. – KRIŠTÍN, J., 1987: Príspevok k petrografii a geochemii granitoidov Malej Fatry. Miner. slov. (Bratislava), 19, 4, 311–324.
- KLAGO, M., 1975: Fatra – Záturčie – náhradný zdroj minerálnej vody. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- KLAGO, M., 1979: Turčianske Teplice, vrt TJ-20 – čerpacia skúška. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- KLAGO, M., 1978: Budiš – náhradný zdroj minerálnej vody. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- KLAGO, M., 1969: Záturčie – kyselka Fatra. Hydrogeologický prieskum. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- KLÍNEC, A., 1958: Geologické poznámky o kryštalíniku Žiaru. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 12, 86–92.
- KOMORA, J., 1975: Geofyzikálny prieskum kryštalínika Malej Fatry – lúčanská skupina, II. etapa. Geofyzika, Brno, závod Bratislava.
- KORIKOVSKIJ, S. P. – KAMENICKÝ, L. – MACEK, J. – BORONICHIN, V. A., 1987: PT-uslovijá metamorfizma kristalliceskich slancev Maloj Fatry (v razreze Mlynskogo ručja i jeho okrestnostej). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 4, 409–427.
- KOVÁČIK, I., 1981: Petrografia a geochemia granitoidných hornín strednej a severovýchodnej časti lúčanskej časti Malej Fatry. Dipl. práca. Manuskript – archív PF UK, Bratislava.
- KÖHLER, E., 1966: Stratigrafia paleogénu Rajeckej a Turčianskej kotliny na základe veľkých foraminifer. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 40.
- KÖHLER, E., 1967: Gross-foraminiferen und Stratigraphie des paläogenes des Rajec-und Turiec-kassels. Náuka o Zemi, Sér. geol. (Bratislava).
- KONEČNÝ, V. – LEXA, J. – PLANDEROVÁ, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- KRÁL, J. – GOLTZMAN, J. – PETRÍK, I., 1987: Rb-Sr whole rock isochron data of granitic rocks from the Strážovské vrchy Mts., the preliminary report. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 2, 171–179.
- KRIPPPEL, E., 1974: Rekonštrukcia rastlinnej pokrývky Turčianskej kotliny na základe peľových analýz. Geogr. Čas. (Bratislava), 26, 1, 42–54.
- KULLMAN, E., 1973: Základný hydrogeologický výskum záp. svahov V. Fatry a juhovýchodných svahov M. Fatry. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- KULLMAN, E. et al., 1978: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list 36 – Banská Bystrica. Manuskript – Geofond, Bratislava.

- LEXA, J. et al., 1982: Vysvetlivky k listom 36–132 (Horná Štubňa) a 36–134 (Kremnica). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEXA, J., 1989: Vysvetlivky k regionálnej mape ložísk a prognóz nerastných surovín – Kremnické vrchy. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LIZOŇ, J. et al., 1980: Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch. Záver. správa, Geofyzika, Bratislava. Manuskript – archív Geofond, Bratislava.
- LOŽEK, V. – TYRÁČEK, J., 1960: Stratigrafická pozice „vysoké terasy“ v Turčianské kotlině. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 35.
- MAHEL, M., 1986: Geologická stavba Československých Karpát. 1 – Palealpínske jednotky. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- MÁJOVSKÝ, J. – ĎURATNÝ, S. – BODNÁR, J., 1968: Návrh na situovanie štruktúrneho vrtu v južnej časti Turčianskej kotliny podľa výsledkov geofyzikálnych meraní. Manuskript – archív Geofyzika, Bratislava.
- MÁJOVSKÝ, J. – TKÁČOVÁ, H., 1970: Správa o geoelektrickom prieskume v Turčianskej kotline. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- MALÝ, J., 1964: Prieskum minerálnych vôd v Budiši. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- MARKO, J. – ÁRENDÁRIK, J., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR 1 : 50 000, M-34, 99-C (Turany). Manuskript – Geofond, Bratislava.
- MARKO, J. – DOMANICKÝ, A., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín v ČSSR, list mapy 1 : 50 000 M-34-98-D (Martin). Manuskript – Geofond, Bratislava.
- MARKO, J. – DOMANICKÝ, A., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných surovín ČSSR, list mapy 1 : 50 000 (Kremnica M-34-110-D). Manuskript – Geofond, Bratislava.
- MARKO, J. – DOMANICKÝ, A., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín v ČSSR, Turčianske Teplice M-34-110-D. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- MARKO, J. – ŠEMODA, J., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín v ČSSR, list mapy 1 : 50 000 M-34-110-s (Nitrianske Pravno). Manuskript – Geofond, Bratislava.
- MARTINI, E., 1971: Stradner Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. Proc. II. Plankt. Conference, Roma, 1970, 2, 739–785.
- MAZÚR, E., 1963: Žilinská kotlina a príhľahlé pohoria. Geomorfológia a kvartér. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- MAZÚR, E. – ČINČURA, J., 1964: Príspevok k niektorým kvartérnym formám a útvarom v južnej časti Turč. kotliny. Geograf. čas. (Bratislava), 16, 1.
- MAZÚR, E. – LUKNIŠ, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie (mapa 1 : 500 000). Bratislava.
- MÉRES, Š., 1983: Litológia a geochemia pararúl tatrid a veporidných zón centrálnych Západných Karpát. Dipl. práca. Manuskript – archív PF UK, Bratislava.
- MÉRES, Š. – HOVORKA, D., 1989: Metamorfný vývoj rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. Miner. slov. (Bratislava), 21, 203–216.

- MICALÍK, J., 1976: Charakteristický profil fatranskými vrstvami najvyššieho triasu krížňanského príkrovu v závere Dedošovej doliny. Kmetianum (Martin), 4.
- MIKO, O. – HATÁR, J., 1976: Kryštalínium Žiaru, nové poznatky o stavbe, akcesorické minerály. Miner. slov. (Bratislava), 8, 4, 335–354.
- MIŠÍK, M. – RAKÚS, M., 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des Westteilles der Mittleren Fatra. Sbor. geol. Vied., Západ. Karpaty (Bratislava), 1.
- NĚMEJC, F., 1956: Zpráva o paleontologických výzkumech neogenních uloženin v kremnické a štiavnické vulkanické oblasti. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1955 (Praha).
- NĚMEJC, F., 1957: Paleontologický výzkum neogénu Turčianské kotliny. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956 (Praha).
- NĚMEJC, F., 1957a: K otázce stáří neogenních uloženin Turč. kotliny z hlediska paleofloristického. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 2.
- NEMČOK, A., 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- NEMČOK, M. – LEXA, J., 1988: Vývoj hrasťovo-prepadlinovej stavby v okolí pohoria Žiar. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ONDREJIČKOVÁ, A., 1972: Eggenburgian Molluscs of southern Slovakia. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 16.
- ONDREJIČKOVÁ, A., 1974: Mäkkýše z lokality Martin (severná časť Turčianskej kotliny). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- OŽVOLDOVÁ, L., 1976: Biostratigrafia paleogénu v oblasti Dražkovce – Turčianska Belá v Turčianskej kotline. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 30.
- PERČUK, L. L. – LAVRENTJEVA, I. V. – KOTELNIKOV, A. R. – PETRÍK, I., 1984: Srovnatelná charakteristika termodinamičeských režimov metamorfizmu porod glavnogo kavkazskogo chrebtá i Zapadnych Karpat. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 1, 105–155.
- PETERKOVÁ, M. – PÁLENÍK, M. – FRLIČKOVÁ, M., 1979: Martin – tanková cesta, podrobný inžinierskogeologický prieskum v trase. IGHP Žilina. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- PIRMAN, I. et al., 1985: Turčianske Teplice – ochranné pásmo 2. podetapa (projekt). Manuskript – archív IGHP, Žilina.
- PIVKO, D., 1986: Geologická stavba juhovýchodného úpätia Malej Fatry a priľahlej časti Turčianskej kotliny od Dubnej skaly po Valčiansku dolinu. Dipl. práca. Manuskript – archív PF UK, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E., 1972: Dielčia záverečná správa z palinologického vyhodnotenia vrtu GHŠ-1. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. in BRESTENSKÁ, E. – PLANDEROVÁ, E., 1979: Biostratigrafia neogénu Turčianskej kotliny na základe ostrakód a mikroflóry. Čiastk. závereč. správa za rok 1979. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POKORNÝ, V., 1960: Zpráva o mikrostratigrafickém výzkumu Turčianské kotliny. Zpr. geol. výzk. v Roce 1958 (Praha), 129–132.
- PORUBSKÝ, A., 1963: Hydrogeologická charakteristika alúvia Váhu v úseku Krpeľany – Sereď. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 64.

- PULEC, M., 1988: Výskyty kryštálického grafitu v kryštaliniku Malej Fatry a Níz-
kych Tatier. Miner. slov. (Bratislava).
- PULEC, M. – HANÁČEK, I. et al., 1989: Vysvetlivky k mape ložísk a prognóz nerast-
ných surovín regiónu M. Fatra v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív Geol.
Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKÚS, M., 1958: Paleontologický výskum neogénu v okolí Martina. Dipl. práca,
archív PGGV, Praha.
- RAKÚS, M., 1977: Nález morského spodného miocénu pri Čremošnom. Geol. Práce,
Spr. (Bratislava), 67, 287–288.
- RAKÚS, M. – LEXA, J., 1982: Mezozoikum na liste 36–132 (Horná Štubňa). Manu-
skript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKÚS, M. – MIKO, O. – HAVRILA, M., 1984: Tektonická mapa Žiaru, prvý variant
1 : 100 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKÚS, M. – DOVINA, V. – ELEČKO, M. – GAŠPARIK, J. – GOREK, J. – HALOUZKA, R.
– HANÁČEK, J. – HAVRILA, M. – HORNIŠ, J. – MIKO, O. – ROJKOVIČOVÁ, E. – ŠUCHA, P. –
VOZÁROVÁ, A. – VOZÁR, J., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu lúčanská
Fatra, 1 : 50 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SAMUEL, O., 1987: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z Turčianskej kot-
liny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SENEŠ, J., 1959: Biotop a podmienky vzniku spodnoburdigalských usadenín horného
Ponitria. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53.
- SITÁR, V., 1969: Die Paläoflora des Turiec Becken und ihre Beziehung zu den mit-
teleuropäischen Floren. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 17.
- SITÁR, V., 1980: Štúdium makroflóry sarmatu v Turčianskej kotline a na južnom
Slovensku. Závereč. správa za r. 1978–1980. Manuskript – archív Kat. geol.
a paleont. PF UK, Bratislava.
- SITÁR, V., 1982: Tertiäre Flora des SW-tales Turiec Becken (Westkarpaten). Acta
geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 38, 191–206.
- SNOPKOVÁ, P., 1977: Mikrobiostratigrafia východoslovenského flyšu, vnútrokarpats-
kého a budinského paleogénu Slovenska na základe spór a peľových zrníek.
Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P., 1983: Palinologický výskum vzoriek z hutianskych, zubereckých a
bielopotockých vrstiev Oravskej hornatiny (list Hutý). Manuskript – archív
Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P., 1987: Palinologický výskum vzoriek z hutianskeho, zubereckého a
bielopotockého súvrstvia na liste 26–421 (Oravice-1). Manuskript – archív Geol.
Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SZALAIOVÁ, V. – STRÁNSKA, M., 1977, 1978: Turčianska kotlina – gravimetrické
mapovanie. Manuskript – archív Geofond, Bratislava.
- ŠALAGOVÁ, V. et al., 1983: Lúčanská skupina Malej Fatry. Závereč. správa z vyhľá-
dacieho hydrogeologického prieskumu. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ŠUBA, J. et al., 1987: Využiteľné zásoby podzemných vôd Slovenska. Bratislava,
SHMÚ.
- TKÁČIK, P., 1960: Vyhodnotenie macieho vrtu pre pitnú liečbu v kúpeľoch Turčian-
ske Teplice. Manuskript – archív IGHP, Žilina.

- TKÁČIK, P., 1961: Registrácia prameňov minerálnych vôd Slovenska. Manuskript – archív IGHP, Žilina.
- TKÁČIK, P., 1964: Termálne pramene Turčianskych Teplíc. Sprievodca po exkurzných trasách III. hydrogeologickej konferencie – Žilina.
- TKÁČIK, P. et al., 1967: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu termálneho žriedla v Turčianskych Tepliciach – I. etapa. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- TOLLMAN, A., 1976: Der Bau der Nordlichen Kalkalpen. Wien.
- TOMLAIN, J., 1965: Priestorové a časové rozloženie výparu z povrchu pôdy na území ČSSR. Geogr. Čas. (Bratislava), 17, 13.
- TUŽINSKÝ, A., 1967: Povodie Turca – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív IGHP, Žilina.
- VAŇOVÁ, M., 1959: Burdigalská fauna z okolia Kľačna. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53.
- VAŠKOVSKÝ, J. – LOŽEK, V., 1976: Guide to excursion in the Holocene of the West Carpathians. INQUA, Tatranská Lomnica – Bratislava.
- ZAKOVIČ, M. et al., 1976: Hydrogeológia územia listu 26 – Žilina mapy 1 : 200 000. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ZBOŘIL, L. – SAMKO, M. – STRÁNSKA, M., 1975: Gravimetrické mapovanie Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ZBOŘIL, L. – HALMEŠOVÁ, S. – MIKUŠKA, J. – KUBEŠ, P. – KURKIN, M. – STRÁNSKA, M., 1982: Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín – Turčianska kotlina. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ZBOŘIL, L. – ŠEFARA, J. – HALMEŠOVÁ, S. – KRÁL, M. – PUCHNEROVÁ, M. – STRÁNSKA, M. – SZALAIOVÁ, V., 1985: Geofyzikálny výskum Turčianskej kotliny. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ZEMBJAK, O. et al., 1987: Geologické zhodnotenie Turčianskej kotliny pre výskum geotermálnych zdrojov. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ZEMBJAK, O. – FENDEK, M., 1986: Možnosti výskytu geotermálnych vôd a ich využitia v okrese Martin. Štúdiá. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tab. I

- Obr. 1 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER.
8 500 x, distálna strana, Blatnica/B, dok. bod 15.
- Obr. 2 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER.
5 500 x, distálna strana, Blatnica/B, dok. bod 15.
- Obr. 3 *Reticulofenestra* sp.
5 000 x, distálna strana, Blatnica/B, dok. bod 15.
- Obr. 4 *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MART. et RITZ.
12 000 x, proximálna strana, Horné Jaseno, dok. bod 144/2.
- Obr. 5 *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK.
10 000 x, Horné Jaseno, dok. bod 144/1.
- Obr. 6 *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL.
13 000 x, Horné Jaseno, dok. bod 144/2.

Tab. II

- Obr. 1 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER.
12 000 x, distálna strana, Ďanová, dok. bod 143a – 1.
- Obr. 2 *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER.
7 500 x, distálna strana, Ďanová, dok. bod 143a – 1.
- Obr. 3 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
9 500 x, distálna strana, Ďanová, dok. bod 143a – 1.
- Obr. 4 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
11 000 x, proximálna strana, Ďanová, dok. bod 143a – 1.
- Obr. 5 *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH.
14 000 x, distálna strana, Ďanová, dok. bod 143a – 1.
- Obr. 6 *Cribrocentrum reticulatum* (GART. ET SMITH) PERCH-NIELSEN.
17 000 x, proximálna strana, Ďanová, dok. bod 143a – 1.

Tab. III

- Obr. 1 *Dictyococcites danicus* BLACK.
9 500 x, proximálna strana, Ďanová, dok. bod 143.
- Obr. 2 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
10 000 x, proximálna strana, Ďanová, dok. bod 143.
- Obr. 3 *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUK. et PERC.
7 500 x, distálna strana, Ďanová, dok. bod 143.
- Obr. 4 *Dictyococcites* cf. *bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUK. et PERC.
5 500 x, distálna strana, Ďanová, dok. bod 143.
- Obr. 5 *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER.
6 500 x, proximálna strana, Ďanová, dok. bod 143.
- Obr. 6 *Discoaster saipanensis* BRAML. et RIED.
9 000 x, Ďanová, dok. bod 143.

Tab. IV

- Obr. 1 *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MART. et RITZ.
5 500 x, distálna strana, Ďanová, dok. bod 143 – 5.
- Obr. 2 *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH.
11 000 x, distálna strana, Ďanová, dok. bod 143 – 5.
- Obr. 3 *Sphenolithus* sp.
14 000 x, Ďanová, dok. bod 143 – 5.
- Obr. 4 *Sphenolithus* sp.
12 000 x, Ďanová, dok. bod 143 – 5.
- Obr. 5 *Discoaster tani* BRAML. et RIED.
6 500 x, Ďanová, dok. bod 143 – 5.
- Obr. 6 *Discoaster tani nodifer* BRAML. et RIED.
6 000 x, Ďanová, dok. bod 143 – 5.

Tab. V

- Obr. 1 *Helicosphaera compacta* BRAML. et WILC.
7 500 x, proximálna strana, Ďanová, dok. bod 143.
- Obr. 2 *Helicosphaera* sp. cf. *H. recta* HAQ.
9 500 x, distálna strana, Ďanová, dok. bod 143.
- Obr. 3 *Cribrocentrum* cf. *faveolatum* (REIN.) PERCH-NIELSEN.
11 000 x, proximálna strana, Ďanová, dok. bod 143.
- Obr. 4 *Cribrocentrum* cf. *faveolatum* (REIN.) PERCH-NIELS.
12 000 x, proximálna strana, Ďanová, dok. bod 143.
- Obr. 5 *Istmolithus recurvus* DEFLANDRE.
5 000 x, Ďanová, dok. bod 143.
- Obr. 6 *Discoaster tani* BRAML. et RIED.
9 500 x, Ďanová, dok. bod 143.

Tab. VI

- Obr. 1 *Cyclococcolithus formosus* KAMPTNER.
5 500 x, distálna strana, sútok potokov, dok. bod 170.
- Obr. 2 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER.
10 000 x, distálna strana, sútok potokov, dok. bod 170.
- Obr. 3 *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MART. et RITZ.
9 000 x, distálna strana, sútok potokov, dok. bod 170.
- Obr. 4 *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MART. et RITZ.
4 300 x, proximálna strana, sútok potokov, dok. bod 170.
- Obr. 5 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
8 500 x, proximálna strana, sútok potokov, dok. bod 170.
- Obr. 6 *Helicosphaera* cf. *reticulata* BRAML. et WILC.
7 000 x, proximálna strana, sútok potokov, dok. bod 170.

Tab. VII

- Obr. 1 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
8 500 x, proximálna strana, sútok potokov, dok. bod 170.

- Obr. 2 *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUK. et PERC.
7 500 x, distálna strana, sútok potokov, dok. bod 170.
- Obr. 3 *Dictyococcites* sp.
5 000 x, distálna strana, sútok potokov, dok. bod 170.
- Obr. 4 *Istmolithus recurvus* DEFLANDRE.
12 000 x, sútok potokov, dok. bod 170.
- Obr. 5 *Discoaster deflandrei* BRAML. et RIED.
7 000 x, sútok potokov, dok. bod 170.
- Obr. 6 *Neochiastozygus* sp.
4 500 x, proximálna strana, sútok potokov, dok. bod 170.

Tab. VIII

- Obr. 1 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
13 000 x, proximálna strana, Trebostovo, vrt GT-11, 347,00 m.
- Obr. 2 *Cyclicargolithus* cf. *floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY.
8 000 x, distálna strana, Trebostovo, vrt GT-11, 347,00 m.
- Obr. 3 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER.
8 000 x, distálna strana, Trebostovo, vrt GT-11, 347,00 m.
- Obr. 4 ?*Reticulofenestra* sp.
13 000, proximálna strana, Trebostovo, vrt GT-11, 347,00 m.
- Obr. 5 *Coccolithus* cf. *eopelagicus* (BRAML. et RIED.) BRAML. et SUL.
10 000 x, distálna strana, Trebostovo, vrt GT-11, 347,00 m.
- Obr. 6 ?*Reticulofenestra* sp.
10 000 x, distálna strana, Trebostovo, vrt GT-11, 347,00 m.

Tab. IX

- Obr. 1 *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) BUK. et PERC.
13 000 x, proximálna strana, Necpaly, dok. bod 28a.
- Obr. 2 ?*Helicosphaera* sp.
15 000 x, distálna strana, Necpaly, dok. bod 28a.
- Obr. 3 *Dictyococcites danicus* BLACK
13 000 x, proximálna strana, Necpaly, dok. bod 28a.
- Obr. 4 *Dictyococcites* cf. *ornatus* (MÜLLER) BYSTRICKÁ.
12 000 x, distálna strana, Necpaly, dok. bod 28.
- Obr. 5 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
13 000 x, proximálna strana, Necpaly, dok. bod 28.
- Obr. 6 *Dictyococcites* cf. *daviesi* (HAQ) PERCH-NIELSEN.
15 000 x, distálna strana, Necpaly, dok. bod 28.
8 000 x, distálna strana, Trebastovo, vrt GT-11, 347,00 m.

Tab. X

- Obr. 1 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER.
6 500 x, distálna strana, profil Podhradie – Beličie 4.
- Obr. 2 *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER, WADE) BUK. et PERC.
6 500 x, distálna strana, profil Podhradie – Beličie 4.

- Obr. 3 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
8 000 x, proximálna strana, profil Podhradie – Beličie 4.
- Obr. 4 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
8 000 x, proximálna strana, profil Podhradie – Beličie 4.
- Obr. 5 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
8 000 x, distálna strana, profil Podhradie – Beličie 4.
- Obr. 6 *Dictyococcites lockeri* (MÜLLER) ROM.
7 500 x, proximálna strana, profil Podhradie – Beličie 4.

Tab. I

- Obr. 1 *Sphaerogypsina globulus* (REUSS).
Krpel'any, preparát č. 75, 20 x.
- Obr. 2 – 3 *Nummulites striatus striatus* (BRUGUIERE).
Krpel'any, preparát č. 32, 2 – 17 x, 3 – 15 x.
- Obr. 4 – 5 *Nummulites striatus minor* ARCHIAC-HAIME.
Krpel'any, preparát č. 10, 4 – 17 x, 5 – 12 x.
- Obr. 6 *Nummulites variolarius* (LAMARCK).
Krpel'any, preparát č. 62, 29 x.
- Obr. 7 *Nummulites orbignyi* (GALEOTTI).
Krpel'any, preparát č. 36, 29 x.
- Obr. 8 – 9 *Nummulites perforatus* (MONTFORT).
Krpel'any, preparát č. 70, 8 – 10 x, 9 – 6 x.
- Obr. 10 *Nummulites perforatus* (MONTFORT).
Krpel'any, preparát č. 69, 6 x.
- Obr. 11 *Nummulites sismondai* ARCHIAC-HAIME, Krpel'any, preparát č. 71, 11 – 10 x,
12 – 6 x.
- Obr. 13 – 14 *Nummulites sismondai* ARCHIAC-HAIME.
Krpel'any, preparát č. 72, 13 – 9 x, 14 – 5 x.
- Obr. 15 *Nummulites alponensis* SCHAUB.
Krpel'any, preparát č. 43, 6 x.

Foto: M. Vaňová

Tab. II

- Obr. 1 – 2 *Nummulites perforatus* (MONTFORT).
Krpel'any, preparát č. 66, 9 x.

Foto: M. Vaňová

Tab. III

- Obr. 1 – 2 *Nummulites perforatus* (MONTFORT).
Krpel'any, preparát č. 65, 9 x.
- Obr. 3 *Nummulites perforatus* (MONTFORT).
Krpel'any, preparát č. 64, 9 x.

Foto: M. Vaňová

Tab. IV

Obr. 1 *Nummulites perforatus* (MONTFORT).

Krpeľany, preparát č. 63, 9 x.

Obr. 2 – 3 *Nummulites puschi* ARCHIAC.

Krpeľany, preparát č. 46, 2 – 10 x, 3 – 6 x.

Obr. 4 *Operculina parva* DOUVILLÉ.

Krpeľany, preparát č. 49, 15 x.

Obr. 5 *Operculina schwageri* (SILVESTRI).

Krpeľany, preparát č. 50, 15 x.

Obr. 6 *Assilina exponens* (SOWERBY).

Krpeľany, preparát č. 56, 6 x.

Obr. 7 *Assilina spira planospira* (BOUBÉE).

Krpeľany, preparát č. 54, 6 x.

Foto: M. Vaňová

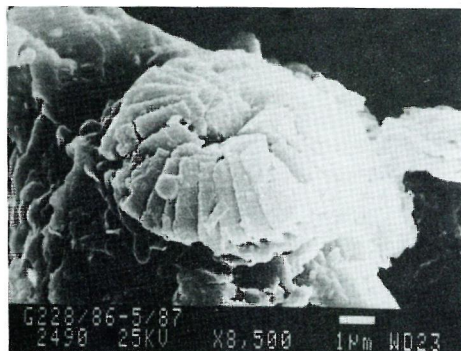
Tab. V

Obr. 1 – 2 *Nummulites sismondai* ARCHIAC-HAIME.

Krpeľany, preparát č. 67, 9 x.

Foto: M. Vaňová

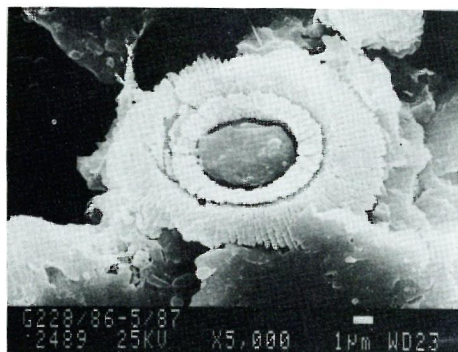
Tab. I



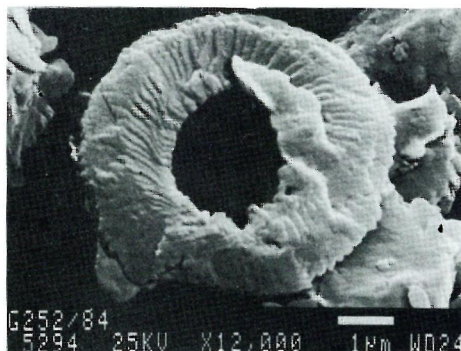
1



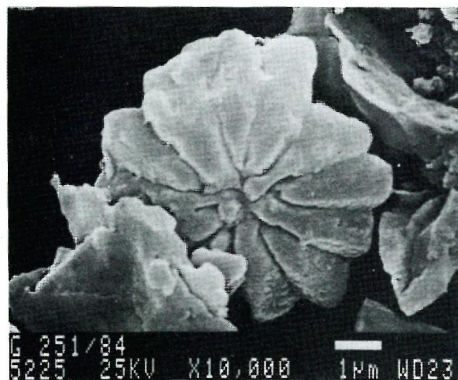
2



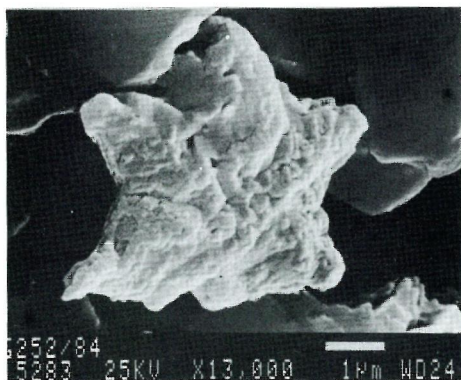
3



4

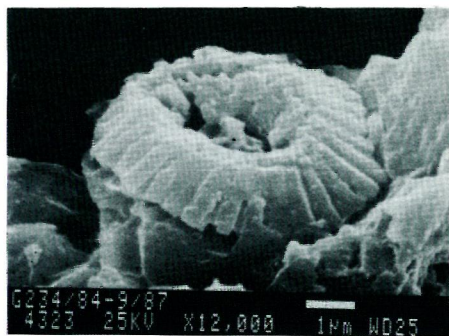


5

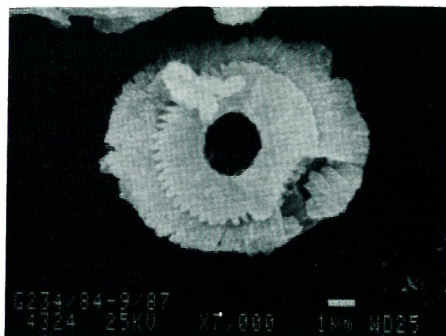


6

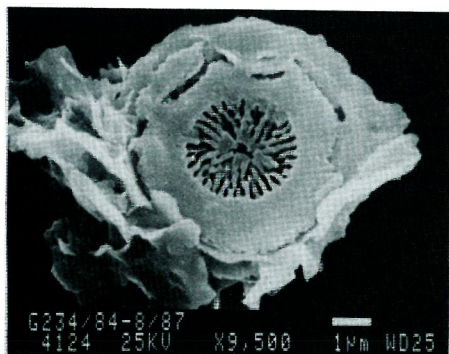
Tab. II



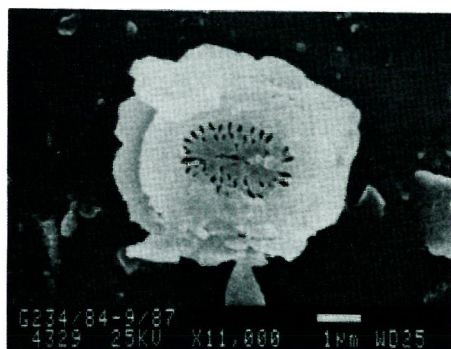
1



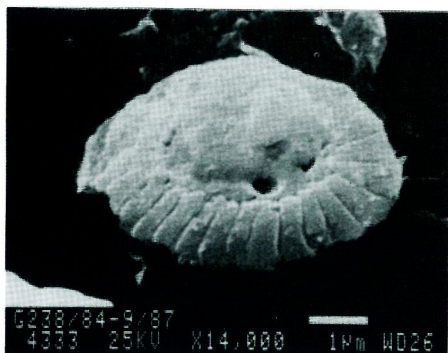
2



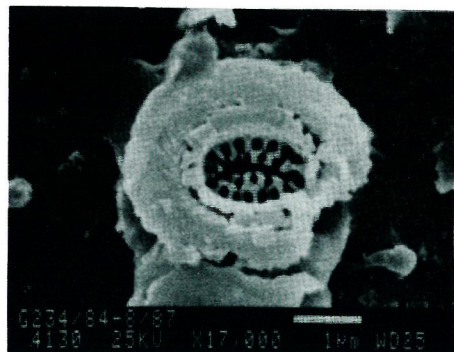
3



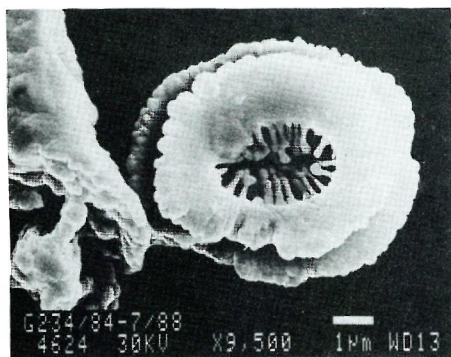
4



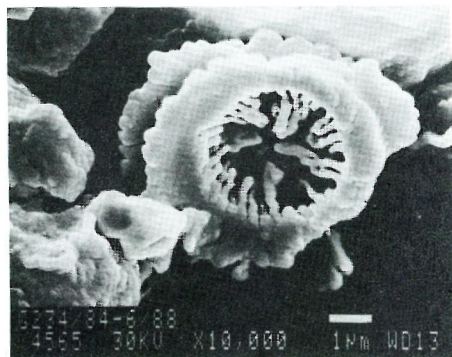
5



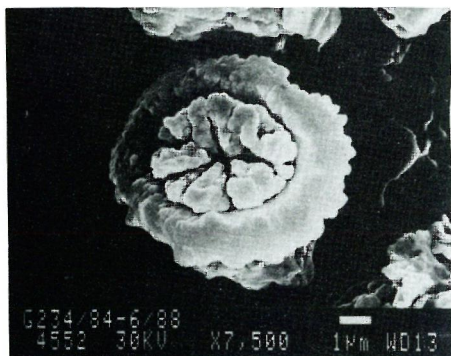
6



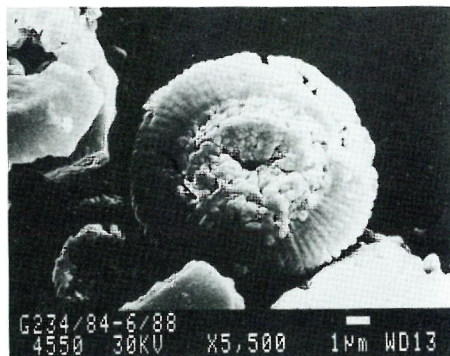
1



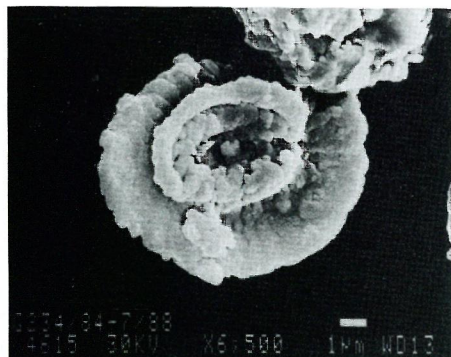
2



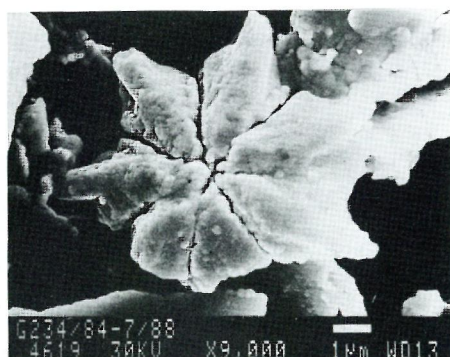
3



4

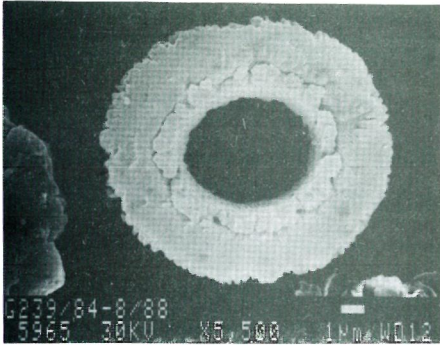


5

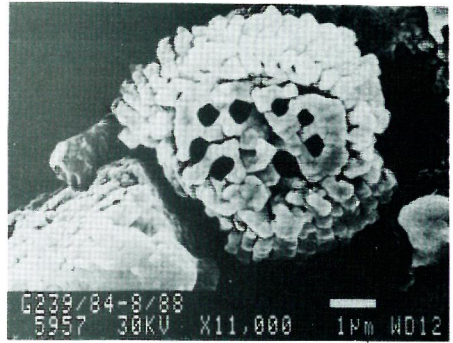


6

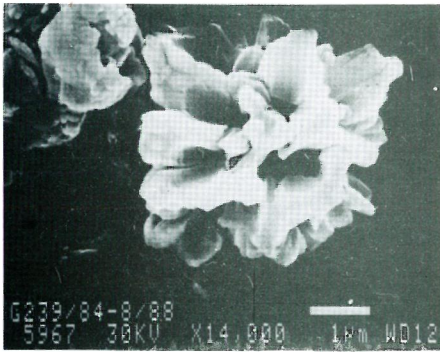
Tab. IV



1



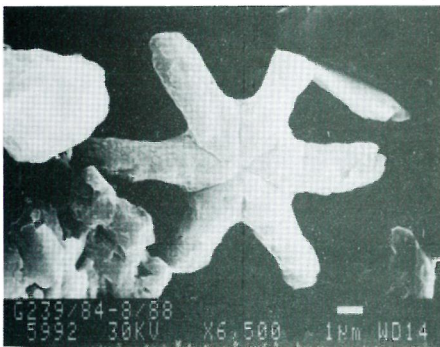
2



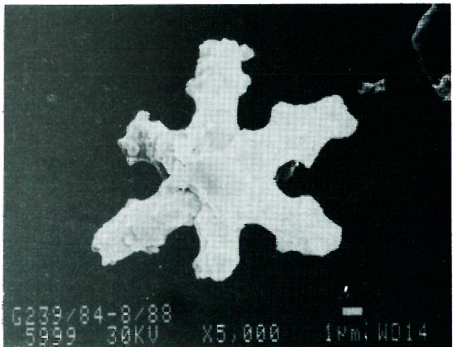
3



4

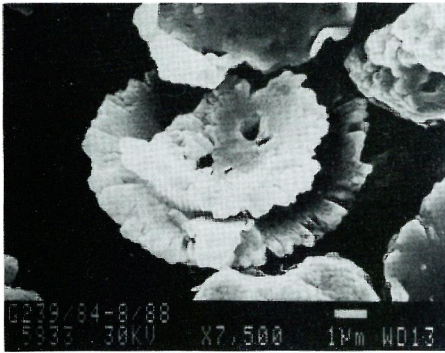


5

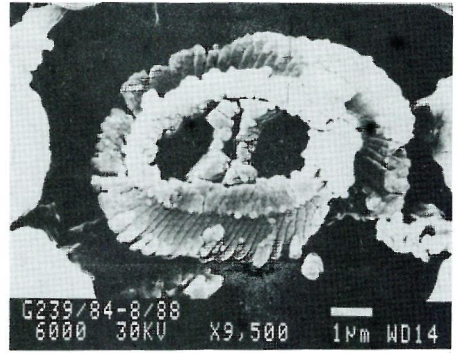


6

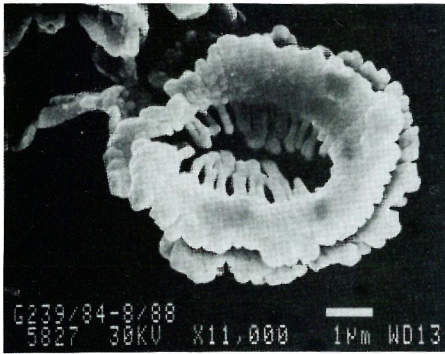
Tab. V



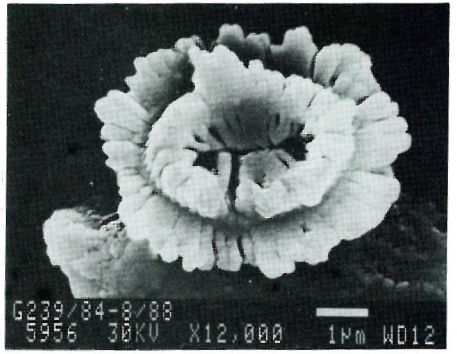
1



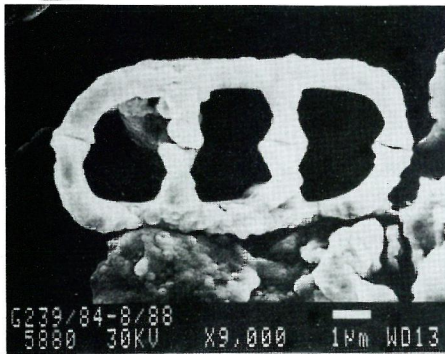
2



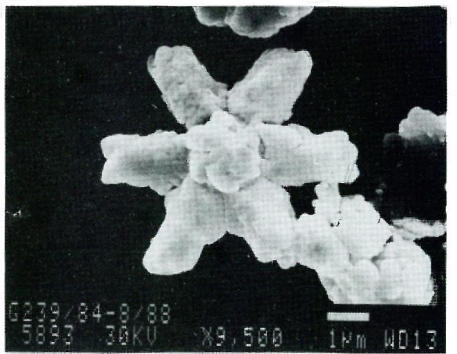
3



4

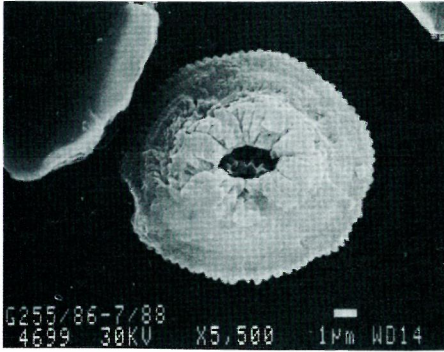


5

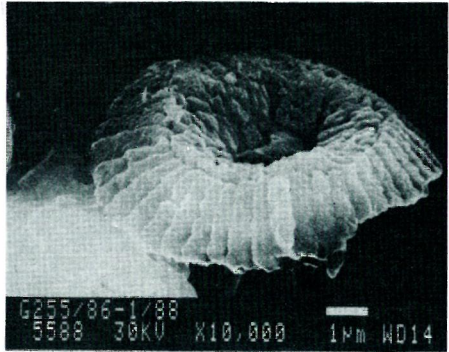


6

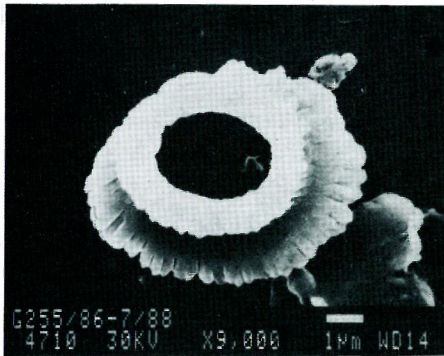
Tab. VI



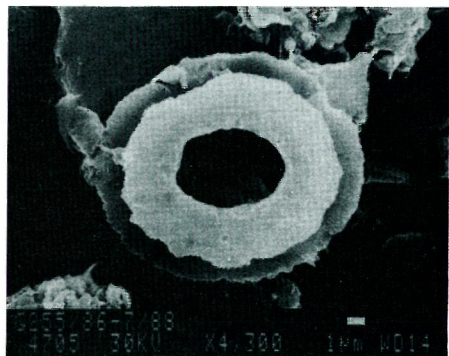
1



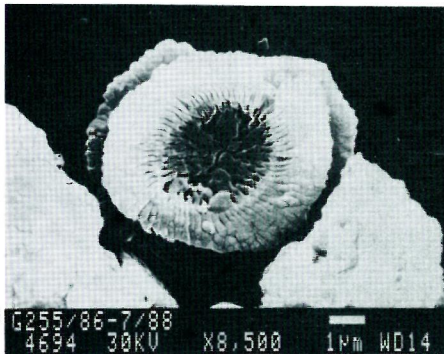
2



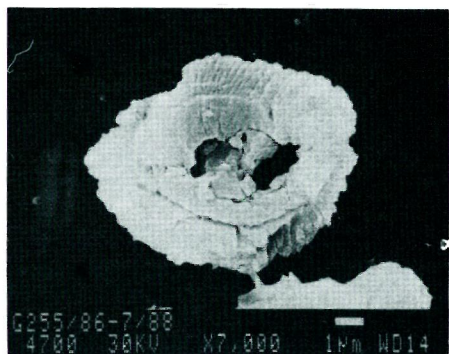
3



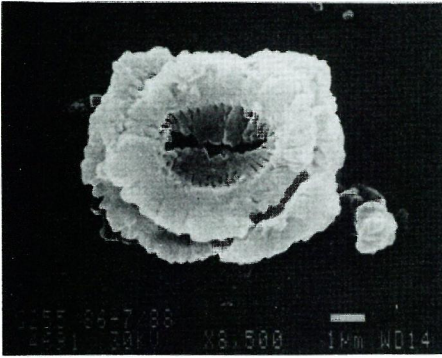
4



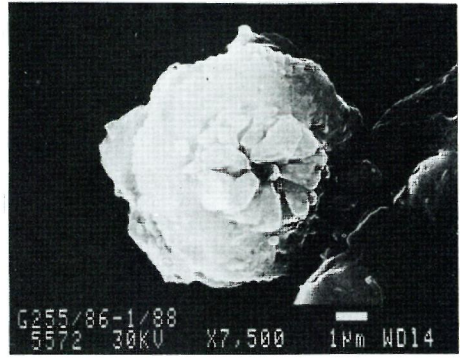
5



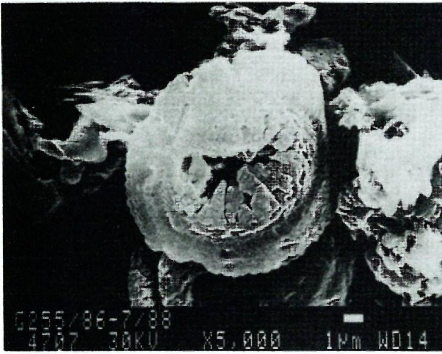
6



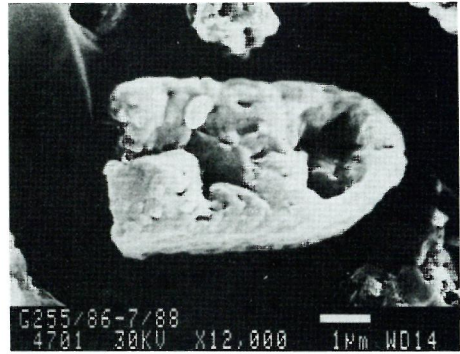
1



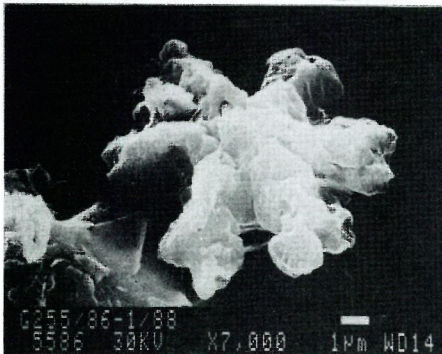
2



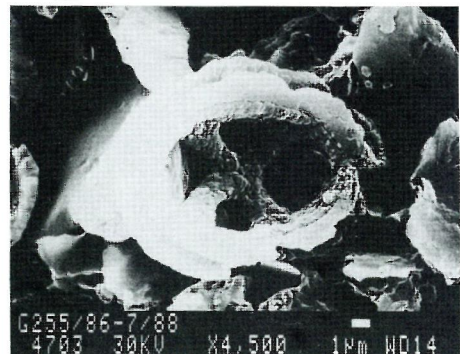
3



4



5

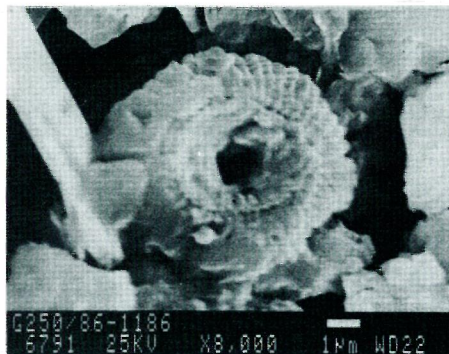


6

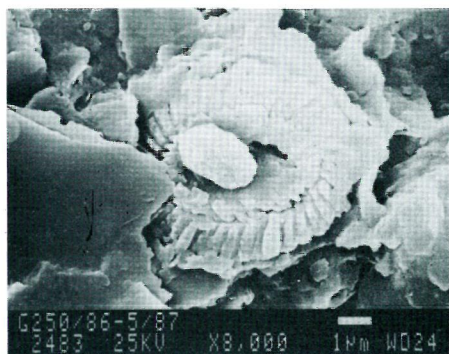
Tab. VIII



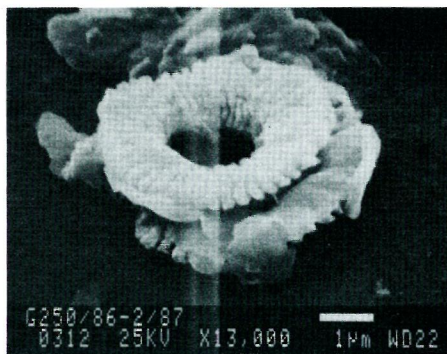
1



2



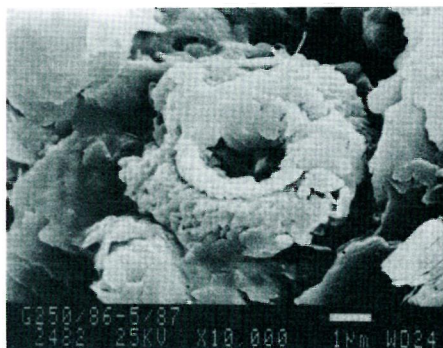
3



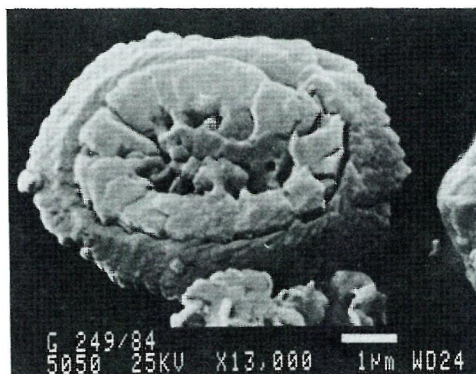
4



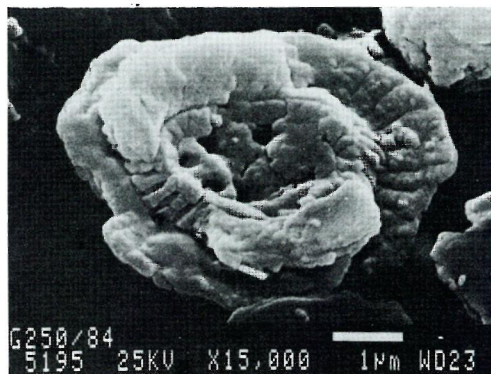
5



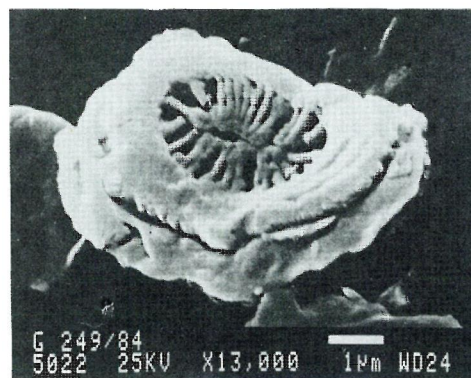
6



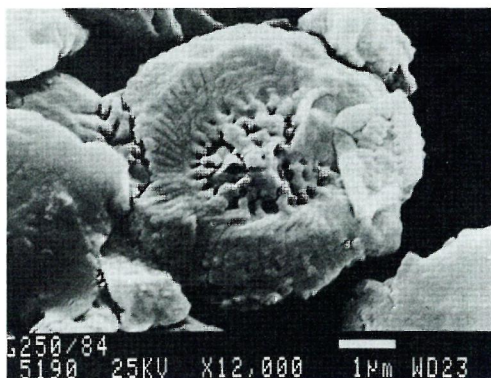
1



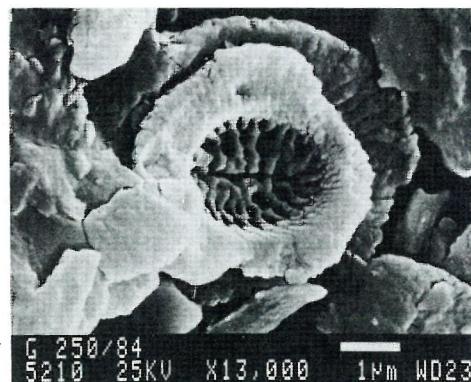
2



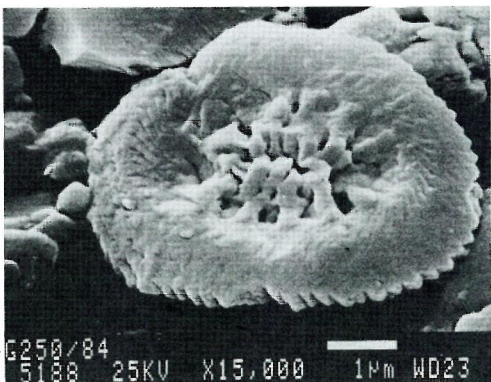
3



4

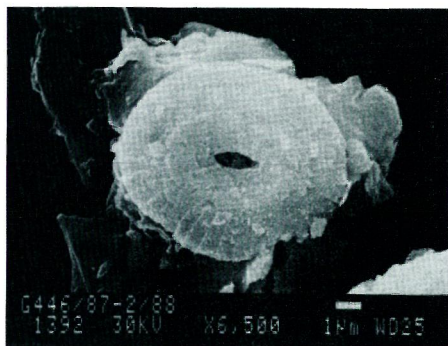


5

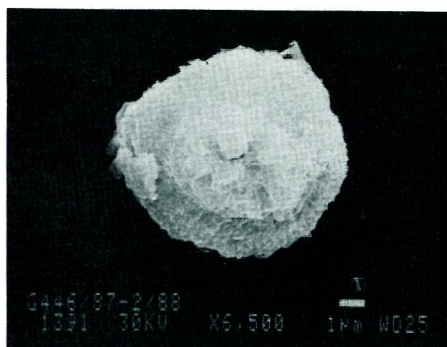


6

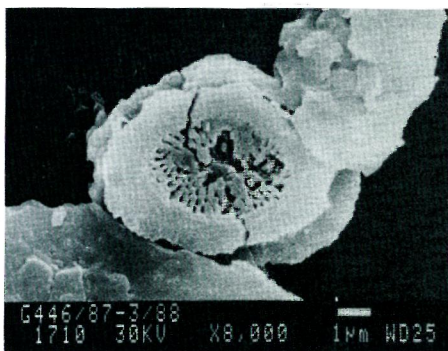
Tab. X



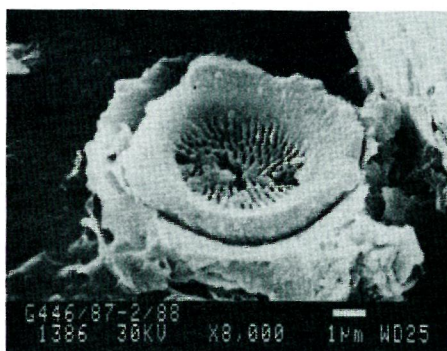
1



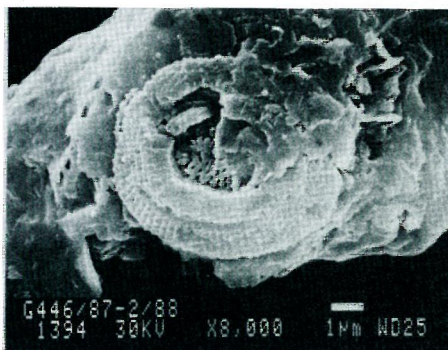
2



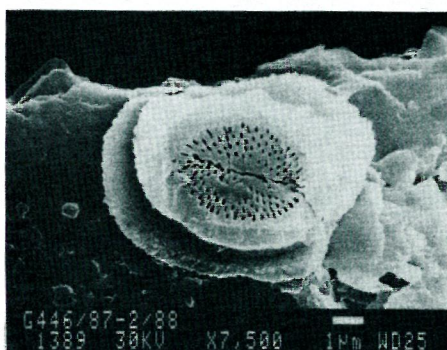
3



4

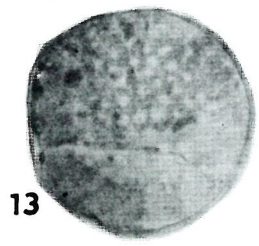
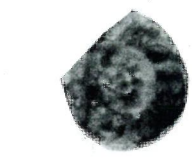
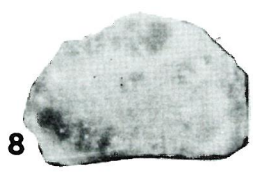
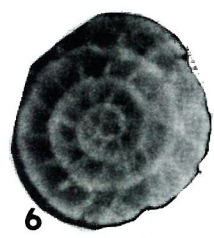
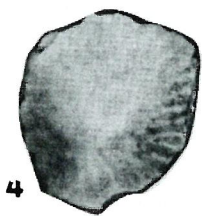
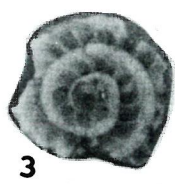
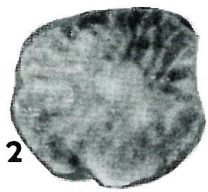


5

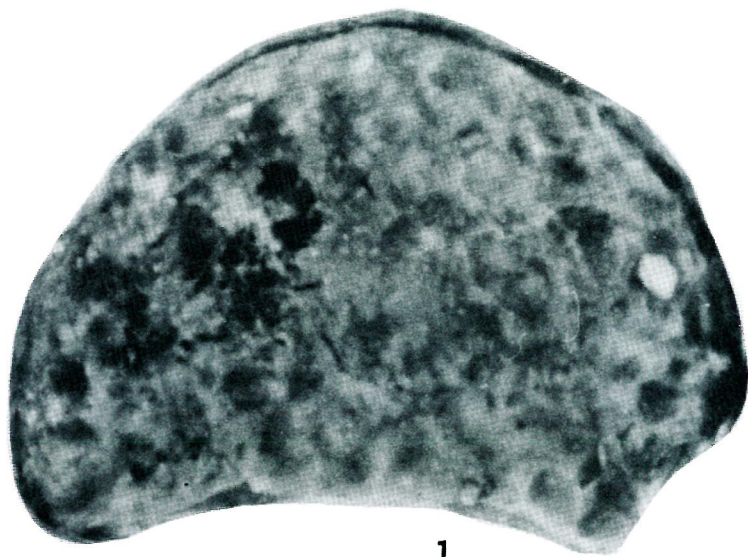


6

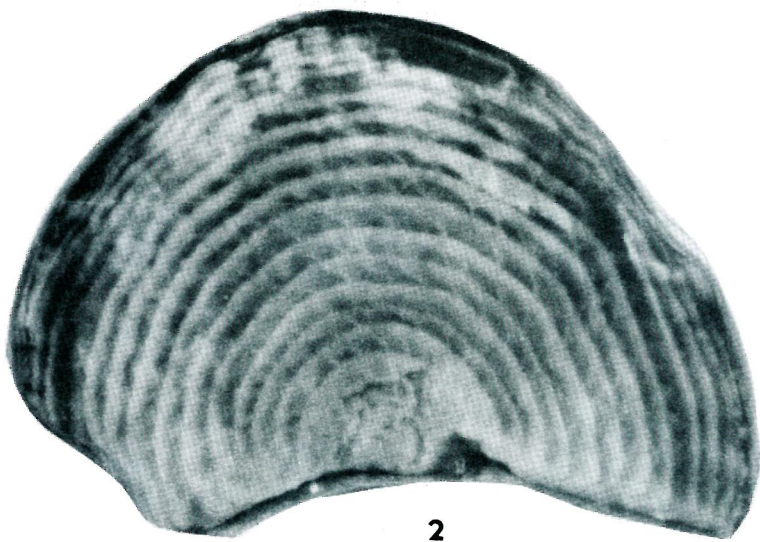
Tab. I



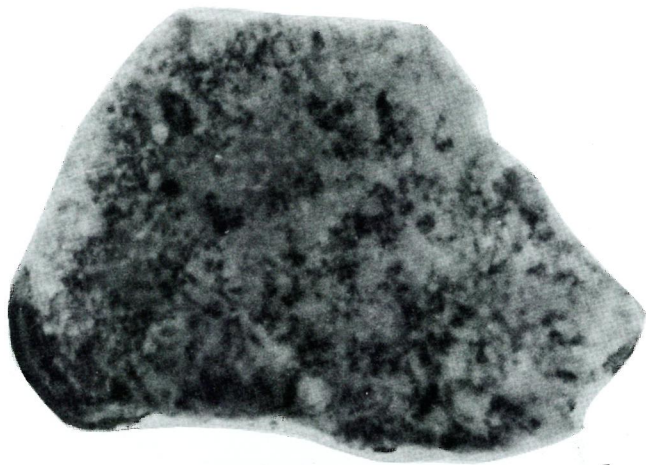
Tab. II



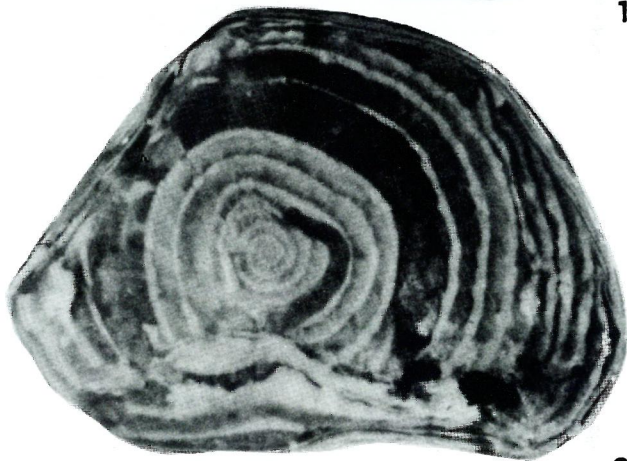
1



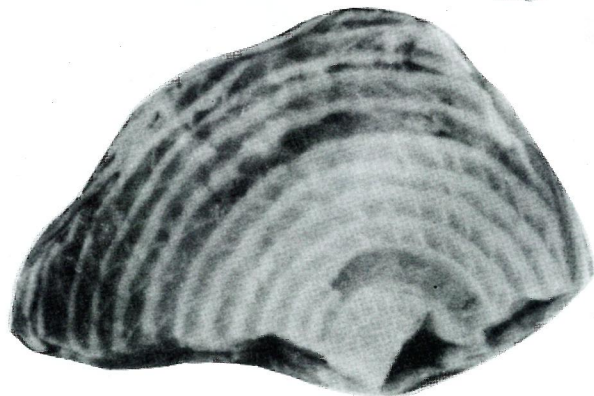
2



1



2

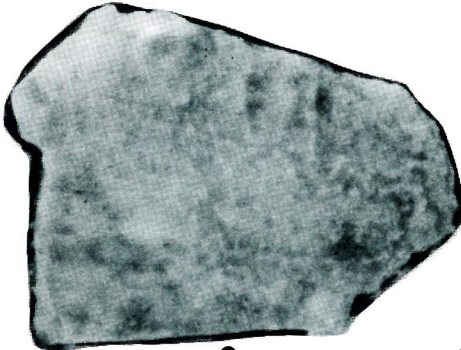


3

Tab. IV



1



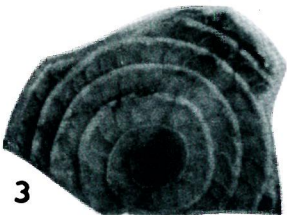
2



6



7



3



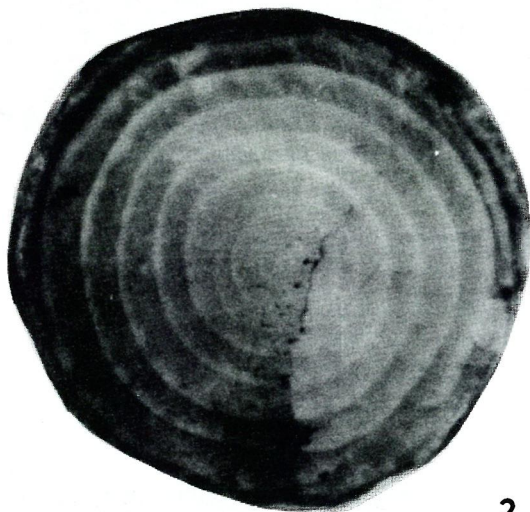
4



5



1



2

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE TURČIANSKEJ KOTLINY

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave roku 1995
Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21

Vedecký redaktor: RNDr. Jozef Vozár, CSc.
Zodpovedná redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Jazyková redaktorka: Mgr. Viera Gardošová
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová
Sadzba: Mária Cabadajová

Tlač a knihárenské spracovanie: tlačiarenské a knihárenské stredisko GÚDŠ
Náklad 400 kusov

ISBN 80-85314-41-X

ISBN 80-85314-41-X