

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
POPRADESKÉJ KOTLINY,
HORNÁDSKEJ KOTLINY,
LEVOČSKÝCH VRCHOV,
SPIŠSKO-ŠARIŠSKÉHO MEDZIHORIA,
BACHURNE A ŠARIŠSKEJ VRCHOVINY

1 : 50 000

Zostavil: Pavel GROSS a kol.



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1999

Pavel GROSS, Stanislav BUČEK, Tibor ĎURKOVIČ, Ivan FILO, Juraj MAGLAY, Rudolf HALOUZKA, Stanislav KAROLI, Alexander NAGY, Zoltán SPIŠÁK, Branislav ŽEC, Jozef VOZÁR, Vladimír BORZA, Eduard LUKÁČIK, Juraj JANOČKO, Ján JETEL, Peter KUBEŠ, Miloš KOVÁČIK, Eva ŽÁKOVÁ, Ján MELLO, Milan POLÁK, Zuzana SIRÁŇOVÁ, Ondrej SAMUEL, Paulína SNOPKOVÁ, Jarmila RAKOVÁ, Adriena ZLINSKÁ, Anna VOZÁROVÁ a Katarína ŽECOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

POPRADSKEJ KOTLINY,
HORNÁDSKEJ KOTLINY,
LEVOČSKÝCH VRCHOV,
SPIŠSKO-ŠARIŠSKÉHO MEDZIHORIA,
BACHURNE A ŠARIŠSKEJ VRCHOVINY

1 : 50 000

Zostavil: Pavel GROSS



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1999

Predseda redakčnej rady:

RNDr. Milan POLÁK, CSc.

Členovia redakčnej rady:

RNDr. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Vladimír HANZEL, CSc., RNDr. Milan KOHÚT, CSc., RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Pavol LIŠČÁK, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Michal POTFAJ, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

OBSAH

ABSTRAKT (P. Gross).....	7
ÚVOD (P. Gross).....	13
Geografická a morfológická charakteristika územia (P. Gross).....	13
Prehľad geologických výskumov (kolektív)	15
Opis geologickej stavby (P. Gross a kolektív)	19
CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK.....	21
Bradlové pásmo (P. Gross).....	21
Tatrikum – severné veporikum (M. Polák, A. Vozárová).....	25
Križňanský príkrov (ružbašský mezozoický ostrov) (M. Polák).....	29
Veporikum (M. Polák, J. Vozár, A. Vozárová)	34
Hronikum (M. Polák, J. Vozár, A. Vozárová)	46
Severné gemerikum (J. Vozár, A. Vozárová)	54
Silicikum (J. Mello)	58
Magurská jednotka (P. Gross)	65
Podtatranská skupina (P. Gross a kolektív).....	66
Neogén (P. Gross).....	109
Kvartér (J. Maglay, R. Halouzka).....	110
CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (P. Gross a kolektív)	142
GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ (P. Kubeš)	157
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (J. Jetel).....	166
PREHLAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU (E. Žáková).....	193
CHARAKTERISTIKA GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (M. Kováčik)	201
ZÁVER (P. Gross).....	206
LITERATÚRA	208
GEOLOGICAL STRUCTURES AND REGIONAL DEVELOPMENT OF THE POPRADSKÁ KOTLINA, HORNÁDSKA KOTLINA DEPRESSIONS, LEVOČSKÉ VRCHY MTS., SPIŠSKO-ŠARIŠSKÉ MEDZIHORIE DEPRESSION, BACHUREŇ MTS. AND ŠARIŠSKÁ VRCHOVINA HIGHLAND – a review (P. Gross).....	231

ABSTRAKT

Horninové súbory predterciérneho podložia lemujú celý južný okraj regiónu (Kozie chrbty, Slovenský raj, Galmus, Branisko, Sľubica – Čierna hora). Severný okraj paleogénnych sedimentov je limitovaný zhruba priebehom bradlového pásma a podtatranského zlomu, pozdĺž ktorého je vyzdvihnutý ružbašský mezozoický ostrov v nadväznosti na východný okraj Tatier. Podtatranský zlom v týchto miestach je prikrýty hrubými polohami kvartéru, tvoriacimi tzv. tatranské predpolie. Východné obmedzenie determinuje hornádске zlomové pásmo oddeľujúce paleogénne sedimenty od neogénnych usadenín Prešovskej kotliny.

Na geologickej stavbe okrajov regiónu a v nadväznosti naň aj jeho podložia sa podieľajú tieto základné jednotky: paleozoikum a mezozoikum hronika, paleozoikum a mezozoikum gemerika, mezozoikum vernárskeho a stratenského príkrovu silicika, kryštalinické, paleozoické a mezozoické komplexy severnej časti veporika, horninové komplexy tatrika (obalová sekvencia) a fatrika, molasoidné súvrstvia vrchnej kriedy a mezozoické a paleogénne horninové súbory bradlového pásma.

Na týchto geologicko-tektonických celkoch sa miestami usadili kontinentálne súvrstvia paleocénno-eocénneho veku, ktoré boli v priabóne odstránené (alebo prepracované), no zväčša prekryté sedimentmi paleogénu podtatranskej skupiny.

Všetky celky sú lokálne prekryté premenlivo hrubými kvartérnymi sedimentmi.

HRONIKUM

Z paleoalpinskyh jednotiek sa na stavbe regiónu podieľa hronikum vystupujúce v Kozích chrbtoch. Zastupuje ho výlučne čiernovážsky vývoj, v ktorom dominantné postavenie má ipoltická skupina predstavujúca bazálnu časť tzv. štureckého príkrovu. Ipolitická skupina má stratigrafickú úroveň vrchný karbón až perm, pričom jej hrúbka v oblasti regiónu dosahuje 2 500 až 2 800 m.

Ipolitická skupina pozostáva z dvoch litostratigrafických jednotiek – vrchnokarbónskeho nižnobocianskeho a permského malužinského súvrstvia. Vrchný karbón na povrchu nevystupuje, jeho výskyty sa predpokladajú v podloží. Jeho nadložím je malužinské súvrstvie, s ktorým je spätý pozvoľnými prechodmi.

Malužinské súvrstvie tvorí povrch Kozích chrbtov a prezentuje ho klastická, cyklicky usporiadaná sedimentárna sekvencia len so sporadickými medzivložkami chemogénnych sedimentov – karbonátov a evaporitov. Charakterizuje ho vývoj troch veľkých sedimentačných cyklov s výrazným zjemňovaním zrnitosti do ich vrchnej časti. Bazalty a andezity ako produkt synsedimentárneho vulkanizmu sú tu zastúpené v treťom megacykle.

PALEOGÉN

Paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny sú v regióne zachované v úplnom vrstvom slede, počínajúc kontinentálnymi, predtransgresívnymi sedimentmi, v nadloží už

s preukázateľne morskými bazálnymi členmi, vyššie s hrubým súvrstvom ílovcov a flyšu, končiac najvyšším, prevažne pieskovcovým súvrstvom.

Bazálne borovské súvrstvie, ktoré je usadené priamo a diskordantne na mezozoickom alebo paleozoickom podloží, v najspodnejších horizontoch miestami reprezentujú hornádske vrstvy. Týmto termínom sú označené primárne kontinentálne sedimenty, nepochybne predtransgresívne, ktoré sú niekedy sčasti prepracované a deštruované následnou morskou transgresiou. Ide väčšinou o spevnené sutiny (brekcie) pokrývajúce svahy pôvodného karbonátového reliéfu. Vrstvy sa nachádzajú v území jv. od Spišskej Novej Vsi. Väčšinou nepresahujú hrúbku 5 m.

Východne od Spišskej Novej Vsi v smere na Vítkovce boli opísané chrastianske vrstvy, zložené z pieskovcov až strednozrnných zlepencov, zastupujúce sedimenty vejárov delt s prevládajúcou riečnou genézou. Celkovo predstavujú komplex hrubý do 200 m. Pieskovce a zlepence tvoria výplne erózných žľabov na bázach cyklov.

V Popradskej kotline, resp. vo východnej časti Hornádskej kotliny a severne od Čiernej hory je bazálne borovské súvrstvie s. s., tvorené vo všeobecnosti hrubými klastikami s bežnou vertikálnou postupnosťou: brekcie, zlepence, pieskovce (lokálne aj vápence), siltovce. Asociácia ako celok je monomiktná (napr. karbonátová alebo nekarbonátová) alebo výrazne polymiktná. Najvyššie horizonty borovského súvrstvia v Hornádskej kotline a v Šarišskej vrchovine sú tvorené tomášovskými vrstvami. Tvoria ich prevažne jemnozrnné pieskovce a siltovce. Majú zvýšený podiel ílovej hmoty a sú jemne sfudnaté. Charakteristickým znakom siltovcov je prítomnosť pyritových konkrécií, zuhoľnatenej rastlinnej drviny, odtlačkov listov a miestami aj množstva makrofauny (lastúrniky). V úseku od Hranovnice po západný okraj Braniska sa v najspodnejších polohách vyskytujú lavice drobnozrnných karbonátových zlepencov až brekcií. Pieskovce sú klasifikované ako litické droby, sublitické arenity, ojedinele aj karbonátové arenity. Hrúbka tomášovských vrstiev dosahuje maximálne 120 m (v úseku Hranovnica – Spišská Nová Ves). Hrúbka borovského súvrstvia ako celku v regióne kolíše v rozmedzí od 50 m do maximálne 265 m. Vek súvrstvia sa pohybuje v rozpätí paleocén až spodný oligocén (vek prevažne kontinentálnych hornádskejších vrstiev bol stanovený na paleocén až stredný eocén; preukázateľne morské tomášovské vrstvy poskytli faunu preukazujúcu vek vrchný priabón až spodný oligocén).

V nadloží borovského súvrstvia sa nachádzajú desiatky až stovky metrov premenlivo vápnitých (lokálne i nevápnitých) ílovcov s ojedinelými lavicami drobnozrnných zlepencov, pieskovcov, siltovcov, resp. pelokarbonátov, ktoré reprezentujú hutianske súvrstvie. Prechod borovského súvrstvia do ílovcov hutianskeho súvrstvia je vcelku plynulý, s prechodnou časťou hrubou od niekoľko dm do 10 m. Ílovce prevládajú nad pieskovcami obvykle v pomere 5 : 1 až 10 : 1, extrémne až 20 : 1. Občas sa vyskytujúce lavice zlepencov predstavujú bežne nezrelý typ klastík s vysokým podielom karbonátov, kremencov a fylitov stmelených ílovito-piesčitým tmelom.

V severnej časti regiónu (v šarišskom paleogéne) boli rozlíšené dve subfácie: a) súvrstvie s vysokou prevahou ílovcov nad pieskovcami a drobnozrnnými zlepencami s výskytmi 1–2 m hrubých sklzových telies (tvorených najmä siltovcovými intraklastmi); b) drobnorytmický distálny flyš (T_{c-e}) vystupujúci napr. medzi Novou Ľubovňou a Jakubanmi.

V záreze Lipianskeho potoka v Kamenici sa nachádzajú tenké lavičky pelokarbonátov (Fe dolomitov) a veľmi zaujímavé pieskovce so zvýšeným podielom serpentinitu.

V južnej časti opisovaného regiónu (úsek Odorín – Spišský Hrušov) nachádzame uprostred hutianskeho súvrstvia úlomky až veľké bloky organodetritických odorínskych vápencov. Obvykle sa vyskytujú v sprievode drobnozrnných polymiktných zlepencov až hrubozrnných pieskovcov, s ktorými vytvárajú sklzové telesá zošmyknuté z niekdajších pobrežných plošín do hlbších častí panvy. Vápence sú tvorené nahromadenými lastúrami veľkými do 30 mm, prestúpenými rúrkovitými útvarmi – stopami po lezení červov. Faunistické spoločenstvo rozhodne nie je predstaviteľom stenohalinného morského prostredia.

V severnej časti regiónu v tzv. hromoško-šambronskom chrbte boli opísané šambronské vrstvy. Predstavujú fáciu vyvinutú na báze hutianskeho súvrstvia. Ílovce v šambronských vrstvách tvoria dominantnú zložku a podobne ako v hutianskom súvrství s. s. sú v prevahe nad pieskovcami. Prevládajúcim typom psamitov sú drobové pieskovce až siltovce, ktorých základná hmota je ílovito-karbonátová. Určujúcim znakom týchto vrstiev je výskyt decimetrových až maximálne 10 m hrubých polôh polymiktných zlepencov (i brekcií) s charakteristickými paleogénnymi intraklastmi. Uvedené polohy hrubých klastík sa striedajú s polohami ílovcov, resp. flyšu, čo dokazuje ich nesporný intraformačný charakter (nie sú bazálnymi vrstvami).

Hromoško-šambronské pásma tvoria dve kulisovite sa zastupujúce zložité brachyantiformné megaštruktúry s osami z.-v. až zsz.-vjv. smeru, vzhľadom na bradlové pásma prebiehajúce mierne diagonálne.

Hrúbka hutianskeho súvrstvia v rámci regiónu je značne premenlivá. V Hornádskej a Popradskej kotline kolíše od 100 do 500 m, v Šarišskej vrchovine od 600 do 800 m. Z územia Spišsko-šarišského medzihoria sú publikované údaje o hrúbke 200 až 1 200 m (včítane 300 m hrúbky šambronských vrstiev). Z oblasti Lipian sa uvádza hrúbka až 3 000 m. V tomto extrémnom prípade však rozhodne nejde o pravú hrúbku. Vekové začlenenie súvrstvia ako celku kladieme do obdobia vrchného priabónu až spodného oligocénu.

Nadložné zuberecké súvrstvie je možné charakterizovať už ako typický sediment turbiditných prúdov, reprezentujúci najhlbšiu litofáciu paleogénu podtatranskej skupiny. Ide tu predovšetkým o fáciu typického flyšu, ktorý je v študovanom regióne plošne najrozšírenejší. Flyš vystupuje na povrch najmä v Popradskej kotline a Hornádskej kotline. Menšie plochy budované flyšom sa nachádzajú v Šarišskej vrchovine, Spišsko-šarišskom medzihorí a v časti Bachurne.

V rámci zubereckého súvrstvia sme rozlíšili nasledujúce subfácie:

a) Typický flyš, kde pomer pieskovcov k ílovcom kolíše od 1 : 2 do 2 : 1. Pieskovce sú tu buď homogénne, alebo gradačne zvrstvené, ílovce sú premenlivo vápnité, s bežnou siltovou prímiesou. V Hornádskej kotline v typickom flyši sa našli preplástky ílovcov menilitového typu. Vzácné sa tu vyskytujú lavice drobnozrnných zlepencov.

b) Flyš s prevahou ílovcov je v regióne zastúpený len sporadicky. Nachádzame ho bežne na rozhraní hutianskeho a zubereckého súvrstvia, alebo veľmi vzácné priamo na styku s bielopotockým súvrstvom.

c) Kežmarské vrstvy tvoria najmä na západnom okraji Levočských vrchov najvyššiu subfáciu zubereckého súvrstvia. Charakteristickým znakom týchto vrstiev je, že ešte v typickom „flyšovom prostredí“ sa začínajú objavovať hrubé lavice pieskovcov bielopotockého typu, ktoré smerom do nadložia sú čoraz častejšie a do istej miery aj hrubšie. Subfácia nemá priestorovú stálosť ani konštantnú hrúbku. Povšimnutiahodnou skutoč-

nosťou kežmarských vrstiev je neobyčajne vysoký podiel arkóz, ktoré sa bežne v zubereckom súvrství takmer nevyskytujú.

Hrúbka zubereckého súvrstvia, pokiaľ toto súvrstvie tvorí dnešný povrch, je závislá od veľkosti denudačného zrezu. Skutočná hrúbka ostala „nedotknutá“ iba tam, kde flyšové masy majú v nadloží vyvinuté bielopotocké súvrstvie.

Konštatujeme, že hrúbka zubereckého súvrstvia v regióne kolíše v rozmedzí 0 až 1 450 m.

Vek zubereckého súvrstvia na základe výsledkov štúdia mikrofauny, palynoflóry a nanoplanktónu bol stanovený na najvyšší priabón až oligocén (vo väčšine prípadov na jeho spodnú časť).

Bielopotocké súvrstvie je tvorené desiatky až stovky metrov hrubým súborom monotónneho, prevažne pieskovcového súvrstvia, kde-tu prerušeného polohami flyšu alebo rôzne hrubými polohami zlepcov. Súvrstvie už nemá flyšový charakter, pretože pomer pieskovcov k ílovcom je 10–30 : 1. Pieskovce pozostávajú v absolútnej prevahe z drôb, menej časté sú drobové pieskovce, arkózové pieskovce a arkózy. Najčastejšie je homogénne zvrstvenie, menej časté je gradačné alebo nepravidelné zvrstvenie. V hrubých pieskovcových laviciach nie sú zriedkavé až niekoľko dm veľké závalky (intraklasty) ílovcov, siltovcov, pelokarbonátov a oblepených blatových gúľ. Ílovce sú tu zriedkavé, pričom takmer vždy majú vysoký podiel siltovej prímеси. Sú slabo vápnité, no častejšie nevápnité, dosahujúce hrúbku do 30 cm.

Zlepence, ktoré tu nachádzame, sú dvojakej genézy. Ide o zlepence charakteru podmorských zosuvných telies (indikujú bočný vstup do panvy z JV), alebo vrstvy tzv. konglomerátového flyšu s vývojom hrubých lavíc gradačne zvrstvených zlepcov (zaberajú veľké plochy severne od Čiernej hory). Najväčšie plošné rozšírenie súvrstvia sa nachádza v centrálnej časti Levočských vrchov, kde zároveň dosahuje najväčšiu hrúbku.

Zaujímavým komponentom bielopotockého súvrstvia sú zlepence a štrky s polohami pieskovcov, ktoré sú odkryté v potokoch v oblasti Kvačian, Bajerova, Žipova aj inde. Často tvoria vrcholové časti kopcov na území Šarišskej vrchoviny. Ide tu najskôr o sedimenty úlomkových prúdov, zodpovedajúce vrchnej časti vejára, keď pretrvával režim gravitačných tokov, rozdielnych od turbiditných prúdov.

Sumarizáciou všetkých dostupných údajov prichádzame k záveru, že hrúbka bielopotockého súvrstvia kolíše v rozmedzí od 150 m do 900 m.

Vek bielopotockého súvrstvia bol stanovený na obdobie celého oligocénu, s maximálnou sedimentáciou vo vrchnom oligocéne. Niektoré vzorky obsahujú spoločenstvá nanoplanktónu, ktoré do istej miery potvrdzujú pokračovanie sedimentácie do spodného miocénu, do zóny NP 25 až NN 1. Otázku vrchnej hranice musíme ponechať naďalej otvorenú.

KVARTÉR

Kvartérne sedimenty regiónu náležia k viacerým genetickým typom. Z dolín Vysokých Tatier sem zasahujú glacigénne sedimenty, ktoré tvoria čelá mladých morén posledného zaľadnenia. Tie plynule prechádzajú do glacifluviálnych a v ďalších priebehoch toku až do typických fluviálnych sedimentov. Okrem nich sú tu lokálne rozšírené proluviálne

sedimenty, „neogénno-kvartérne“ travertíny a penovce a v neposlednom rade veľmi rozšírené rozličné genetické a litologické typy svahovín.

Územie je možné rozčleniť na dva hlavné celky, náležiacie buď do baltického, alebo jadranského úmoria. K prvému náleží Popradská kotlina a (spolu s tatranským predpolím) k druhému predovšetkým Hornádska kotlina a Šarišské podolie (t. j. povodie Hornádu a Torysy).

Glacigénne sedimenty tatranského predpolia sa usadzovali vo všetkých troch pleniglaciálnych štádiách würmského obdobia. Glacifluviálne sedimenty vynášané tokmi z čiel roztápajúcich sa ľadovcov vznikali ešte v morénovom štádiu na konci würmu. Fluviálne sedimenty v študovanom regióne sú známe od mladšieho gúnzu (reziduálne fluviálne štrky) priebežne až po holocénne nívne sedimenty. Proluviálne sedimenty (náplavové kužele) sú známe už od konca staršieho rissu (s. l., s protorissom) priebežne až po najmladšie, holocénneho veku.

Organické sedimenty (humolity), t. j. rašeliny a rašelinové hliny, sú známe iba v holocéne.

Sladkovodné vápence (travertíny a penovce) vznikali v regióne od pliocénu (Dreveník) až po súčasnosť.

Značne rozšírené sú tu deluviálne sedimenty včítane deluviálno-fluviálnych splachových hĺn, ktoré takmer všade vyplňajú údolia a rôzne depresie v morfológii terénu. Nie zriedka sa delúviá nachádzajú aj na vrcholoch plochých kopcov.

TEKTONICKÁ CHARAKTERISTIKA

Vznik sedimentačného priestoru paleogénu podtatranskej skupiny je spojený s poklesom západokarpatského bloku ako celku v období stredného a vrchného eocénu. Medzi laramskou fázou vrásnenia a bartónskou, resp. priabónskou transgresiou do týchto priestorov uplynulo zhruba 25 miliónov rokov. Vtedy tu pretrvával režim kontinentálnej suchozemskej éry. Transgresia vo vrchnom eocéne na rôzne členy krížňanského a chočského príkrovu, súvrstvia silicika a gemerika je nesporným dôkazom, že príkrovová stavba centrálnych Západných Karpát vznikla pred týmto obdobím. Navyše sa potvrdilo, že chočský príkrov už plošne súvisle nepokrýval krížňanský príkrov.

Pôvodne usadené litostratigrafické celky, ako aj predpaleogénne zvrásnené a presunuté komplexy boli po oligocéne postihnuté najmä germanotypnou zlomovou tektonikou. V dôsledku účinkov helvétskej fázy a mladších fáz alpínskeho orogénu dochádzalo k rozlámaniu územia na celý rad krýh (poklesy a prešmyky) a v severnej časti regiónu aj k zvrásneniu plastickejších celkov (hutianske súvrstvie a šambronské vrstvy), nachádzajúcich sa pod južným ohraničením bradlového pásma.

Niektoré zlomy sú morfológicky veľmi výrazné, iné sa dajú identifikovať iba náhlou zmenou smeru a sklonu súvrstvia za predpokladanou zlomovou líniou. Navyše, mnohé zlomy sú sprevádzané líniovými vývermi obyčajných, resp. minerálnych vôd s tvorbou penovcov a travertínov (Dreveník, Sivá Brada, Baldovce atď.). K najvýraznejším zlomom v regióne patrí chočsko-podtatranský zlom, vikartovský zlom, popradský zlom, poľanovský zlom, šindliarsky zlom, hrišovský zlom, muránska línia, hornádsky zlom, násunová línia na južnom okraji priebehu bradlového pásma a s ňou paralelné línie limitujúce šam-

bronsko-kamenické pásmo a mnohé iné zlomy v samotných Levočských vrchoch, ktoré neboli pomenované.

Najväčšiu výšku skoku, a to až 3 500 m, predpokladáme na línii podtatranského zlomu (oproti paleogénu podtatranskej skupiny Liptovskej kotliny), ktorá sa plynule znižuje v smere na južný okraj ružbašského mezozoického ostrova, kde ešte musíme uvažovať o výške skoku minimálne 1 000 m.

Veľmi osobitú históriu tektonickej aktivity má priebeh muránskej línie (zlomu). Z doteraz zistených poznatkov vyplýva, že veľké pohyby pozdĺž nej sa museli odohrávať v predpriabónskom období, pričom paleogénne sedimenty sa javia už ako potektonické, iba kde-tu s náznakmi jej priebehu.

ÚVOD

Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, spišsko-šarišského paleogénu, Bachurne a Šarišskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000 zobrazuje predovšetkým paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny. V podstatne menšej miere sú tu zastúpené kvartérne sedimenty rôznej genézy a tiež horninové komplexy chočského príkrovu, vystupujúce v Kozích chrbtoch.

Geologická mapa a vysvetlivky sú výsledkom štvorročnej práce kolektívu pracovníkov Geologickej služby (v čase mapovacích prác ešte Geologického ústavu Dionýza Štúra) v Bratislave a z pracoviska v Košiciach.

Pracovný kolektív, ktorý napísal vysvetlivky ku geologickej mape tohto regiónu, je takýto: Pavel Gross, Rudolf Halouzka, Ján Jetel, Peter Kubeš, Miloš Kováčik, Juraj Maglay, Jozef Vozár, Eva Žáková, Milan Polák a Ján Mello.

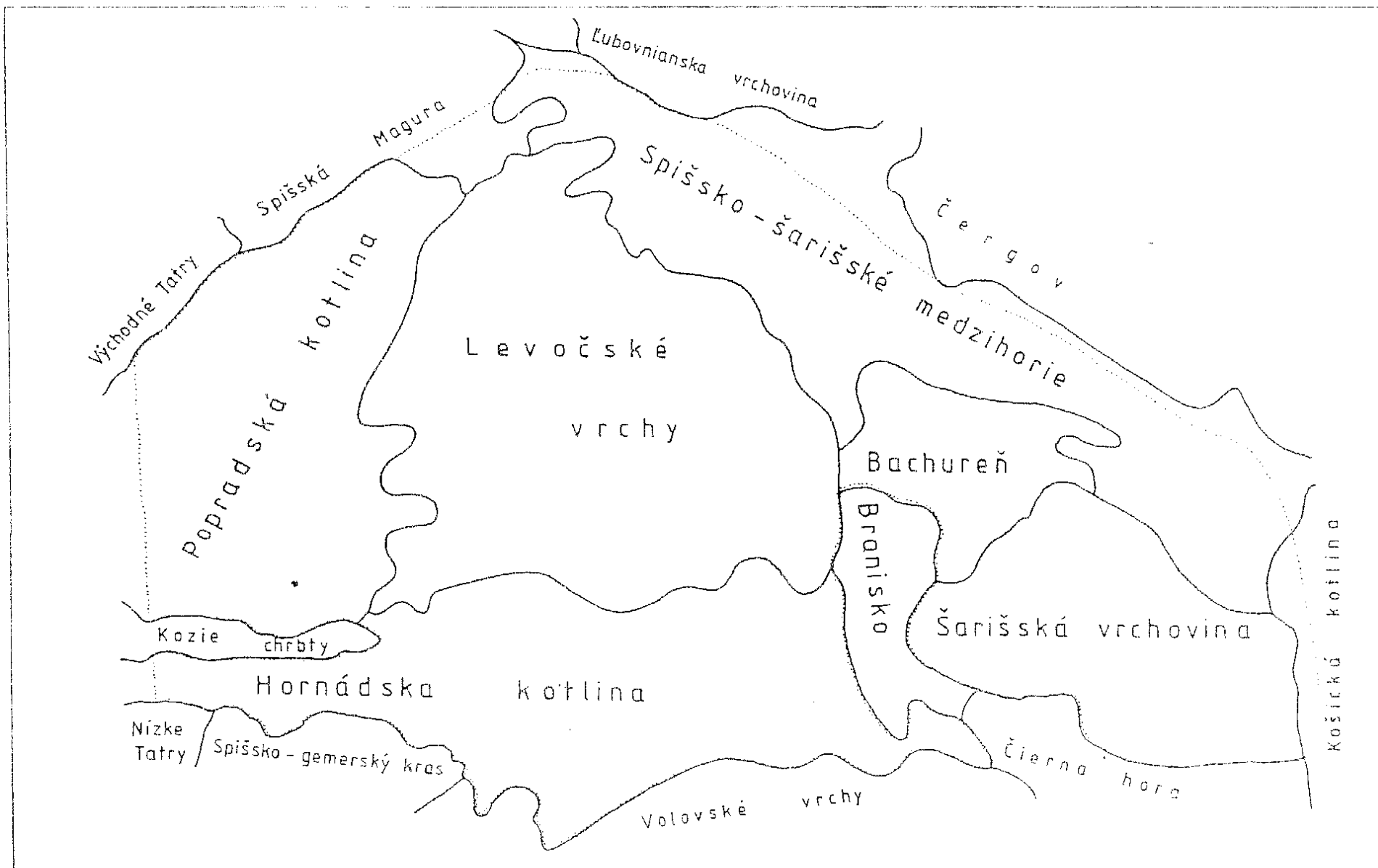
Uvedený kolektív zároveň zhodnotil a použil výsledky ďalších pracovníkov, mapovačov a špecialistov (Vladimír Borza, Stanislav Buček, Tibor Ďurkovič, Ivan Filo, Juraj Janočko, Stanislav Karolí, Eduard Lukáčik, Alexander Nagy, Jarmila Raková, Ondrej Samuel, Paulína Snopková, Zoltán Spišák, Zuzana Siráňová, Anna Vozárová, Adriena Zlinská, Branislav Žec a Katarína Žecová), ako aj podklady starších prác, predovšetkým pracovníkov mapujúcich tento región pri príležitosti zhotovenia geologických máp v mierke 1 : 200 000, listov Tatry (Fusán et al., 1963) a Zborov – Košice (Matějka et al., 1964).

Hlavnou náplňou vysvetliviek je objasnenie geologického vývoja, geologickej a tektonickej stavby územia s využitím najnovších poznatkov. Vysvetľujúci text o geologickom vývoji a stavbe územia dopĺňajú kapitoly o geofyzikálnej preskúmanosti, hydrogeológii a nerastných surovinách. Vo vysvetlivkách sú opísané aj geofaktory životného prostredia s hlavným dôrazom na svahové deformácie – zosuvy.

GEOGRAFICKÁ A MORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Územie znázornené na tejto mape (obr. 1) podľa regionálneho geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša (1980) patrí do Západných Karpát.

Západná časť regiónu náleží k Podtatranskej kotline, k jej subregiónu Popradskej kotline. Južná časť patrí k územiu Hornádskej kotliny, ktorá na juhu hraničí so Slovenským rajom, Havraními vrchmi a Hnileckými vrchmi (časťou Galmus). Ďalej pokračuje južná hranica regiónu na masíve Braniska a Čiernej hory, medzi ktorými sa rozprestiera Šarišská vrchovina. Centrálnu a sčasti aj severnú časť regiónu tvoria Levočské vrchy, Bachureň a Spišsko-šarišské medzihorie.



Obr. 1 Geomorfologické členenie územia regiónu (podľa Mazúra a Lukniša, 1978)

Popradská kotlina, Hornádska kotlina, Levočské vrchy, Šarišská vrchovina aj Bachureň sú budované paleogénnymi sedimentmi podtatranskej skupiny (v zmysle Grossa, Köhlera a Samuela, 1984). V juhozápadnej časti regiónu spod paleogénnych sedimentov vyčnievajú Kozie chrbty, tvorené permskými sedimentmi a vulkanitmi chočského príkrovu permského veku.

V zmysle regionálneho geologického členenia (Vass et al., 1988) územie tvorí Popradská kotlina, Hornádska kotlina, Kozie chrbty, Levočské vrchy a šarišský paleogén.

Skúmané územie patrí do povodia Popradu, ktorého vody tečú do Baltského mora, no prevažnú časť územia odvodňuje Hornád a jeho prítoky patriace do úmoria Čierneho mora.

Najnižšie situovaný bod v území sa nachádza pri Drienovskej Novej Vsi v nadmorskej výške 220 m, najvyšší bod sa nachádza na vrchole Čiernej hory v Levočských vrchoch vo výške 1 289,4 m.

Časti územia v Popradskej a Hornádskej kotline je možné charakterizovať ako pahorkatinu, no samotné Levočské vrchy a časť Bachurne a Šarišskej vrchoviny tvorí reliéf označovaný ako typická vrchovina.

PREHLAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Študované územie bolo naposledy komplexne spracované v rámci edície vysvetliviek k prehľadnej geologickej mape ČSSR [list M-34-XXVII Vysoké Tatry, redaktor Fusán et al. (1963); list M-34-XXII a M-34-XXVIII Zborov – Košice, redaktor Matějka et al. (1964)]. Všetky geologické výskumy, ktorých začiatky sa datujú už od minulého storočia, sú uvedené v týchto prácach a citované v zozname použitej literatúry:

Oveľa detailnejšie sú výsledky štúdia paleogénnych sedimentov Slovenska podané v Regionálnej geológii ČSSR (diel II, Západ. Karpaty, sv. 2) pod redakciou Budaya et al. (1967), kde v zozname citovanej literatúry je veľmi podrobný a vyčerpávajúci súpis autorov, ktorí tu pracovali.

Významná etapa výskumov súvisela so zostavením edície geologických máp v mierke 1 : 50 000 a s ložiskovým výskumom Slovenského rudohoria v 60. rokoch. Paleogénne sedimenty Hornádskej kotliny spracoval kolektív pod vedením R. Marschalka. Výsledky týchto prác sú zhrnuté v záverečných správach Mahel'a et al. (1963) – list Hranovnica, a Fusána et al. (1967) – list Spišská Nová Ves, ako aj vo viacerých menších čiastkových správach. Niektoré výsledky boli publikované napr. v prácach Marschalko, Gross a Kalaš (1966), resp. Volfová (1962).

Od druhej polovice 60. rokov sa mapovaného územia týkali práce špeciálneho zamerania (Marschalko, 1970; Gross, Papšová a Köhler, 1973), resp. reambulačné práce v súvislosti so zostavovaním geologickej mapy Nízkych Tatier v mierke 1 : 50 000 (Biely et al., 1992). V Hornádskej kotline sa uskutočnil aj

geofyzikálny výskum (Májovský, 1988; Mikuška a Szalaiová, 1989) a hydrogeologický výskum (Jetel, Molnár a Vranovská, 1990).

Severný okraj Slovenského rudohoria s paleogénnym predpolím sa nachádza na geologickej mape Slovenského rudohoria v mierke 1 : 50 000, ktorej autormi sú Bajaník et al. (1984).

Kvartérne sedimenty, zasahujúce do sz. časti nášho územia, vyhodnotil a zmapoval Lukniš (1973), ktorý z územia Vysokých Tatier a ich predpolia vyhotovil monografickú prácu a mapu v mierke 1 : 50 000.

Viacero archívnych i publikovaných prác sa zaoberá oblasťou Kišovce – Švábovce – Hôrka, kde sa realizovalo množstvo technických prác v súvislosti s ťažbou mangánových rúd. Z nich uvádzame práce Ilavský (1950), Ilavský et al. (1964), Priehodská (1966, 1969), Varček et al. (1968), Bartalský et al. (1973) atď.

Systematické mapovanie Popradskej kotliny v mierke 1 : 25 000 sa začalo realizovať v roku 1988 v rámci projektov GÚDŠ. Výsledkom je list Poprad-3, 27-333 (Gross et al., 1990), ktorý je súčasťou tejto práce.

Prvé ucelené zhodnotenie hydrogeologických pomerov územia Popradskej kotliny sa urobilo pre základnú hydrogeologickú mapu v mierke 1 : 200 000, list Poprad (Hanzel et al., 1974). Výsledky systematického hydrogeologického výskumu Vysokých Tatier a ich predpolia, ako aj sv. svahov Nízkych Tatier sú zhrnuté v práci Hanzela (1984) a sv. svahov Nízkych Tatier v práci Hanzela (1974 a 1984); samotné Levočské vrchy sú vyhodnotené v práci Zakoviča (1979).

Územie Levočských vrchov pre následné spracovanie vysvetliviek v mierke 1 : 200 000 zmapoval Chmelík (1958). Gross et al. uskutočnili v rokoch 1963 až 1967 základné geologické mapovanie listu Levoča 1 : 50 000, realizované na listoch 1 : 25 000. Záverečná správa z tohto územia bola predložená v r. 1967.

Neskôr sa tu uskutočňovali litologické, sedimentologické a paleogeografické štúdie, napr. Pícha (1964) Marschalko a Gross (1968), Marschalko (1978), Gross a Köhler (1980), Gross a Marschalko (1981), Gross a Samuel (1982), Snopková (1967).

V súvisi s ochranným rajónom baldovských minerálnych vôd sa vypracovalo niekoľko štúdií dotýkajúcich sa južnej časti Levočských vrchov. Z nich uvádzame práce: Májovský (1986), Gross (1987), Haluška a Petřivalský (1994) atď. Problematiku územia riešia aj práce Fendeka et al. (1992, 1994) a Franka et al. (1994).

Svahovými pohybmi v študovanom území sa zaoberali Nemček et al. (1974). Tohto územia sa do istej miery dotýkajú aj údaje z mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií z regiónu Spišská Magura – Pieniny – Čergov autorov Panáček et al. (1987).

Severná časť Levočských vrchov a časť šarišského paleogénu (v úseku Toporec – Stará Ľubovňa – Lipany – Drienica) boli komplexne spracované, zmapované a publikované v práci Nemčoka (1990).

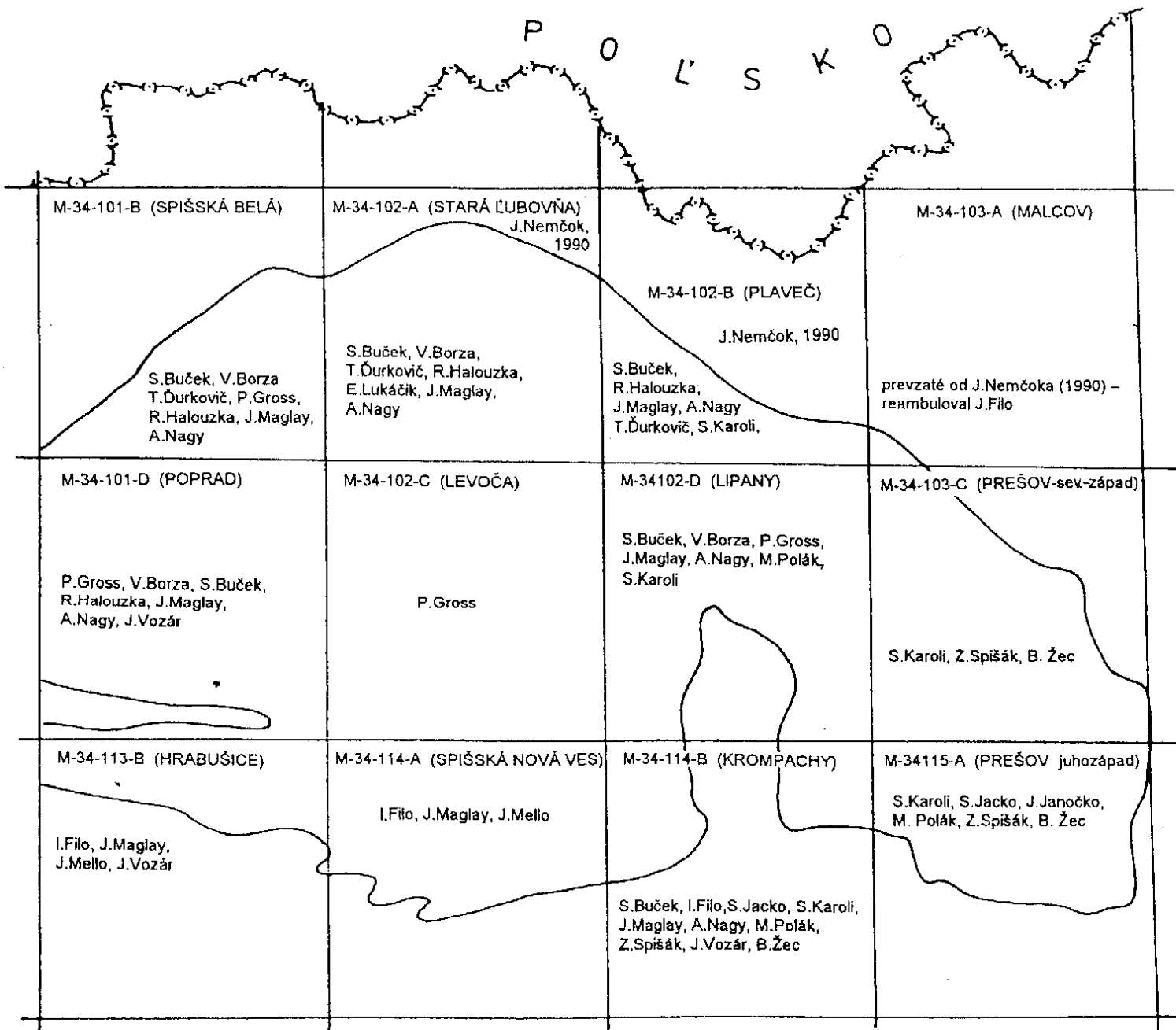
Východná časť študovaného územia, t. j. región Bachurne, Šarišskej vrchoviny a Spišsko-šarišského medzihoria (v zmysle Mazúra a Lukniša, 1980), boli predmetom štúdia mnohých odborníkov. Z hľadiska moderných výskumov (geologická mapa, sedimentológia, paleoprúdová analýza atď.) toto územie, a najmä samotnú Šarišskú vrchovinu, detailne spracoval Marschalko (1958, 1962, 1965, 1966, 1970, 1981). Najmä vďaka jeho podrobnému geologickému zhodnoteniu územia a publikovanej geologickej mape (1966) bola práca v tomto regióne do istej miery uľahčená. Z ďalších prác dotýkajúcich sa súčasnosti tohto územia uvádzame: Mahel' et al. (1967), Gross et al. (1973), Gross a Gaál (1983), Polák (1987, 1994), Malík a Láncoz (1993), Polák et al. (1992), Molnár et al. (1986).

Biostratigrafické výskumy tu uskutočňovali Samuel (1960), Samuel a Salaj (1968), Samuel in Polák et al. (1992), Snopková in Polák et al. (1992). Geomorfologický prehľad skúmanej oblasti podáva Lukniš (in Fusán et al., 1963). Analytický geomorfologický prehľad problematiky o Šarišskej vrchovine obsahuje práca Harčára (1972). Registrácia svahových deformácií je uvedená v práci Modlitbu et al. (1985).

Rekonštrukciou substrátu a rýchlosťou sedimentácie paleogénnych súvrství sa zaoberali Samuel a Fusán (1982).

Veľkým prínosom k poznaniu paleogénu v oblasti Lipany – Sabinov bolo odvíťanie oporného vrtu Lipany-1, ktorý vyhodnotili Leško et al. (1983). S cieľom naftovej prospekcie sa tu realizovali aj ďalšie hlboké vrty – Lipany-2 až Lipany-5 (Rudinec et al., 1988).

V nedávnej minulosti sa venovala i v súčasnosti sa venuje značná pozornosť geofyzikálnemu prieskumu okolia prameňa Salvátor – Lipovce (Vrúbel, 1989; Ferenc, Szalaiová a Vrúbel, 1986), resp. objasneniu hlbšej geologickej stavby (Pospíšil, 1978; Mořkovský, Novák a Híkl, 1988; Tkáčová, 1992). Ďalšie geofyzikálne práce vykonávané v rámci gravimetrického mapovania východoslovenského flyšu v rokoch 1952–1957 sa skončili správou (Čekan a Šútor, 1960; Čekan, 1965). Podrobné tiažové merania (Vác et al., 1971) spresnili informácie o území medzi Sabinovom a Šambronom. Kompletnú reinterpretáciu geofyzikálnych pomerov v tejto oblasti vykonali Kadlečík et al. (1977), opierajúc sa do istej miery o výsledky práce Leška (in Leško a Chmelík, 1976). V rámci novších gravimetrických meraní bola zhotovená mapa ÚBA (Mikuška et al., 1984; Mikuška a Chrumová, 1985) a mapa reziduálnych anomálií (Čekan a Mořkovský, 1982). Pozdĺž bradlového pásma v skúmanej oblasti sa vykonal refrakčno-seizmický a reflexno-seizmický prieskum na účely projektovania štruktúrnych vrtov (Lipany-1–5) a na riešenie vzťahu bradlového pásma a paleogénu podtatranskej skupiny (Mořkovský, 1975, 1988, 1990; Jarý et al., 1976; Lukášová et al., 1979; Mořkovský et al., 1981 a Novák et al., 1983). Celkové zhodnotenie geofyzikálnych metód a údaje o podloží a tektonike v oblasti Lipian sa nachádzajú v práci Mořkovského (1987, 1990). Hlbinný reflexno-seizmický profil G1



Obr. 2. Prehľad geologického mapovania v rokoch 1993-1995

(Kandrik et al., 1993) slúžil na spresnenie štruktúrno-tektonickej stavby v úseku Lipany – Bachureň.

Vrtno-refrakčný prieskum so zámerom sledovania reliéfu predterciérneho podložia v okolí lipianskych vrtoŕ realizovali Filková a Pernica (1978), Krišteŕ (1978, 1979), Šupina (1979) a Filková (1981, 1986). Zhodnotenie vrtných a geofyzikálnych podkladov tu uskutočnil Ŕeřicha (1978). Doplnjujúce geoelektrické práce tu realizovali Jančovič a Viščor (1984) a Pomezný a Bláha (1988, 1989).

Z ďalších geofyzikálnych prác (petrofyzika, hydrofyzika a geoelektrické merania) uskutočnili Kovárová et al. (1988), Husák a Marušiak (1993), Tkáčová a Šantavý (1993), Valušiaková (1982) a Panáček (1987).

Hydrogeologickým, resp. balneo-hydrogeologickým prieskumom sa zaoberali Frankovič, Tkáčik a Gazda (1974), Urban (1958), Klago (1976), Zakovič (1980) a Zakovič et al. (1993).

Základný prehľad výskytov nerastných surovín v mierke 1 : 200 000 na liste Vysoké Tatry uvádzajú Ilavský et al. (1964), na liste Zborov – Košice Ilavský et al. (1964b).

Materiál na napísanie vysvetliviek sme čerpali predovšetkým z nasledujúcich čiastkových záverečných správ a geologických máp oŕonovaných na pracovisku GÚDŠ (obr. 2) v roku 1967 a v rokoch 1994–1995: Gross et al. (1967, 1994, 1995, 1996), Filo et al. (1994, 1995), Nagy et al. (1994a, 1994 b), Karolí et al. (1994, 1995), Ďurkovič et al. (1995), Buček et al. (1995). V týchto záverečných správach sú uvedené desiatky chemických a spektrálnych analýz, množstvo obliakových analýz, petrografické vyhodnotenia stoviek vzoriek pieskovcov a siltovcov, zoznamy vyzbieranej a určenej fauny (mikro-, fyto-, nano-), množstvo rozličných grafov, fototabuliek atď., na ktoré upozorňujeme, pretože do tejto práce sme ich nemohli z technických príčin zaradiť. Je v nich citovaný kompletný zoznam publikovaných i archívnych správ pojednávajúcich o regióne Levočských vrchov, Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny a spišsko-šarišského paleogénu.

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

K Liptovu a sčasti i západnému úseku opisovaného regiónu sa viaže jeden z najvýznamnejších poznatkov na pochopenie geologickej stavby Západných Karpát. Konštatovaním, že paleogénne sedimenty transgresívne prekrývajú presunové plochy subtatranských príkrovov (Matějka, 1925), sa získal dôkaz o tom, že príkrovová stavba Karpát je predeocénneho veku a paleogénne sedimenty sú popríkrovové.

Predterciérne podložie

Horninové súbory predterciérneho podložia lemujú celý južný okraj študovaného územia (Kozie chrby, Slovenský raj, Galmus, Branisko, Sľubica –

Čierna hora). Severný okraj regiónu je limitovaný tektonickou líniou styku bradlového pásma s paleogénnymi sedimentmi.

Severozápadný okraj študovaného územia je limitovaný zhruba priebehom podtatranského zlomu, pozdĺž ktorého je vyzdvihnutý ružbašský mezozoický ostrov v nadväznosti na východný okraj Vysokých Tatier. Podtatranský zlom v týchto miestach je prekrytý hrubými polohami kvartéru (glacigénne, glacifluviálne a fluviálne sedimenty) tvoriacimi tzv. tatranské predpolie.

Východné obmedzenie sa tiahne pozdĺž hornádskeho zlomového pásma, oddeľujúceho skúmané paleogénne sedimenty od neogénnych usadenín Prešovskej kotliny.

Na geologickej stavbe okrajov regiónu a v nadväznosti naň aj jeho podložia sa podieľajú tieto základné jednotky: paleozoikum a mezozoikum hronika, paleozoikum a mezozoikum gemerika, mezozoikum vernárskeho a stratenského príkrovu silicika, kryštalinické, paleozoické a mezozoické komplexy severnej časti veporika, horninové komplexy tatrika (obalová sekvencia) a fatrika, molasoidné súvrstvia vrchnej kriedy a mezozoické a paleogénne horninové súbory bradlového pásma.

Na týchto geologicko-tektonických celkoch sa miestami usadili kontinentálne súvrstvia paleocénno-eocénneho veku, ktoré boli v priabóne až oligocéne odstránené (alebo prepracované), no zväčša prekryté sedimentmi podtatranskej skupiny (vnútrokarpatským paleogénom).

Všetky uvedené celky sú lokálne prekryté premenlivo hrubými kvartérnymi sedimentmi.

Geologická stavba podložia a okrajov mapovaného regiónu nie je predmetom štúdia tejto práce. Pre lepšiu informovanosť však zakresľujeme podrobnú geologickú stavbu „lemujúcich pohorí“ do vzdialenosti cca 0,5–1 km od styku s paleogénnymi litofaciálnymi celkami. Geologickú situáciu okrajov regiónu preberáme z týchto doteraz publikovaných prác o regionálnych celkoch: Nemčok (1990) – Geologická mapa Pienin, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny; Nemčok et al. (1991) – Geologická mapa Tatier; Biely et al. (1992) – Geologická mapa Nízkych Tatier; Polák et al. (1996) – Geologická mapa Braniska a Čiernej hory; Bajaník et al. (1984) – Geologická mapa Slovenského rudohoria; Mello/a Vozár in Filo et al. (1994, 1995); Kaličiak et al. (1991) – Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny – severná časť.

Vulkanity, vulkanoklastiká a sedimenty hronika Kozích chrbtov sú súčasťou tohto regiónu a opisujeme ich podrobnejšie.

Prípadné prekrytie geologickej mapy tohto regiónu v šírke niekoľko mm cez bradlové pásmo (spracované Nemčokom, 1990), a tým aj čiastočné zrezanie jeho šírky na stykovej línii vzniklo priložením našej nedeformovanej mapy k deformovanej mape. Publikované geologické mapy boli v minulosti deformované v zmysle vtedy platných smerníc.

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

BRADLOVÉ PÁSMO*

Bradlové pásmo kartograficky vymedzuje región zo severnej strany. Z dôvodov možnosti priameho nadviazania tohto regiónu na územia spracované už skôr, komentujeme v tejto časti príslušnú časť bradlového pásma v pruhu šírky cca 500 m.

Jura

149 tmavé ílovce, škvrnité slieňovce – fleckenmergel; najvyšší álen

Ide o čierne až modrosivé ílovce až ílovité vápence s množstvom pyritizovanej, najmä amonitovej makrofauny. Charakteristickým znakom je ich škvrnitosť a zvýšený obsah pelosideritov. V jadrách konkrécií v potoku Litmanovka je známa lokalita dokonale zachovaných amonitov. Hrúbka opisovaných vrstiev je do 10 m.

Vek bol určený štúdiom amonitov a pomerne chudobného spoločenstva mikrofauny. Jednoznačne bol stanovený na najvyšší álen.

148 krinoidové vápence; bajok–bat

V spodných horizontoch sú časté variety svetlosivých až bielych odtieňov, vo vyšších horizontoch sú bežné ružovočervené krinoidové vápence. Vápence sú väčšinou masívne, len zriedkavo sa v nich nachádzajú lavicovité polohy. V základnej karbonátovej hmote (úlomky ľalijníc, najmä rozpadnuté stonky) sa ojedinele nachádzajú zrná kremeňa, úlomky karbonátov, predovšetkým dolomitov, červených bridlíc (keuper), hematit, limonit a ihlice hrúb. Úlomky karbonátov sa niekedy zoskupujú do tenkých šmúh.

147 hľuznaté vápence (čorštynské vápence); bat–kimeridž

Tento typický hľuznatý vápenec je v podstate zhluk hľúz, resp. zvyškov (úlomkov) amonitových jadier, niekedy s náznakmi gradačného zvrstvenia. Vo

* Prevzaté v skrátenej forme z publikovanej geologickej mapy a vysvetliviek Nemčoka et al. (1990).

vyššej časti vrstiev sa nachádzajú celistvé ružovkasté vápence s faunou belemnitov. Najvyššie polohy sú tvorené ružovkastými vápencami s aptychmi a zobákmi nautilov.

146 rádiolarity a rádiolárióvé vápence; kelovej–kimeridž

Sú to vrstvomité sedimenty zelenej, hnedej až tmavočervenej farby, často povlečené oxidmi Mn. Majú veľmi typický ostrohranný rozpad. Rádiolarity sa považujú za produkt hlbokého mora (4 200–8 200 m).

Jura–krieda

145 rogožnické vrstvy: brekcie; titón–berias

Zahŕňajú množstvo litotypov vápencov vrchnojurských až spodnokriedových variet. Charakteristickým znakom je ich mimoriadne vysoká litofaciálna variabilita. Rogožnické variety vápencov nie sú na geologickej mape kartograficky rozčlenené pre ich malú hrúbku, ktorú nemožno znázorniť. Litofaciálne variety rogožnických vrstiev vyvolali viacero úvah a návrhov nielen na ich pomenovanie, ale aj na ich rozčlenenie alebo ponechanie vcelku ako titónsky čorštynský vápenec.

144 kalpionelové a bezkalpionelové slienité vápence s rohovcami; titón–berias

Spodné polohy uvedených kalových vápencov bývajú ružové a zelenkasté, hrubšie lavice sú pleťovej farby („biancone“). Bežne sú celistvé, lavicovité (5 až 25 cm), niekedy až hrubolavicovité, s hojnými stylolitmi. Niekedy sú v nich vyvinuté aj tmavosivé až čierne rohovce. Medzi hojnou mikrofaunou majú dominujúce postavenie kalpionely, na základe ktorých boli vápence pomenované.

Vyššie horizonty pelagických vápencov sú prerušované čiernymi až tmavosivými tenkými polohami bridlic.

Krieda

143 tehlovočervené slieňovce s vložkami piesčitých vápencov; cenoman–turón

Tehlovočervená farba slieňovcov je vo výraznej prevahe nad modrosivými až sivými varietami. Slieňovce bývajú miestami prerušované výskytom lavíc silno vápnitých, jemno- až strednozrnných pieskovcov. Často bývajú tektonicky silno deformované a povtláčané do mladších sekvencií flyšu.

Krieda–paleogén

142 gregoriánske brekcie: monomiktné brekcie bradlových sedimentov; cenoman–paleocén?

Ide tu väčšinou o monomiktné brekcie, miestami až zlepenice s vysokým podielom ostrohranných úlomkov. Často sú súčasťou, resp. vložkami v karbonátovom flyši, ktorý je s brekciami synchronny. Na jednotlivých lokalitách gregoriánskych brekcií vidno ostrohranný materiál rozličných rozmerov, od drobných úlomkov až po balvany. Úlomky v brekciách majú identické zloženie, t. j. buď ich tvoria krinoidové vápence, inde iba titónsko-beriaske vápence, alebo výhradne zelenosivé slieňovce vrchnej kriedy. Tmel brekcií tvorí psamitická frakcia.

Paleogén

141 červené a sivozelené piesčité ílovce; paleocén–stredný eocén

Veľmi ojedinelé výskyty červenkastých a sivozelených ílovcov sa nachádzajú viac-menej izolovane od súvislých výskytov magurského, ale aj pribradlového paleogénu, takže ich príslušnosť ostáva doteraz problematická. Pestrofarebné ílovce sú bežne piesčité, s viditeľným podielom slúd.

Vekové začlenenie na základe chudobnej a zle zachovanej mikrofauny je paleocén až stredný eocén.

140 pročsko-jarmutské súvrstvie: konglomeráty, mikrokonglomeráty; paleocén–stredný eocén

V karbonátovom flyši jarmutských (pročských) vrstiev sa miestami vyskytujú kartograficky vymedziteľné zlepenčové polohy. Niektoré zlepenice sa nachádzajú vo forme gradačne zvrstvených lavíc, iné vytvárajú typické sklzové telesá uprostred flyšových postupností.

Obliaky, menej často ostrohranné úlomky, sú tvorené vápencami triasu a jury, rohovcami z malmu a neokómu, rádiolaritmi, ako aj rôznymi exotikami.

Vekovo sú zlepenice zhodné so súvrstvím flyšu (vysvetlivka č. 139).

139 pročsko-jarmutské súvrstvie: karbonátový flyš; paleocén–stredný eocén

Súvrstvie je charakterizované tektonicky silno deformovaným flyšom, ktorý tvoria piesčité vápence až vápnité pieskovce striedajúce sa s tmavosivými vápnitými ílovcami. Vápnité pieskovce obsahujú až 60 % zrn tvorených vápencami.

Základná hmota býva často dolomitizovaná. Na základe litologickej zhodnosti jarmutských a pročských vrstiev (aj keď faunistický obsah nie je celkom zhodný) ich Nemček (1990) osobitne nevyčleňuje.

Vek preukázaný veľkými foraminiferami, ako aj mikrofaunou bol stanovený na paleocén až stredný eocén.

138 pestré súvrstvie: červené a zelené ílovce, Mn konkrécie, tenkolavicovité pieskovce; stredný a vrchný eocén

Ílovce majú najčastejšie červené odtiene, menej časté sú fialovočervené, miestami so šmuhami zelenkastých ílovcov a s výskytom lavičiek zelených kremeno-vápnitých siltovcov. V pestrofarebnom súvrství sa často vyskytujú Mn konkrécie nepravidelných rozmerov a tvarov, lokálne aj podmorské sklzové telesá.

Vek pestrého súvrstvia bol stanovený na stredný a vrchný eocén.

137 menilitové súvrstvie, čokoládovohnedé ílovce, rohovce, pelokarbonáty; vrchný eocén–spodný oligocén

Ílovce rôznych tmavohnedých odtieňov sú mimoriadne tvrdé, prekremenené, s tenkými zrohovcovatenými prúžkami. Obvykle sa striedajú so sivými a hnedastými, premenlivo vápnitými ílovcami s piesčitou prímесou. Po navetraní sa na ílovcoch objavuje svetlomodrá patina. Menilitové ílovce sa zväčša vyskytujú v spodných horizontoch malcovského súvrstvia, kde sú hrubé 10–50 cm (výnimočne dosahujú až do 15 m).

Pretože zo súvrstvia sa nezískala žiadna fauna, ich stratigrafické začlenenie do vrchného eocénu a spodného oligocénu je stanovené na základe ich superpozície.

136 malcovské súvrstvie: sivé vápnité pieskovce a ílovce; vrchný eocén–spodný oligocén

Malcovské súvrstvie je reprezentované flyšovým komplexom tvoreným laminovanými sľudnatými slieňovcami, vápnitými pieskovcami a drobovými pieskovcami s polohami sivých vápnitých ílovcov.

Okrem bežných sivých ílovcov malcovské súvrstvie obsahuje aj tenké vrstvičky „jaselských lupkov“. Sú to laminované pelitické vrstvičky, tvorené svetlejšími a tmavšími prúžkami. Tmavosivé prúžky tvorí úlomkovitý (ílovito-prachový) materiál, svetlejšie karbonátová substancia.

Analýza veľkých a malých foraminifer poukazuje na vrchnoeocénny až spodnooligocénny vek súvrstvia.

TATRIKUM – SEVERNÉ VEPORIKUM

Tektonická jednotka je zastúpená výlučne v pohorí Branisko. Tvorí ju kryštalínikum a obalová sekvencia.

Kryštalínikum–staršie paleozoikum

Komplex Patrie

Kryštalínický komplex Patrie je zložený z vysoko metamorfovaných hornín, predovšetkým rúl a migmatitov s menším zastúpením amfibolitov. Súčasťou komplexu sú dva typy magmatitov – hrubozrnné amfibolovo-biotitové a biotitové granodiority a svetlé drobnozrnné aplitoidné granity.

V rulovo-migmatitovom komplexe boli identifikované relikty granulitovej fácie, zodpovedajúce vyvrcholeniu regionálnej metamorfózy, ktoré následne vystriedala izotermická dekompresná fáza. Vek oboch facií regionálnej metamorfózy zatiaľ nie je doložený rádiometrickými datovaniami. Predpokladá sa, že zodpovedajú kompresnej a dekompresnej fáze toho istého orogénu (Vozárová, 1993). Na základe nálezov úlomkov z týchto hornín v permských zlepencoch obalovej sekvencie (korytnianske súvrstvie) je isté, že vek oboch fáz regionálnej metamorfózy je predpermický, najskôr varísky.

135 stredno- a hrubozrnné, miestami granatické a biotitické amfibolity

Ide o horniny zelenosivej a zelenej farby, masívnej, výrazne usmernennej a páskovanej textúry.

Základnými minerálnymi asociáciami sú Ca amfibol + plagioklas alebo Ca amfibol + plagioklas + granát, ktoré sú asociované s malým množstvom kremeňa a biotitu. Medzi akcesorickými minerálmi sa zistili apatit, titanit a zirkón. Plagioklasy, pokiaľ sú zachované v reliktoch, zložením zodpovedajú oligoklasu/andezínu až andezínu (An_{25-30}). Sú všeobecne sekundárne zmenené (sericitizácia a saussuritizácia). Biotit vystupuje v amfibolitoch jednak ako primárny, vzniknutý v asociácii s amfibolom a plagioklasom v procese regionálnej metamorfnej kryštalizácie, jednak ako sekundárny, vznikajúci namiesto amfibolu v procese alkalickej metasomatózy.

V granatických amfibolitoch sa zistili diablastické štruktúry, symplektity amfibolu a plagioklasu. Dokladajú rozpad pôvodných pyroxénov (?magmatických alebo z ?eklogitov). Granáty sú drobné, niekedy pozdĺž puklín, chloritizované, opticky nezonálne a bezfarebné. Tvoria okrúhle, ale aj oválne, výrazne predĺžené zrná, orientované paralelne s foliáciou.

Amfibolity bez granátu obsahujú relatívne vysoké množstvo plagioklasov, asociovaných okrem amfibolitu aj s menším množstvom biotitu a kremeňa.

V týchto varietách sa v akcesorickom množstve vyskytuje aj ortoklas. Za predpokladu, že protolit bol zložený okrem bazaltov/andezitov aj z vulkanoklastických variet, znamená to rozpad muskovitu (pôvodná pelitová prímes) v prítomnosti kremeňa a plagioklasu pri vysokých stupňoch metamorfózy. Iný draselný živce, mikroklin, vystupuje spolu s biotitom II v častiach premenených v procese K metasomatózy.

134 granaticko-biotitické a granaticko-sillimaniticko-biotitické ruly

Spolu s amfibolitmi predstavujú najstarší litologický člen kryštalinika Patrie, zachovaný v reliktoch uprostred komplexu migmatitov a anatektických granitoidov. Makroskopicky sú to tmavosivé, skôr drobno- až strednozrnné horniny výrazne usmernenej masívnej textúry, miestami s tenkými svetlými prúžkami kremeňovo-živcového metatektu. Teplotno-tlakové podmienky vzniku týchto rúl sú charakterizované asociáciou minerálov granát + biotit + K živce + plagioklas ± sillimanit ± kyanit. Zistené minerálne asociácie, teplota a tlak vypočítané na základe minerálnych termobarometrov indikujú metamorfné podmienky blízke granulitovej fáci (Vozárová, 1993). Dokumentujú to i jadrá granátov s vysokým obsahom pyropovej zložky (22–27 %), ako aj dobre zachované kryštály kyanitu. Rozsah teploty vypočítaný termobarometrickými metódami široko varíruje a indikuje vyvrcholenie metamorfózy v rozmedzí 675–770 °C pri tlaku okolo 630 MPa. Približne túto teplotu a tlak indikuje aj minerálna asociácia almandín + kordierit + sillimanit + kremeň, ktorá zatláča asociáciu s kyanitom. Za predpokladu, že podmienky pri vyvrcholení metamorfózy zodpovedali vyššiemu tlaku (indikované reliktnými kyanitmi), metamorfná dráha bola sledovaná izotermickou dekompresiou za poklesu tlaku pri približne rovnakej teplote. Stabilizáciu dekompresného štádia indikuje asociácia muskovit + kremeň po sillimanite + K živci, čo indikuje teplotu okolo 580 °C pri tlaku 1 kbar a 660 °C pri tlaku 3 kbar (exper. dolož. Storre a Karotke, 1972).

133 migmatity s reliktnými metamorfitov granulitovej fácie

Prevládajú migmatity s výrazne páskovanou textúrou, so šlírovite rozloženými šmuhami biotitu. V zmysle pôvodnej klasifikácie Sederholma (1926) je možné rozlíšiť celú škálu migmatitov, od arteritov po nebulity. Štruktúra migmatitov značne varíruje, čo je spôsobené nielen rozplývavými prechodmi medzi substrátom a metatektom, ale aj pomerným zastúpením melanosomu a leukosomu. Leukosom je zložený z kremeňa, plagioklasu a ortoklasu. Prúžky a šlíry paleosomu sú zložené predovšetkým z biotitu, ktorý je miestami asociovaný s malým množstvom granátu a so sillimanitom. Z akcesorických minerálov je bežný apatit a zirkón. Regresnú formu metamorfózy v migmatitoch dokumentuje

vznik muskovitu + kremeňa a rozpad sillimanitu + K živca, čo podľa petrogenetickej sieťky zodpovedá teplote 580 °C, resp. 660 °C pri tlaku 1 kbar, resp. 3 kbar (Storre a Karotke, 1972), a teda taktiež izotermickej dekompresii.

132 hrubozrnné amfibolicko-biotitické a biotitické granodiority

Tvorí telesá v komplexe migmatitov. Prevládajúcim typom sú hrubozrnné, zväčša slabo usmernené, svetlosivo alebo svetlosivozeleno sfarbené granodiority, miestami so šmuhovitým alebo hviezdicovitým rozmiestnením kryštálov biotitu. Na základe modálneho zloženia prejavujú výraznú afinitu k tonalitom.

K základným minerálom v štruktúre patrí kremeň, plagioklasy (An_{20-28}) a ortoklas. Pomerné zastúpenie plagioklasu vo vzťahu k ortoklasom je variabilné, pričom s klesaním obsahu ortoklasu priamoúmerne stúpa obsah tmavých minerálov, predovšetkým biotitu, pri tonalitových varietách i amfibolu. Štruktúra týchto granitoidov je všeobecne nerovnomerne zrnitá, s anhedrálным až subhedrálным vývojom mafických minerálov, subhedrálnymi živcami a anhedrálным kremeňom. Medzi akcesorickými minerálmi sa zistili rutil, zirkón, granáty, apatit, vzácné monazit.

V komplexe granitoidov prebehli procesy alkalickéj metasomatózy, s ktorými je spojený vznik nepravidelných zrn mikroklinu a prejavy muskovitizácie. Okrem toho možno pozorovať premeny minerálov spojené so sekundárnymi procesmi – sericitizáciu a kaolinizáciu živcov a chloritizáciu biotitu. Všeobecne sú granitoidy postihnuté kataklastickou deformáciou, ktorá dosahuje variabilnú intenzitu (undulozita kremeňa a živcov, deštrukcia štruktúry, procesy segmentovania a drvenia kryštálov).

131 svetlé drobnozrnné aplitoidné granity

Intrudujú do komplexu migmatitov, rúl a anatektických granitoidov. Majú rovnomerne zrnitú, relatívne všesmerne orientovanú štruktúru s anhedrálным vývojom svetlých minerálov. V porovnaní s usmerneným hrubozrnným granodioritom obsahujú predovšetkým väčšie množstvo kremeňa. Z ostatných svetlých minerálov vystupujú v štruktúre plagioklasy oligoklasového zloženia a ortoklas. Z tmavých minerálov je prítomný iba biotit. Z akcesorických minerálov sa nachádza zirkón, apatit, rutil, granáty a titanit.

Prejavy intenzívnej alkalickéj metasomatózy sa zistili aj v aplitoidných granitoch. Novotvary živcov reprezentuje mikroklin, mikroklin-pertit a mikropertit. Asociované sú s kremeňom II, muskovitom a apatitom.

Mladšie paleozoikum

Perm

130 korytnianske súvrstvie: metamorfované hrubozrnné arkózové droby s polohami zlepencov a piesčitých bridlíc; vrchný perm (200–300 m)

Vystupuje iba v niekoľkých izolovaných výskytoch na sever od priesmyku Branisko a pri západnom obmedzení pohoria, na východ od obce Korytné. Pri východnom obmedzení pohoria sa zistil iba ojedinelý malý výskyt polymiktných metazlepencov (Zvolanská dolina).

Korytnianske súvrstvie dosahuje hrúbku 200–300 m. Bolo definované ako súbor hruboklastických sedimentov nízkeho stupňa minerálnej a štruktúrnej zrelosti, pestrého zafarbenia, bez významnejších prejavov synsedimentárnej vulkanickej činnosti (Vozárová a Vozár, 1988). Vek sedimentov korytnianskeho súvrstvia nie je doložený biostratigraficky. Do permu sa zaraďujú na základe ich litologického zloženia a nesúhlasného uloženia v nadloží komplexov kryštalinika a v podloží spodnotriasových sedimentov.

Určujúcimi litologickými znakmi korytnianskeho súvrstvia sú hrubé (1,5 až 2 m) a nerovnomerné vrstvy s ostrými alebo eróznymi kontaktmi, časté erózne korytá s dnovou výplňou, pozvoľné zmenšovanie veľkosti zrna smerom do vrchných častí celej sekvencie a prítomnosť malých aluviálnych sedimentačných cyklov vo vrchných častiach súvrstvia. Cykly v hrúbke 2–3 m sú zložené v spodných častiach z hrubozrnných svetlosivozelených pieskovcov a vo vrchnej časti z fialovosivých piesčitých bridlíc a horizontálne laminovaných prachovcov.

Pieskovce svojím petrografickým zložením zodpovedajú arkózovým drobám.

Na zložení klastických sedimentov sa v hlavnej miere podieľajú kremeň, plagioklasy a draselné živce, okrem toho klastické sľudy, úlomky acidných vulkanitov, svorov, pararúl a metakvarcítov. Z minerálov ťažkej frakcie sa v pieskovcoch zistili zrná zirkónu, rutilu, titanitu, apatitu a granátu.

Obliakový materiál v zlepencoch tvorí kremeň, aplity, migmatity, biotitické ruly, svory, metakvarcity, fylity a acidné vulkanity.

V sedimentoch sa objavujú tenké polohy s redeponovaným acidným vulkanoklastickým materiálom. Reprezentuje ich pôvodne vitroklastický materiál, úlomky porfyrických výrastlíc kremeňa, plagioklasu, alkalického živca a biotitu. Nie je možné jednoznačne určiť, či pochádzajú zo synsedimentárnych vulkanických centier, alebo z relatívne starších, v každom prípade tiež mladopaleozoických vulkanitov.

Stupeň premeny sedimentov korytnianskeho súvrstvia nepresahuje P-T podmienky hranice anchizóny a nízkoteplotnej časti fácie zelených bridlíc. Sedimenty sú však výrazne tlakovo deformované. Výsledkom toho je výrazná bridličnosť a kataklastická deformácia klastických zrn.

Sedimentárne znaky, morfológia vrstvových telies a pestré zafarbenie dokladajú kontinentálne sedimentačné prostredie s plytkými a strmo uklonenými korytami aluviálnych vejárov. Sú to uloženiny signalizujúce intenzívnu tektonickú aktivitu v znosovej i v akumuláčnej zóne.

Mezozoikum

129 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce a pestré sľudnaté bridlice; spodný trias (max. 120 m)

Klastiká spodného triasu tvoria prevažnú časť obalovej sekvencie Braniska. Vystupujú v pruhu od obce Šindliar a tiahnu sa západným smerom až do oblasti južne od kóty 1 200 (Smrekovica) a končia sa na tektonickej línii južne od Poľanoviec.

Bazálne časti súvrstvia väčšinou tvoria konglomeráty sivej a ružovej farby. Obliaky, prevažne tvorené kremeňom, dosahujú maximálnu veľkosť 5 cm. Smerom do nadložia možno pozorovať výrazné gradačné zvrstvenie. Z litologického hľadiska súvrstvia tvoria sivé, ružové a hnedasté lavicovité (10 až 100 cm) kremence, resp. kremenné pieskovce, prípadne droby.

Mineralogické zloženie je v podstate monotónne, 75–95 % úlomkov tvoria zrná kremeňa rôzneho typu. Z akcesorických minerálov je zastúpený predovšetkým zirkón. Len ojedinele je prítomný rutil. Nestabilnú zložku zastupuje najmä sericit. Živce sú reprezentované väčšinou plagioklasmi. K živce sú prítomné len sporadicky. Vo vyššej časti súvrstvia sa nepravidelne vyskytujú vložky a vrstvičky hnedastých sericitických a ílovitých bridlíc.

Vek súvrstvia nie je priamo doložený. Na základe analógie v ostatných pohoriach Západných Karpát a postavenia vo vrstvovom slede ho zaradujeme do spodného triasu – do jeho spodnej časti.

KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV

RUŽBAŠSKÝ MEZOZOICKÝ OSTROV

Trias

128 gutensteinské vápence, anis (max. 30 m)

Je to najstaršie súvrstvie vystupujúce v ružbašskom mezozoickom ostrove. Vystupujú v úzkom pruhu sv. od Podolínce po oboch stranách Krížneho potoka. Litologicky sú to tmavosivé až čierne, prevažne lavicovité, miestami doskovité vápence. Hrúbka jednotlivých lavíc kolíše od cca 5 do 40 cm.

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity, v menšej miere biomikrosparity. Z organických zvyškov sú prítomné úlomky lamelibranchiát, krinoidových článkov, ojedinele detrit gastropód.

Kullmanová (1974) uvádza faunu, na základe ktorej je stratigrafické rozpätie súvrstvia anis–ladin.

127 ramsauské dolomity; ladin

Vystupujú v nadloží gutensteinských vápencov. Z litologického hľadiska sú to sivé, tmavosivé, ale aj svetlejšie, obyčajne lavicovité až hrubolavicovité (10 až 100 cm) dolomity. Sú prevažne celistvé, mikrokryštalické, miestami až cukrovité.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to predovšetkým mikrity, resp. sparity. Organická zložka v nich takmer chýba. Ojedinele sú prítomné prierezy ostrakód. Len zriedka sú prítomné drobné zrnká autigénneho kremeňa.

Súvrstvie sme zaradili do stredného triasu–ladinu len na základe pozície vo vrstvovom slede v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží karpatského keuperu.

126 sivé lavicovité dolomity, tmavosivé bridlice; vrchný trias

V oblasti doliny Teplého potoka sz. od kúpeľov Vyšné Ružbachy na rozhraní karpatského keuperu a ramsauských dolomitov ladinu vystupuje súvrstvie dolomitov s častými vložkami čiernych bridlíc.

Litologicky sú to sivé a svetlosivé tenkolavicovité (5–10 cm) celistvé, niekedy jemnokryštalické dolomity. Obsahujú pomerne hojné preplástky a vrstvičky tmavých až čiernych ílovitých a slienitých bridlíc hrúbky od 1 do 20 cm. Kochanová in Kullmanová (1974) uvádza z týchto bridlíc lamelibranchiata: *Costatoria* (*Costatoria*) cf. *goldfusi* ALBERTA in ZIETTEN a brachiopoda *Lingula* sp.

Mikrofaciálne sú tieto dolomity klasifikované ako sparity, intrasparity, resp. biosparity. Pomerne bohaté zastúpenie majú foraminifery. Kullmanová (1974) uvádza z týchto dolomitov nasledujúce druhy: *Glomospirella* cf. *friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Involutina gaschei* KOEHN – ZANINETTI, *Agathamina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN – TOLLMANN, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Ammodiscus* sp., *Hemigordius* sp., *Ophtalmidium* sp., *Semiinvoluta* sp., *Trochamina* sp., *Glomospira* sp.

Stratigrafické rozpätie týchto dolomitov na základe fosílnych zvyškov je stanovené na jul–tuval.

125 karpatský keuper; norik

Súvrstvie karpatského keuperu má v oblasti ružbašského mezozoika najväčšie plošné rozšírenie. Vytvára rozsiahle súvislé plochy sz. od Vyšných Ružbách.

Litologicky toto charakteristické súvrstvie reprezentujú tri základné komponenty: 1. psefitický – konglomeráty, 2. psamitický – pieskovce, 3. pelitický – bridlice. Percentuálny pomer jednotlivých litotypov môžeme vyjadriť pomerom 1 : 4 : 2.

Konglomeráty vystupujú zvyčajne v bazálnych častiach súvrstvia. Tvoria polohy hrubé od niekoľko centimetrov do cca 2 metrov. Často tvoria šošovkovité telesá. Zlepence sú prevažne svetlosivej, ružovej a často hnedastej farby. Obliaky sú pomerne dobre opracované. Z petrografického hľadiska sú obliaky konglomerátov tvorené najmä úlomkami kremeňa prevažne bielej farby. Ďalší obliakový materiál zastupujú úlomky kremencov, pieskovcov a ojedinelé úlomky tmavých silícitov.

Psamitickú zložku tvoria pieskovce, resp. kremenné pieskovce. Sú to prevažne svetlosivé, ružové, miestami aj fialové, prevažne lavicovité (10–40 cm) strednozrnné a jemnozrnné pieskovce, vystupujúce spravidla nad konglomerátmi, resp. sú s nimi zviazané pozvoľnými prechodmi.

Petrograficky sú pieskovce tvorené 60–80 % úlomkov kremeňa veľkosti do 2 mm, zriedkavo obsahujú zrná do veľkosti 5 mm. Zrná majú prevažne angulárne tvary. Nestabilný komponent zastupujú K a Ca-Na živce, sericit, baueritizovaný biotit, ojedinele chlorit. Akcesorické minerály zastupuje zirkón, apatit, ojedinele aj turmalín. Základná hmota je sericiticko-kremitá, tmel kremitý.

Pelitickú zložku tvoria ílovité a ílovito-piesčité bridlice. Miestami obsahujú polohy jemnozrnných kremitých pieskovcov. Štruktúra bridlíc je pelitická, resp. peliticko-psamitická. Z petrografického hľadiska sú bridlice zložené predovšetkým z illitu, chloritu, sericitu a jemne dispergovaného hematitu. Kremeň tvorí prímes vo forme ostrohranných, veľmi jemných zrn veľkosti od 0,01 do 0,1 mm.

124 fatranské súvrstvie: tmavosivé organodetrítické vápence, slienité vápence, bridlice; rét (max. 50 m)

Súvrstvie najvyššieho triasu je v ružbašskom mezozoickom ostrove rozšírené len v malých izolovaných šošovkách.

Litologicky sú to prevažne tmavosivé až čierne organodetrítické a lumachelové vápence, časté sú polohy čiernych, výrazne oolitických vápencov. Vápence sú obyčajne lavicovité (10–30 cm). Zriedkavejšie obsahujú polohy čiernych slienitých vápencov a bridlíc. Mikrofaciálne sú to prevažne biosparity a biomikrity. Organickú zložku zastupuje detrit lamelibranchiát, gastropód, krinoidových článkov a iný detrit.

Z tohto súvrstvia Kochanová in Kullmanová (1974) uvádza nasledujúcu makrofaunu z južného svahu kóty Kukura: *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Modiolus minutus* (GOLDFUS), *Placonopsis alpina* (WINKLER), *Lopha haidinge-*

riana (EMMERICH), *Cardinia austriaca* (HAUER), *Chlamys valoniensis* (DEFRANCE), *Conchodon* sp., *Lyriomorfia inflata* (EMMERICH), *Parallelodon* sp.

Na základe uvedenej makrofauny bol vek súvrstvia stanovaný ako rét.

Jura

123 kopianecké súvrstvie: ílovito-piesčité bridlice, vápnité pieskovce, krinoidové a lumachelové vápence; hetanž–sinemúr (max. 80 m)

Súvrstvie spodného liasu tvorí súvislejšie polohy a plochy na severnom svahu kóty Kukura.

Bazálne časti liasového súvrstvia tvoria prevažne organodetrítické a lumachelové vápence. Vyššie nasledujú tmavosivé až čierne, výrazne krinoidové a piesčito-krinoidové vápence. Vo vyššej časti súvrstvia majú väčší podiel ílovité a slienité bridlice s vložkami piesčitých vápencov a vápnitých pieskovcov. Vápence sú výrazne lavicovité (10–30 cm).

Mikrofaciálne sú vápence tvorené prevažne biomikritmi, resp. biomikrosparitmi s vysokou frekvenciou organického detritu. Ten zastupujú úlomky krinoidových článkov, časté sú ostne ježoviek, detrit lamelibranchiát, gastropód a foraminifery. Klastickú prímies tvoria úlomky kremeňa, ktorý je prevažne ostrohranný, veľkosti do 1mm. Jeho zastúpenie vo vápencoch kolíše od 2 do 15 %.

Bridlice tvorí prevažne illit, chlorit a sčasti sericit. Štruktúra je pelitická. Obsahujú pomerne početné organické zvyšky, predovšetkým foraminifery, globochéty a úlomky echinodermát. Klastickú prímies zastupujú aleuritické úlomky kremeňa.

Z tohto súvrstvia pochádza pomerne bohatá fauna lamelibranchiát. Kochanová in Kullmanová (1974) zo svahov kóty Kukura uvádza: *Modiolus* cf. *Nitidulus* (DUNKER), *Lima hetangiensis* TERQUEM, *Chlamys* cf. *subulata* (MUNSTER), *Liostraea hissingeri* (VILSON), *Gryphae rugosa* QUENSTEDT, *Cardinia* cf. *plana* AGASSIZ, *Cardinia* sp., *Plagiostoma punctatum* SOWERBY, *Entolium* sp., *Plagiostoma* sp., *Plicatula (plicatula) hetangiensis* (TERQUEM). Na základe tohto faunistického spoločenstva zaraďujeme kopianecké súvrstvie do hetanžu–sinemúru.

122 algäuské súvrstvie (fleckenmergel): tmavosivé slienité škvrnité vápence, slienité bridlice; lotaring–toark (max. 100 m)

Algäuské súvrstvie predstavuje jedno z charakteristických súvrství zliechovskej skupiny, na základe ktorého bolo mezozoikum ružbašského súvrstvia zaraďené do križňanského príkrovu.

Litologicky je algäuske súvrstvie tvorené súborom alternujúcich tmavosivých slienitých lavicovitých (10–25 cm), výrazne škvrnitých vápencov a tmavosivých až čiernych slienitých bridlíc.

Mikrofaciálne vápence zodpovedajú biomikritom s vysokou frekvenciou pomerne monotónnych organických zvyškov. Sú to predovšetkým kalcifikované ihlice húb, ktoré sú dominantné.

Klastickú prímes zastupujú úlomky kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Zo súvrstvia pochádza amonitová makrofauna (Kullmanová, 1974): ?*Ospelioceras* sp., *Harpoceratidae* ex. gr., *Haugia* sp. Na základe tejto makrofauny algäuske súvrstvie stratigraficky zaraďujeme do lotaringu–toarku.

121 tmavosivé a zelenkavé rádioláριοvé vápence, rádiolarity; doger–malm (max. 30 m)

Súvrstvie tmavosivých rádioláριοvých vápencov a rádiolaritov je v oblasti ružbašského mezozoického ostrova zastúpené len vo veľmi malom rozsahu.

Litologicky ho tvoria tmavosivé a slabo zelenkavé kompaktné lavicovité (10–20 cm) rádioláριοvé vápence s vložkami a polohami čiernych celistvých silicítov – rádiolaritov. Ojedinele sú prítomné veľmi tenké preplástky (2 cm) čiernych bridlíc.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené biomikritmi. Prevládajúcou zložkou sú kalcifikované rádiolárie, nasledujú ostrakóda, vo vrchných častiach sú prítomné filamenty.

V najvyšších častiach tohto komplexu sa vyskytujú tenké polohy sivých a žltkastých celistvých vápencov, ktorých hrúbka nepresahuje 5 m. Tieto vápence na základe postavenia vo vrstvovom slede môžu reprezentovať malmský stupeň.

Jura–krieda

120b osnické súvrstvie: sivé slienité vápence; titón–stredný berias (max. 10 m)

Osnické súvrstvie je odkryté v niekoľkých obmedzených odkryvoch v oblasti kóty Homolka a v oblasti kameňolomu na hrebeni medzi Krížnou dolinou a Toporeckou dolinou.

Litologicky ho tvoria sivé a svetlosivé slabo slienité lavicovité (10–20 cm) vápence s vložkami tenkých slienitých bridlíc. Tieto vápence majú charakteristický hladký lom.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to biomikrity. Organickú zložku zastupujú rádiolárie, úlomky krinoidových článkov, foraminifery, úlomky aptychov, a predovšetkým tintinoidná mikrofauna, ktorá dovoľuje zaradiť súvrstvie do titónu–stredného beriasu.

120a mráznické súvrstvie: sivé a svetlosivé slienité vápence, bridlice; vrchný berias–valangin (max. 30 m)

Mráznické súvrstvie je úzko späté s podložným osnickým súvrstvom, z ktorého sa pozvoľna vyvíja.

Litologicky súvrstvie tvoria sivé a svetlé slienité vápence. Tie sú zväčša lavicovité (10–25 cm). Vápence alternujú so sivými až tmavosivými slienitými bridlicami.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené prevažne biomikritmi. Organické zvyšky sú zastúpené predovšetkým kalcifikovanými rádioláriami, ostrakódami a ojedinelými filamentmi.

Mráznické súvrstvie na základe mikrofauny (Kullmanová, 1974) má stratigrafické rozpätie vrchný berias–valangin.

VEPORIKUM

Kryštalínium–staršie paleozoikum

Veporické kryštalínium Čiernej hory a Slubice členíme v zmysle Jacka (1985) na tri litostratigrafické jednotky: spodnú – lodinský komplex, strednú – miklušovský komplex a vrchnú – komplex Bujanovej. Styk jednotiek je tektonický. Je zvýraznený zónami fylonitov komplementárnych jednotiek hrubými niekoľko desiatok až stoviek metrov. V ich foliácii sú často zakorenené šupiny obalových sekvencií. Tektonity stykových zón vznikali v troch hlavných etapách redukcie priestoru kryštalínika regiónu: 1. v mladovarískej etape, 2. v paleoalpínskej etape (obliaky tektonitov i obalových sekvencií v bazálnych konglomerátoch vnútrokarpatského paleogénu), 3. pri postpaleogénnom formovaní regionálne významných posunových zón smeru SZ–JV (inkorporované segmenty paleogénnych súvrství).

Lodinský komplex

119 drobnozrnné a granatické amfibolity

Ich medzifoliačné šošovkovité telesá metrovej, ojedinele aj 10–25-metrovej hrúbky, sú smerne (SZ–JV) akumulované najmä v severnom a centrálnom úseku lodinského komplexu sz. od údolia Bystrej. V menej deformovaných úsekoch sú lokálne zachované i prechody amfibolitov – cez amfibolické ruly s (\pm) granátom a granaticko-dvojsľudové ruly do rúl. Styk amfibolitov a rúl však obvykle sprostredkujú zóny fylonitov.

Podľa geochemických vzťahov (Jacko, 1984) drobnozrnné amfibolity vznikali z tholeiitických, vysoko hliníkových bazaltov. Prítomnosť granátov v okrajových ledoch amfibolitov indikuje okrajové premiešanie výlevov so sedimentmi (l. c.). Samostatné decimetrové telesá granatických amfibolitov sú zrejme metamorfovaným produktom bazaltových pyroklastík.

Drobnozrnné amfibolity majú granoblasticko-metablastickú štruktúru a zrnitosť 0,4–1,3 mm. Okrem podstatného amfibolu a plagioklasu sa vyznačujú variabilným obsahom kremeňa a akcesorickým módom apatitu, titanitu a rudných minerálov. Obsah epidotu-zoizitu, chloritu a kalcitu obvykle závisí od intenzity diaforitického prepracovania horniny.

V centrálnej a západnej časti lodinského komplexu sú bežne zastúpené granatické amfibolity. Tvoria decimetrové, maximálne 50 cm hrubé, neostro ohraničené polohy s maximálnou dĺžkou 5 m v jemnozrnných amfibolitoch, resp. na ich okrajoch, kde obsahujú centimetrové až decimetrové vložky rúl.

V intenzívnejšie dynamometamorfovaných okrajových úsekoch vznikajú 1 až 3 mm hrubé intrafoliačné polohy epidotovo-zoizitových minerálov, kremeňa a kalcitu. Pri ich zvýšenom obsahu sa tvoria neostre centimetrové až decimetrové polohy epidotických amfibolitov.

118 diaforitizované kremenno-dvojsľudové ruly

Hoci sú základným litotypom lodinského komplexu, v celom jeho priebehu sa vyskytujú len vo forme neostro ohraničených šošovkovitých polôh s hrúbkou 10–100 m v sz.-jv. zónach fylonitov. Modálnym nárastom kremeňa prechádzajú do diaforitizovaných dvojsľudovo-kremenných rúl a ich fylonitov. Obe variety sú rozšírené najmä sz. od Margecian (Cimermanka, Ortáše, Do potoka, Bykovská dolina), v j. časti údolia Dial'ava, v oblasti Ružín – Malá Lodina a sz. od Ťahanoviec.

Diaforitizované kremenno-dvojsľudové ruly sú drobnozrnné horniny (0,2–1,0 mm) so súvislým filmom sľúd na foliačných plochách. Okrem kremeňa a sľúd stabilne podstatný módu vykazujú plagioklasy. Obsah intenzívne chloritizovaného biotitu 1 značne varíruje. Vedľajšie komponenty tvoria sericit a kalcit. Akcesoricky sú zastúpené: K živec, biotit 2, magnetit, ilmenit, pyrit, granát, apatit, zirkón, xenotín, turmalín, sagenit a leukoxén.

Plagioklasy patria k trom generáciám. Intenzívne sericitizovaný plagioklas (An_{28-31}) je bežne resorbovaný kremeňom a často prerastený muskovitom. Plagioklasy 2 a 3 sú zastúpené akcesoricky. Plagioklas 2 (An_{18-22}) tvorí drobné číre hypidioblasty aj v rekryštalizovaných šošovkách sekrečného kremeňa. Plagioklas 3 (An_{07-10}) vzniká v sericitických pseudomorfózach po plagioklase 1, resp. v ich bezprostrednej blízkosti. Akcesorický biotit 2 sa viaže výlučne na hydrotermálne alterované zóny (jv. od Kozinca), v ktorých tvorí typické priečne porfyroblasty.

117 diaftorizované dvojsľudové ruly

Vo forme smerných šošovkovitých telies s hrúbkou niekoľko 10–100 m vystupujú v migmatitoch komplexu, najmä medzi údolím Bystrej a Prednou dolinou. Sú to sivozelené až svetlozelené, tenkodoskovito odlučné horniny s drsnými foliačnými plochami, pokrytými chloritizovaným biotitom a muskovitom.

Hornina má granolepidoblastickú štruktúru s prevahou muskovitu (32,4 %) nad kremeňom a chloritom. Vedľajšie zložky tvoria plagioklas, K živec a sericit. Akcesoricky sú zastúpené biotit, granát, sillimanit, apatit, zirkón, rutil, titanit, sagenit, leukoxén, magnetit a hematit.

Muskovit 1 tvorí 2,0–4,0 mm fenoblasty vyplnené chloritizovaným granátom, biotitom, plagioklasom, zirkónom, lokálne i fibroblastickým sillimanitom. Tvorí lalokovité symplektity s kremeňom, eventuálne býva ním korodovaný. Muskovit 2 (bauerit) má akcesorický modus. S deformovanými hniezdami chloritizovaného biotitu asociujú chloritizované zrná granátu. Na úkor granulovaných a rozotretých živcov vznikajú šmuhy sericitu. V menej drvených úsekoch horniny prevládajú plagioklasy (An_{26-31}) nad K živcom.

Na rupturálne porušený kremeň 1 synkinematicky dorastá kremeň 2. Kremeň 3 spolu so všesmerne orientovaným chloritom 2 tvorí mozaikový mikroagregát v granulovaných úsekoch horniny.

116 stromatiticko-nebulitické a oftalmitické migmatity

Sivé stromatiticko-nebulitické migmatity s prevahou leukosomu tvoria podstatnú časť litologickej náplne komplexu. V centrálnej časti komplexu bežne obsahujú ložné, často mikroklinové žily pegmatitov cm–dm hrúbky. Smerom k sv. okraju komplexu v nich pribúdajú intrafoliačné telesá leukogranitov.

Tieto sivozelené horniny s difúznymi nesúvislými prúžkami melanosomu s hrúbkou 0,1–1,0 mm majú zrnitosť 0,3–0,8 mm, len K živec 2 dosahuje rozmery miestami až 1,2 mm.

Čo do zrnitosti i zloženia aplitický metatekt obvykle tvorí mikroklinizovaný a pertitizovaný K živec 2, kremeň, plagioklas 2 (An_{20-25}) ± muskovit. V substráte charakteru biotitických rúl sú okrem kremeňa, biotitu, plagioklasu 1 (An_{27-30}) a K živca 1 akcesoricky zastúpené granát, zirkón, apatit, rudný komponent ± kordierit. Biotit je miestami zatlačený fibrolitickým sillimanitom.

V intenzívnejšie tlakovo metamorfovaných úsekoch dochádza ku klastéze komponentov a k obvykle synkinematickej rekryštalizácii nízkotermálnych asociácií. Tvorí sa šošovkovité agregáty sekrečného kremeňa a hornina nadobúda blastokataklastický charakter.

Sivé oftalmitické migmatity sa pozvoľna – formovaním cca 1,5 x 0,7 cm veľkých medzifoliačných megablastov K živca – vyvíjajú z predchádzajúceho lito-
typu. Vo forme smerných metrových, neostro ohraničených polôh sú zastúpené
najmä v centrálnom úseku stromatiticko-nebulitických migmatitov, od ktorých sa
líšia aj zvýšeným obsahom muskovitu.

Oká tvorí prakticky jediný fenoblast K živca, vyplnený najmä plagioklasmi.
Muskovit (1,5–3,6 mm) asociuje s okami K živca, uzatvára biotit a plagioklasy
a je korodovaný kremeňom. Mierne sericitizované plagioklasy (An_{22-26}), chloriti-
zovaný biotit, kataklázovaný kremeň a akcesórie tvoria stromatiticko-nebulitický
metatekt horniny.

V intenzívnejšie tlakovo metamorfovaných zónach dochádza k rozsegmen-
tovaniu fenoblastov K živca a k synkinematickému vyhojeniu priestorov medzi
klastmi i koncových úsekov K živca agregátom kremeňa ± sericitu.

Blastokataklastickými derivátmi sivých oftalmitických migmatitov sú ružovo-
červené oftalmitické migmatity, zastúpené najmä v blízkosti telies aplitických
granitov v západnej časti kryštalinika.

Zvyčajne majú blastokataklastickú, ojedinele blastomylonitickú štruktúru.
Porfyrroklasty tvoria pertitizovaný K živec, kremeň i aplitoidný metatekt, osnovu
rozotretý a sericitizovaný agregát plagioklasov, kremeňa a rudného komponentu,
ktorý vyplňa aj nepravidelné intragranulárne priestory a spôsobuje ružovočervené
sfarbenie horniny.

115 aplitické granity

Sú základným litotypom leukogranitov komplexu. Typický je pre ne nedo-
statok xenolitov plášťa a absencia náznakov prednostnej orientácie minerálov.

Sú to jemno- až drobnozrnné (0,05–0,8 mm) sivobiele, miestami kataklázo-
vané horniny, ktoré sa zložením líšia od predchádzajúceho typu prítomnosťou
dvoch generácií plagioklasov a zníženým módom obvykle baueritizovaného
biotitu a granátu. Sericitizovaný plagioklas 1 (An_{8-12}) patrí k podstatným
komponentom horniny. Číry plagioklas 2 (An_{06}) asociuje s kremeňom 3. V ter-
minálnych úsekoch telies jv. časti komplexu sú vyvinuté dva typy exokon-
taktných produktov aplitických granitov. Ostro ohraničené šošovkovité, resp.
stromatitické polohy hrubozrnného (1,0–3,0 cm) kremeňa, živcov a muskovitu
prenikajú foliáciou migmatitov do metrových, resp. 10-metrových vzdialeností.
Oveľa častejšie dochádza k difúznej muskovitizácii migmatitov, pre ktorú je
príznačná všesmerná blastéza veľkých lupeňov muskovitu (4,0–5,0 mm).
Juhovýchodne od Miklušoviec bežne dochádza k interferencii kontaktných
aureol jednotlivých telies. Vznikajú smerne nepravidelné zóny polymigmatitov
s prikontaktne naloženou paragenézou minerálov.

Mladšie paleozoikum

?Vrchný karbón

114 tmavosivé metamorfované droby, piesčité bridlice, oligomiktne metazlepence, ojedinele s vložkami báziických vulkanoklastík

Súvrstvie tvorí súvislý pruh v nadloží miklušovského komplexu, kde sú jeho drobné relikty zachované v smerných disjunktívnych zónach, resp. v šupinovitých duplexoch sinistrálnej strižnej zóny Bystrej (Jacko, 1984b). Sporadicky je súvrstvie pozdĺž zlomov v smere SV–JZ vyzdvihnuté spod permských sedimentov (j. od Hradiska).

V súvrství všeobecne prevládajú pieskovce nad bridlicami a zlepenkami.

Najrozšírenejšou horninou vrchnokarbónskeho súvrstvia sú tlakovo metamorfované sivé a tmavosivé metadroby. V ich klastickej frakcii prevládajú sludy (muskovit 10–25 %, baueritizovaný a chloritizovaný biotit 5–15 %) nad úlomkami kremeňa (8–10 %), živcov (2–5 %), migmatitov (1–3 %) a aplítov (1 až 3 %). Z akcesorických minerálov sa zistil turmalín a zirkón.

Základná hmota je väčšinou rekryštalizovaná na sericiticko-kremenný agregát so šmuhovite dispergovanou bituminóznou hmotou, limonitizovaným rudným komponentom a hypidioklastmi titanomagnetitu orientovanými vo foliačných plochách.

Metaaleurity sú tlakovo metamorfované na zelenosivé kremeno-sericitické fylity. Ich primárne laminované textúry sa tokom materiálu deštruovali na hniezdovité akumulácie ílovitých komponentov, nahromadené najmä v zámkach izoklinálnych vrás. Majú aleuriticko-lepidogranoblastickú štruktúru so zrnitosťou komponentov 0,0X mm. Len klasty kremeňa, muskovitu ± turmalínu majú veľkosť 0,1–0,2 mm, ojedinele (kremeň, muskovit) dĺžku až 0,4 mm. V rámci podstatných minerálov klesá ich modus v tomto poradí: sericit, muskovit, kremeň, leukoxenizovaný titanomagnetit, hematit. Nepodstatne je zastúpený bituminózny komponent, akcesorický klastický turmalín, neoblasty turmalínu, titanitu a muskovitu.

Oligomiktne metakonglomeráty sú typicky vyvinuté na sv. svahoch Bystrej. Vo foliácii strižnej zóny strmo uklonenej na Z–JZ tvoria šošovkovite budinované telesá s hrúbkou 1–10 m. Ich kremenné obliaky majú veľkosť 3–8 cm a sú výrazne elongované vo foliačných plochách horniny. Bazálna psamitická hmota má zloženie drôb.

Metaklastiká vrchného karbónu pri sv. okraji kryštalinika Čiernej hory obsahujú materiál zo všetkých podložných litostratigrafických jednotiek kryštalinika (Jacko, 1975; Korikovskij et al., 1990), čo potvrdzuje obalový charakter súvrstvia. Z jeho menej tlakovo metamorfovaných úsekov bola preukázaná teplota alpskej metamorfózy v rozpätí 200–300 °C.

113 brusnianske súvrstvie: zlepenec, pieskovce, bridlice, acidné a intermediárne vulkanity a ich vulkanoklastiká

Drobno- až strednozrnné polymiktné metazlepenec majú litologické znaky charakteristické pre štrkové alúviá zdivočených riek. Gradačne, prípadne šikmo zvrstvené vrstvy hrúbky 1–2 m, striedajúce sa mnohonásobne nad sebou, majú erozívne kontakty s hojnými erozívnymi intraklastmi červených bridlíc na báze. Všeobecným znakom je nerovnomerná hrúbka vrstiev a ich vykliňovanie na krátku vzdialenosť. Plytké erózne kanály sú vyplnené dnovými sedimentmi s dobre opracovanými obliakmi s náznakmi imbrikácie. Lavice relatívne dobre vytriedených zlepenecov s obliakovou podpornou štruktúrou sa striedajú s masívnymi neusporiadanými zlepencami s podpornou štruktúrou matrixu. V celom komplexe tvoria fialovočervené bridlice len značne autocyklicky erodované relikty pôvodných povodňových sedimentov. Sú štruktúrne nezrelé, s prímiesou hrubého detritu. Obliakový materiál je prevažne slabo opracovaný, zložený z kremeňa, zo synsedimentárnych vulkanitov a vulkanoklastík a z granitoidov.

Súčasťou horizontu sú telesá acidných až intermediárnych vulkanitov a vulkanoklastík. Vulkanoklastický materiál sa v rôznom pomere mieša s nevulkanickým arkózovým detritom. Vulkanoklastiká dosahujú najčastejšie pieskovú zrnitosť. Sú zložené z kryštalo- i litoklastov s vitroklastickým matrixom.

Metamorfované ryolity-dacity a andezity tvoria smerne sa vykliňujúce telesá uprostred hruboklastických sedimentov. Majú fialovú, prípadne tmavofialovú farbu. Sú afanitickej textúry, miestami drobnopofyrické, s výrastlicami veľkosti maximálne 1–2 mm. Na základe chemického zloženia prevládajú dacity a dacity-andezity s menším podielom ryolitov. Fenokrysty tvorí kremeň, plagioklas (oligoklas-andezín) a biotit. Predstavujú približne 20–30 % objemu horniny. Základná hmota je blastofelzitová, menej často hyalopilitová, bohatá na hematitový pigment.

Zelené bridlice sú tlakovo metamorfovaným ekvivalentom extruzívnych produktov intermediárneho permského vulkanizmu vo veporiku Čiernej hory. Laterálne i vertikálne pozvoľna prechádzajú do peliticko-psamitických metasedimentov tohto horizontu.

Ide o laminované a tenkodoskovité sivozelené horniny s lepidogranoblastickou štruktúrou, ktoré väčšinou zodpovedajú chloritovo-kremenným epidotickým bridliciam s modálnymi reláciami: epidot – kremeň – chlorit – rudný komponent – kalcit – leukoxén. Bežné sú aj medzifoliačné šmuhovito-hniezdovité agregáty chloritu, kremeňa a leukoxénu, resp. chloritu-epidotu, kalcitu a kremeňa, kalcitu, chloritu. Sporadicky zachované kryštaloklasty plagioklasov a amfibolu majú zrnitosť 0,05–0,5 mm. Zrnitosť základnej hmoty neprevyšuje 0,0X mm.

Svetlosivozelené tenkodoskovite odlučné feno-metaandezity tvoria medzi-foliačné polohy dm–m hrúbky v zelených bridliciach širšej oblasti Hole, resp. na sv. svahoch Sivca. Fenokrysty temer výlučne zastupujú často glomeroporfyrické, resp. ofitické plagioklasy (A_{32-36}) so zrnitosťou 0,3–0,9 mm, max. 1,0 až 2,2 m. Ojedinele sú prítomné pseudomorfózy po amfibole a kaverny vyhojené kremeňom, chloritom a epidotom s rozmermi 0,8–1,0 mm (Jacko, 1981). Plagioklasy (A_{22-26}) reliktné intersertálnej základnej hmoty so zrnitosťou 0,05–0,09 mm intenzívne zatláča kremeň, sericit a leukoxén. Spolu s chloritom, titanomagnetitom a hematitom tvoria nepravidelné hniezda vo foliácii horniny.

112 predajnianske súvrstvie: sivé a sivofialové metamorfované pieskovce a bridlice, miestami vložky zlepcov (200–300 m)

V komplikovanej alpínskej stavbe je toto súvrstvie obvykle tektonicky redukované. Sedimenty predajnianskeho súvrstvia majú pomerno dobre vyvinutú vrstvomitosť s vrstvami strednej hrúbky (20–40 cm), s ostrými vzájomnými kontaktmi, miestami s prejavmi cyklického striedania pieskovcov a bridlíc. Maximálna hrúbka predajnianskeho súvrstvia nepresahuje v dôsledku tektonickej redukcie 200–300 m. Aj keď hranice medzi nadložími a podložími sú zväčša tektonizované, predpokladá sa jeho konformné uloženie na podložnom brusnianskom súvrství a jeho diskordantné prekrytie nadložným lúžňanským súvrstvom.

Na zložení sedimentov predajnianskeho súvrstvia sa okrem granitoidového a epiklastického ryolitovo-dacitového detritu podieľa aj materiál pochádzajúci z metamorfovaných hornín. V zlepcoch sa zistili úlomky muskovitových meta-kvarcítov, svorov, svorových pararúl, ryolitovo-dacitových vulkanitov, kremeňa, vzácne aj hornín bohatých na turmalín. Zloženie pieskovcov je variabilné. Petrograficky zodpovedajú arkózovým až litickým drobám. Okrem kremeňa, plagioklasov a alkalických živcov sa medzi klastickými zrnami zistili úlomky ryodacitov a andezitov felzitovej a hyalopilitovej textúry, tiež úlomky pochádzajúce z aplitov, metakvarcítov, svorov a svorových pararúl. V asociácii ťažkých minerálov prevládajú zirkón, turmalín, rutil, apatit a opakované minerály.

Sedimenty predajnianskeho súvrstvia sú výrazne tlakovo deformované, so slabo rekryštalizovaným, pôvodne ílovito-piesčitým matrixom. Asociáciu novotvorených minerálov reprezentuje predovšetkým kremeň a jemne šupinkovitý sericit. Miestami sa s nimi asociuje kalcit. Tvorí osamotené klence alebo vláknité agregáty v tlakových tieňoch za väčšími klastmi.

Mezozoikum

Trias

111 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce, lokálne s vložkami pestrých bridlíc; spodný trias (max. 100 m)

Vystupuje spravidla v priamom nadloží korytnianskeho a predajnianskeho súvrstvia. Tiahne sa v pruhu od Dúbravy smerom na východ, na Suchý hrb a Brezovú.

Tvorí spodnú časť mezozoického sedimentárneho cyklu. Bazálnu časť tvoria prevažne hrubozrnné kremence až konglomeráty, často s výrazným gradačným zvrstvením. Tie prechádzajú zväčša do svetlosivých a ružových lavicovitých (10–100 cm) kremencov, kremitých pieskovcov, miestami arkóz. Maximálna hrúbka súvrstvia je 100 m.

Vo vrchnej časti sa vo vyššej miere uplatňuje pelitická zložka vo forme pestrých bridlíc.

110 pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremencov; spodný trias (max. 20 m)

Vyvíjajú sa priamo z podložného lúžňanského súvrstvia. Litologicky toto súvrstvie tvoria predovšetkým pestré, červené a fialové ílovité a ílovito-piesčité bridlice. Obsahuje pomerne časté vložky a vrstvičky červených, veľmi jemnozrnných kremencov a kremitých pieskovcov. Hrúbka tohto súvrstvia nepresahuje cca 20 m.

109 gutensteinské vápence; anis (15–20 m)

Gutensteinské vápence vystupujú len vo veľmi obmedzenom rozsahu v nadloží spodotriasových ílovcov vo forme šošoviek s hrúbkou 15–20 m. Nachádzajú sa iba na j. svahu kóty Rajtopíky.

Sú to prevažne tmavosivé až čierne lavicovité (10–30 cm) vápence s vložkami svetlejších dolomitov a dolomitických vápencov, najmä vo vrchnej časti. Sú značne postihnuté tlakovou deformáciou.

Vápence majú prevažne biomikritickú štruktúru s nízkou frekvenciou organických zvyškov, ktoré sú tvorené prevažne krinoidovými článkami, ostrakódami a ojedinelými, zle zachovanými foraminiferami a peletami.

Vekovo súvrstvie „per analogiam“ zodpovedá anisu (Bystrický, 1983).

108 sivé lavicovité dolomity; stredný až vrchný trias (max. 80 m)

Tieto dolomity vystupujú izolovane na niekoľkých miestach v okolí Dúbravy a sz. od sedla Branisko (Chvalabohu).

Litologicky ide o sivé a tmavosivé hrubolavicovité, často masívne dolomity. Sú celistvé, jemnokryštalické až cukrovité, často brekciovité. Miestami sú silno pórovité. Póry sú zväčša po vylúhovaných organických zvyškoch.

Čo sa týka ich stratigrafického postavenia, je veľmi obťažné ho stanoviť. Dôvodom je nedostatok paleontologického materiálu a neprítomnosť iných litostratigrafických jednotiek v podloží, resp. v nadloží, ktoré by mohli napomôcť ich zaradenie. Preto ich v týchto prípadoch zaradujeme do stredného až vrchného triasu.

107 ramsauské dolomity; ladin (max. 200 m)

Ramsauské dolomity predstavujú najrozšírenejšie súvrstvie mezozoika v Branisku. Je rozšírené najmä j. od sedla Chvalabohu (Branisko) a tvorí masív Rajtopíkov.

V bazálnych častiach súvrstvia sú často polohy dolomitových brekcií, resp. brekciovitých dolomitov. Litologicky sú to prevažne tmavosivé, zväčša lavicovité (10–100 cm), prevažne mikrokryštalické, celistvé, často pórovité dolomity.

Z organických zložiek obsahujú najmä vápnité riasy. Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity s úlomkami krinoidových článkov, rias, s detritom lamelibranchiát a gastropód. Prevažná časť dolomitov je v dôsledku tlakovej metamorfózy výrazne rekryštalizovaná.

Časť izolovaných dolomitov, ako napr. sz. od priesmyku Chvalabohu (Branisko), izolované bralo j. od Širokého a z. od Ľubovca, pre nedostatok stratigrafických dôkazov a viac-menej izolované vystupovanie považujeme za stredno- až vrchnotriasové.

106 lunzké vrstvy: tmavé ílovité bridlice s lavicami pieskovcov; spodný karn–jul (max. 20 m)

Lunzké vrstvy vystupujú v priamom nadloží ramsauských dolomitov. Sú vyvinuté len rudimentárne a odkryté len vo veľmi obmedzenom rozsahu j. od Rudníka. Maximálna hrúbka súvrstvia nepresahuje 20 m.

Litologicky sú to tmavosivé, hnedosivé a zelenkasté ílovité a ílovito-piesčité bridlice, ktoré tvoria prevažne spodné časti súvrstvia. Vo vrchnej časti súvrstvia sa objavujú vložky a hrubšie polohy hnedosivých a sivých, veľmi jemne zrnitých pieskovcov.

Vek súvrstvia na základe biostratigrafickej analýzy Planderovej (in Polák a Planderová, 1987) je spodný karn–jul.

105 hlavný dolomit; vrchný karn–spodný norik (max. 80 m)

Hlavný dolomit vystupuje v nadloží lunzkých vrstiev v malom rozsahu j. od Rudníka. Tvoria ho svetlosivé celistvé jemnokryštalické rekryštalizované, prevažne hrubolavicovité až masívne dolomity. Ich pravá hrúbka nepresahuje 80 m.

Mikrofaciálne ide o sparity bez akýchkoľvek organických zvyškov.

Na základe ich postavenia vo vrstvovom slede v nadloží lunzkých vrstiev usudzujeme, že stratigrafické postavenie hlavného dolomitu je vrchný karn.

104 karpatský keuper; norik (max. 80 m)

Karpatský keuper je rozšírený v Branisku j. od sedla Chvalabohu (Branisko) v niekoľkých šošovkách.

Tvorí ho súvrstvie pestrých (červených, fialových, zelených) ílovcov a ílovitých bridlíc s vložkami a polohami sivožltých lavicovitých dolomitov. Na mnohých miestach dolomitová zložka je v prevahe nad ílovcami. Len ojedinele sa nachádzajú tenké polohy a vložky jemnozrnných pieskovcov až kremencov. Súvrstvie karpatského keuperu, predovšetkým ílovitá zložka, je veľmi intenzívne tlakovo metamorfované, prevrásnené. Celková hrúbka súvrstvia nepresahuje 80 m.

Z hľadiska veku súvrstvie karpatského keuperu na základe postavenia vo vrstvovom slede a analógie zaradujeme do norika.

V nadloží karpatského keuperu na jz. svahu Rudníka sú prítomné dve šošovky svetlosivých až bielych, silno mramorizovaných vápencov až mramorov kryštalickej štruktúry. Je pravdepodobné, že vápence patria k najspodnejšej časti rétu.

103 kössenské vrstvy; rét (max. 30 m)

Kössenské vrstvy sú vyvinuté len v oblasti Hrabkova. Tvoria úzky pruh tiahnuci sa od doliny Banské až po západný okraj obce.

Litologicky ich tvoria tmavosivé a čierne, v spodnej časti slabo slienité lavičovité (20–60 cm) vápence s vložkami čiernych slienitých bridlíc. Táto časť prechádza do organodetritických až lumachelových vápencov, lavicovitých a hrubolavicovitých. V nich sa našlo niekoľko exemplárov brachiopód *Rhaetina gregaria* (SUESS) a koraly. Celková hrúbka súvrstvia nepresahuje 30 m.

Mikrofaciálne ide o biomikrity, menej biomikrosparity.

Na základe paleontologických dôkazov a postavenia vo vrstvovom slede kössenské vrstvy z hľadiska veku zaradujeme do najvyššieho triasu–rétu.

Jura

Jurské sedimenty sú dobre odkryté jz. od sedla Chvalabohu (Branisko), v malom sedle pod televíznym vykryvačom na Rudníku a j. od osady Pod Braniskom.

102 sivé a čierne krinoidové a krinoidovo-piesčité rohovcové vápence, slienité laminované metamorfované vápence; hetanž–sinemúr (max. 80 m)

Sú odkryté jz. od priesmyku Chvalabohu (Branisko), j. od osady Pod Braniskom.

Bazálne časti súvrstvia tvoria tmavosivé až čierne, silno piesčité a krinoidové lavicovité (20–25 cm) vápence. V oblasti osady Pod Braniskom sú vápence silno prekremenené a pomerne často obsahujú hľuzy čiernych silicítov. V tejto oblasti sú vápence mimoriadne silno tektonicky prepracované, zvrásnené, vytvárajú časté ležaté vrásky.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity s vysokým podielom biotritu, úlomkami krinoidových článkov, lamelibranchiát, brachiopód, foraminifer a ostňov ježoviek. Klastická prímes je zastúpená úlomkami angulárnych zrn kremeňa s veľkosťou 0,01–2 mm. V niektorých rezoch jeho obsah dosahuje 10–20 %.

Vápence sú výrazne tlakovo metamorfované, stavebné zložky sú pravidelne lineárne usmernené.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to predovšetkým biomikrity, resp. biomikrosparity.

Komplexne na základe fauny, ktorú uvádza Rösing (1947) z Hrabkovskej doliny bez bližšej lokalizácie, a to *Coroniceras conybeari* (SOW.), *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Cardinia conia* (SOW.), tieto spodné časti súvrstvia vekovo zodpovedajú stratigrafickému rozpätiu hetanž–sinemúr.

101 algäuské súvrstvie (fleckenmergel): sivé a čierne slienité, miestami škvrnité metamorfované vápence a bridlice; vyšší lias (max. 100 m)

Toto súvrstvie je najrozšírenejšie v okolí priesmyku a na jz. svahoch Rudníka. Vystupuje v nadloží spodnoliasového karbonátového komplexu.

Litologicky ho tvorí alternácia tmavosivých, niekedy čiernych, často slabo slienitých, zvyčajne silno deformovaných zvrásnených vápencov, miestami škvrnitých a tmavosivých až čiernych slabo slienitých bridlíc. Vápence sú často silno rekryštalizované, intenzívne usmernené a často deformované do ležatých vrás malých rozmerov.

Mikrofaciálne ide o biosparity. Väčšina organických zvyškov je silno rekryštalizovaná. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 100 m.

Stratigraficky toto súvrstvie na základe postavenia vo vrstvovom slede a analógie v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát zaradujeme do vyššieho liasu.

100 ružové, zelenkavé a biele metamorfované rádioláριοvé vápence s rohovcami; doger–malm (20–30 m)

Tieto vápence vystupujú najmä v oblasti vodnej nádrže Ružín. Litologicky sú to svetlé, ružové, často slabo zelenkavé až biele lavicovité vápence. Obsahujú málo hrubé vrstvičky pevných sivých bridlíc.

Mikrofaciálne ide o biosparity, resp. pseudosparity. Z organických zvyškov sa vo forme fantómov zachovali rádiolárie.

99 zelenkavé, ružové a biele metamorfované a mramorizované vápence, mramory, miestami s rádiolaritmi; doger–malm (do 20 m)

Litologicky ich tvoria svetlo- a tmavozelené, vo vrchných častiach ružové a biele, silno metamorfované a často mramorizované vápence až čisté mramory. Celé súvrstvie javí známky intenzívneho tlakovo metamorfovaného prepracovania. Často obsahujú hľuzy zelených rádiolaritov. Mikrofaciálne sú to biosparity, resp. pseudosparity.

Na základe postavenia vo vrstvovom slede a analógie súvrstvie vekovo zodpovedá dogeru–malmu.

98 zelenkavé, svetlosivé a biele doskovité vápence; doger–malm (max. 30 m)

Vystupujú v okolí Hrabkova, kde tvoria vrcholové časti hrebeňa na j. okraji obce.

Z litologického hľadiska sú to zelenkavé a svetlosivé, silno kremité, tenkolavicovité vápence s polohami a hľuzami rádiolaritov. Súvrstvie je veľmi intenzívne zvrásnené.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrosparity s prevládajúcou rádioláριοvou mikrofaciou. Často sú silicifikované, veľmi často sú tlakovo deformované a lineárne usmernené. Súvrstvie nepresahuje hrúbku 30 m.

V priamom nadloží sa nachádzajú svetlosivé a ružové, celistvé, tenkolavicovité až doskovité, intenzívne zvrásnené lavice, pripomínajúce malmské vápence.

Vekom toto súvrstvie najpravdepodobnejšie zodpovedá malmu. Mladšie súvrstvia mezozoického veku vo veporiku Braniska a Čiernej hory nie sú zastúpené.

HRONIKUM

Vrchný karbón

Nižnobocianske súvrstvie

97 sivé zlepence, pieskovce, bridlice, telesá dacitov a ich vulkanoklastík; stefan B–C

Sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia majú sivú, tmavosivú, prípadne zele-nosivú farbu a výrazne cyklickú stavbu. Prevažná časť sedimentárnych cyklov má normálne usporiadanie, najmä v rámci cyklov nižšieho rádu (do 10 m, prípadne 10–50 m). Celá sekvencia má však smerom do vrchných častí výraznú tendenciu hrubnutia. Priamo úmerne tomu stúpa aj hrúbka vrstiev. Prevládajúcim litotypom sú pieskovce, lokálne s polohami obliakov, veľmi často gradačne zvrstvené (59%). Šikmé zvrstvenie je vyvinuté len ojedinele. V jemnozrnných sedimentoch je výrazne vyvinutá horizontálna laminácia. Na vrstvových plochách sú najviac vyvinuté erózne textúry (erózne rozmyvy, erózne kanály).

Z deformačných textúr sú zachované predovšetkým stopy po vtláčaní, v malom množstve bioturbačné textúry. Vyskytujú sa aj horizonty s rastlinným detritom.

Syngenetický vulkanizmus dacitovo-andezitového zloženia bol subaerického charakteru. Vulkanoklastický materiál bol redeponovaný a zmiešaný s vulkanic-kou detritickou zložkou, o čom svedčí svojím zložením pestrá skupina vulka-noklastických drôb, arkóz, arkózových drôb, litických arenitov a litických drôb. Tenké polohy resedimentovaných dacitových tufov sú zastúpené len lokálne, spravidla vo vrchnej časti súvrstvia.

Úlomky hornín a minerálov v sedimentoch pochádzajú: a) z granitoidov a vy-soko metamorfovaného kryštalinika typu migmatitov a rúl; b) z nízko metamorfo-vanej vulkanicko-sedimentárnej formácie; c) zo synsedimentárneho vulkanizmu.

Perm

Malužinské súvrstvie

96 malužinské súvrstvie, nečlenené

Je to klastická, cyklicky usporiadaná sedimentárna sekvencia, len so spora-dickými medzivložkami chemogénnych sedimentov – karbonátov a evaporitov.

Pre vnútornú stavbu malužinského súvrstvia je charakteristický vývoj troch veľkých sedimentárnych cyklov s výrazným zjemňovaním sedimentov do ich vrchných častí. Synsedimentárny vulkanizmus je viacfázový, pričom jeho pro-dukty sú najviac zastúpené v prvom a treťom megacykle.

Bazalty a andezity, produkty synsedimentárneho vulkanizmu, sú najhojnejšie v prvom a treťom megacykle a patria k neorogénnym vulkanitom kontinentálneho pôvodu (Vozár, 1985).

Spodnopermský vek (autun) bazálnej časti malužinského súvrstvia z lokality Nižná Boca dokumentuje *Cordaites palmaeformis* GOEPPERT (Sitár a Vozár, 1973) a mikroflóra (Planderová in Vozárová a Vozár et al., 1979). Z vrchnej časti II. megacyklu a najvrchnejšej časti III. megacyklu je opísaná mikroflóra saxónsko-türinského veku (Planderová a Vozárová, 1982).

I. m e g a c y k l u s

95 živcové droby, hrubozrnné pieskovce

Pieskovce prvého megacyklu majú v porovnaní s ostatnými pieskovecami malužinského súvrstvia najnižší stupeň zrelosti. Sú prevažne hnedej, sivohnedej a pleťovej farby. Petrograficky patria k arkózam a arkózovým drobám s relatívne vysokým obsahom živcového detritu. Vystupujú v celom prvom megacykle malužinského súvrstvia, no v bazálnej časti súvrstvia majú prevahu. Sú prevažne hrubolavicovité, s gradačným zvrstvením, so zjemňovaním smerom do vrchných častí.

94 svetlosivé zlepence

Vystupujú spravidla v bazálnej časti prvého megacyklu, ktorý je zložený z mnohonásobne nad sebou sa opakujúcich malých aluviálnych, gradačne zvrstvených cyklov (hrúbky do 10 m). V spodných častiach cyklov sú prevažne hrubozrnné pieskovce a zlepence. Predstavujú výplň asymetrických erózných kanálov so širokým a plochým prierezom dna. Zlepence sú sivej, miestami sivohnedastej farby. Okrem úlomkov kremeňa a granitoidných hornín obsahujú aj úlomky nízko metamorfovaných hornín (rozličné typy fylitov, metakvarcitov, zelené bridlice) a redeponovaný dacitový vulkanoklastický materiál.

93 svetlé pieskovce

Sú zastúpené v celom prvom megacykle, ale ich preveha je vo vrchných častiach sekvencie. Prevažne strednozrnné pieskovce sú usporiadané do lavíc s horizontálnym a gradačným zvrstvením, so zjemňovaním do vrchných častí. Farba sedimentov je svetlosivá a svetlobéžová. Sú to relatívne dobre vytriedené strednozrnné sedimenty. Zložením zodpovedajú subarkózam a arkózovým drobám.

92 tholeiitové bazalty a andezity, polohy vulkanoklastík – I. erupčná fáza

Vulkanity I. erupčnej fázy predstavujú asi 15 % z celkového objemu prvého megacyklu a sú hrubé maximálne 150 až 200 m. Regionálne netvoria súvislý horizont. V bazálnej časti megacyklu vystupujú ojedinelé, na krátku vzdialenosť vyznievajúce výlevné telesá s termickými účinkami na podložie. Vnútorňú stavbu vulkanického komplexu charakterizujú viacnásobne nad sebou sa opakujúce výlevy, lokálne oddelené od seba polohami vulkanoklastík alebo intravulkanických sedimentov. Bežné sú fluviaálne textúry. Vnútorňá stavba lávových prúdov je rôznorodá, závislá od hrúbky lávového prúdu a rýchlosti tuhnutia. Okraje sú pórovité, obvykle zbrekčované, lokálne drobnozrné, prípadne porfyrické. Minerálnym a chemickým zložením patria vulkanity I. erupčnej fázy k andezitovo-bazaltovej asociácii prechodného až tholeiitového magmatického trendu.

91 červenofialové ílovce s polohami bazaltov a vulkanoklastík – I. erupčná fáza

Vyskytujú sa v tesnom podloží alebo nadloží vulkanického komplexu prvej erupčnej fázy. Bežné sú tufy vitrokryštalické, kryštalolitoklastické, pieskovej a prachovej veľkostnej frakcie.

Textúry pyroklastických sedimentov majú znaky prepracovania vodnými prúdmi. Bežné je gradačné a horizontálne laminované zvrstvenie. V nadloží vulkanogénneho horizontu sa vyskytujú popolové tufy s prúdovým šikmým zvrstvením nízkoškálových rozmerov.

II. m e g a c y k l u s

90 nečlenené sedimenty

Všeobecne druhý megacyklus malužinského súvrstvia je charakteristický slabým zastúpením vulkanitov. Základný stavebný znak – cyklická stavba sedimentárnych sekvencií – je opäť výrazný. Približne 67 % všetkých sedimentov tvoria pieskovce, z toho hrubozrné asi 16 % (pomer pieskovcov k bridliciam = 2,0). Zo sedimentárnych textúr je bežné gradačné a horizontálne laminované zvrstvenie, vyskytuje sa aj šikmé zvrstvenie, erózne rozmyvy a kanály. V jemnozrnných sedimentoch sú hojné bioturbačné textúry. Našli sa aj výplne tiel červov (Vozárová, 1979). V jemnozrnných sedimentoch prevažne červenofialovej farby sa vyskytujú pelosideritové alebo karbonátové konkrécie, šošovkovité medzivrstvy karbonátov, miestami aj evaporitov, alebo medzivrstvy pieskovcov s karbonátovým alebo sadrovcovým tmelom.

89 pestrofarebné pieskovce, prachovce a bridlice, miestami s medzivrstvami karbonátov a evaporitov

V sekvencii, ktorú zaraďujeme do druhého megacyklu, definovali Novotný a Badár (1971) vo východnej časti Nízkych Tatier kravianske vrstvy. Predstavujú súbor cyklicky sa striedajúcich, gradačne zvrstvených pieskovcov a prachovcov s hojnými diagenetickými žilkami sadrovca. Obsahujú medzivrstvy detritického karbonátu a dolomitického pieskovca. Pre kravianske vrstvy je charakteristický vysoký obsah rastlinného detritu v ich vrchných častiach, čo spôsobuje zmenu v zafarbení – od červenofialovej po sivú a sivozelenú farbu.

Pieskovce druhého megacyklu svojim zložením zodpovedajú subarkózam a arkózovým drobám. V porovnaní s pieskovcami prvého a tretieho megacyklu v nich výrazne klesá množstvo úlomkov vulkanitov. V bazálnych častiach megacyklov sa do nich vklíňujú polohy zlepenecov.

Zloženie obliakov: kremeň, granity a migmatity, fylity, andezity a bazalty z I. erupčnej fázy a úlomky intraformačných sedimentov.

88 tholeiitové bazalty a andezity, tufy a tufitické pieskovce

Ide o plošne málo rozsiahle výlevné telesá v sprievode vulkanoklastík, vystupujúce hlavne na V od obce Spišské Bystré a južne od Hranovnice. Svojím mineralogickým a chemickým zložením sú zhodné s vulkanitmi I. erupčnej fázy. Vulkanoklastické sedimenty tvoria ojedinelé a tenké telesá uprostred cyklicky usporiadaných sedimentárnych sekvencií II. megacyklu. V prevažnej miere predstavujú epiklastické sedimenty.

87 červenofialové ílovce, lokálne s vložkami vulkanoklastík

Sú vymedzené len lokálne v najvrchnejších horizontoch II. megacyklu, s vložkami vulkanoklastík spravidla len v blízkosti efuzívnych telies. Ílovce obsahujú bioturbačné textúry, časté sú drobné karbonátové konkrécie svetlej ružovej alebo bielej farby.

III. m e g a c y k l u s

86 pestrofarebné pieskovce, prachovce, ílovité bridlice, miestami s konkréciami karbonátov

Pestrofarebné klastické sedimenty sú usporiadané do cyklov nízkeho rádu s výraznou tendenciou zmenšovania veľkosti zrn smerom do vrchných častí III. megacyklu.

Karbonátové, prípadne chloritové konkrécie sa vyskytujú iba uprostred červenofialových ílovitých bridlíc vo vrchných častiach megacyklu. Základným litotypom sedimentárnych sekvencií sú pieskovce (približne 55 %, pomer pieskovcov k bridliciam = 1,2). Medzi zrnitostnými stupňami prevládajú stredno- a drobnozrnné pieskovce, pričom hrubozrnné pieskovce predstavujú iba 8 % zo všetkých. Priamo úmerne tomu sú len v malom množstve zastúpené veľmi hrubé (100 cm) a hrubé vrstvy (30–100 cm). Zo sedimentárnych textúr prevláda v pieskovcoch gradačné (70 %) a horizontálne zvrstvenie. V jemnozrnných sedimentoch sú bežné bioturbačné textúry, čerinové zvrstvenia a bahenné pukliny.

Na minerálnom zložení pieskovcov sa podieľa kremeň, živce, klastické sľudy a úlomky vulkanitov. Základná hmota je len slabo rekryštalizovaná (prechod od diagenézy k veľmi nízkemu stupňu premeny). Tvorí ju illit, sericit, kremeň, karbonát, chlorit a hematitový pigment. Bežný je kremitý, karbonátový, sericitový a železitý chemogénny tmel.

85 tholeiitové bazalty a andezity, polohy vulkanoklastík – II. erupčná fáza

Bazalty a andezity II. erupčnej fázy tvoria miestami až niekoľko sto metrov (400–800 m) hrubý súbor mnohonásobne nad sebou sa striedajúcich výlevných telies, miestami s medzivrstvami vulkanoklastík i nevulkanických sedimentov. Hrúbka jednotlivých lávových prúdov dosahuje od 40 cm maximálne do 150 až 300 m. V bazálnej časti hrubších lávových prúdov sme pozorovali fragmentáciu a lávové brekcie, miestami aj rozličné typy hyaloklastitov. Na styku lávových prúdov a sedimentov možno pozorovať 20–30 cm široké kontaktné termické lemy. Okrajové časti lávových prúdov sú tvorené poróznymi a mandľovcovými varietami, pričom drobné- až strednozrnné, prípadne porfyrické variety vystupujú v centrálnych častiach prúdov. Andezity-bazalty majú výrazne tholeiitový magmatický trend.

Z tmavých minerálov je čiastočne zachovaný pyroxén-augit s mierne stúpajúcim trendom obsahu Ca-Mg zložky. Olivín je úplne zmenený, zachovali sa zväčša pseudomorfózy po ňom. Pôvodné živce sú vzácne (labrador 11,2–11,7 % CaO). Zväčša sú albitizované, prípadne produktom ich premeny je sericit, chlorit a kalcit. Pre vulkanity II. erupčnej fázy je charakteristický obsah chrómspinelov v asociácii s Fe-Ti minerálmi (Vozár et al., 1986).

Vulkanoklastiká tvoria pestrú škálu tufov, tufitov a tufitických sedimentov prachovej až pieskovej zrnitosti škály. Výnimkou sú pyroklastické lávy, pyroklastické brekcie a aglomerátové lávy, kde veľkosť fragmentov dosahuje 10 cm i viac. Medzi tufmi prevládajú vitrokryštaloklastické a kryštalolitoklastické variety. Obsahujú úlomky plagioklasov, rozložených pyroxénov, rekryštalizova-

ného vulkanického skla, rozličné typy úlomkov andezitov a bazaltov, rudné minerály a produkty premeny – kremeň, sericit a chlorit.

Tufity predstavujú epiklastické sedimenty zmiešané s vulkanickým sedimentárnym materiálom. Bežné sú gradačné alebo horizontálne laminované zvrstvenia.

Trias

84 benkovské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce, miestami s vložkami ílovitých bridlíc; spodný trias (skýt) (max. 100 m)

Klastiká spodného triasu chočského príkrovu vystupujú vo výraznom pruhu od poľanovského zlomu východným smerom až do oblasti Lipoviec, južne od prameňa Salvátor.

Bazálne časti súvrstvia sú väčšinou tvorené konglomerátmi sivej a ružovej farby. Obliaky dosahujú veľkosť maximálne 5 cm. Smerom do nadložia možno pozorovať výrazné gradačné zvrstvenie. Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria sivé, ružové a hnedasté lavicovité (10–100 cm) kremence, resp. kremenné pieskovce, prípadne droby.

Mineralogické zloženie je v podstate monotónne, 60–90 % úlomkov tvoria zrná kremeňa rôzneho typu. Z akcesorických minerálov je prítomný najmä zirkón. Sfudy zastupuje prevažne sericit. Živce sú reprezentované predovšetkým plagioklasmi.

Smerom do nadložia sa vyvíja súvrstvie tmavosivých a zelenkavých slienitých, menej ílovitých bridlíc, ktoré obsahujú vložky (lavičky) a šošovky tmavosivých a hnedosivých piesčitých, často silno brekciovitých a zbridličnatých vápencov. Vo vrchnej časti obsahujú častejšie polohy hnedastých, okrových rauvakov. V oblasti východnejšie od kóty 939 (Boldigán; s. od sedla Branisko) je súvrstvie výrazne tektonizované, s mylonitizovanými a tektonickými brekciami.

Vek súvrstvia nie je priamo doložený v dôsledku nedostatku skamenelín. Na základe analógie v ostatných pohoriach Západných Karpát a postavenia vo vrstvom slede ho zaradujeme do spodného triasu – do jeho spodnej časti.

83 gutensteinské vápence; spodný anis (max. 50 m)

Gutensteinské vápence vystupujú v troch lokalitách, a to sz. od obce Šindliar, v malej šošovke jz. od Smrekovice a j. od Vyšného Slavkova. Litologicky sú tmavosivé až čierne lavicovité (10–80 cm) vápence, často silno laminované. Obsahujú veľa polôh svetlosivých mikritických a jemnokryštalických dolomitov. Z mikrofaciálneho hľadiska sú to predovšetkým biosparity, organickú zložku

zastupujú krinoidové články, detrit gastropód, lamelibranchiát a iného detritu. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 50 m.

Paleontologické dôkazy zo súvrstvia sú veľmi chudobné. V nerozpustnom zvyšku sme našli krinoidy *Dadocrinus gracilis* MEYER, ktoré indikujú aniský stupeň.

Vek súvrstvia gutensteinských vápencov tejto tektonickej jednotky Západných Karpát „per analogiam“ podľa Bystrického (1983) je spodný až stredný anis.

82 sivé lavicovité a masívne dolomity; stredný až vrchný trias

Komplex týchto dolomitov vytvára veľké plochy, najmä vo východnej časti mapovaného územia, a to v priestore od k. 847 a k. 930 (Veľká skala) smerom na východ až po Lipovce. Zo severu na dolomitové komplexy transgredujú paleogénne sedimenty.

Litologicky ide o tmavo- a svetlosivé lavicovité, často masívne dolomity. Sú celistvé, často jemnokryštalické až cukrovité, niekedy brekciovité.

Čo sa týka ich stratigrafického postavenia, nemôžeme ho presne stanoviť. Na základe porovnania komplexu litostratigrafického vrstvového sledu štúreckého príkrova v západnej časti územia, ako aj charakteru dolomitov, môžeme predpokladať, že podstatná časť dolomitov v miestach najväčšieho rozšírenia, t. j. na západ od Lipoviec po líniu cca k. 847 (Veľká skala), patrí najpravdepodobnejšie k strednému triasu. Vyššie časti vrstvového sledu v oblasti styku s transgresívnymi sedimentmi centrálnokarpatského paleogénu, resp. na severe v jeho podloží, majú vrchnotriasový vek.

81 ramsauské dolomity; vrchný anis–ladin (max. 250 m)

Dolomity vystupujú v prevažnej časti územia v nadloží kremencového a bridličnatého benkovského súvrstvia spodného triasu a čiastočne permských klastík.

Sú predovšetkým svetlosivé a sivé, zriedkavejšie sú tmavé variety. Najčastejšie sú lavicovité (10–100 cm), menej často doskovité. V centrálnej a východnej časti Braniska nadobúdajú hrubolavicovitý až masívny charakter, ktorý dodáva niektorým oblastiam (Kamenná baba, Vrátnica) bizarné formy skalných brál, stĺpov, brán a pod.

Dolomity sú väčšinou mikrokryštalické, kryštalické, celistvé, miestami obsahujú zvyšky organizmov ako lamelibranchiata a zvyšky dasykladaceí.

Z mikroštruktúrneho hľadiska ide predovšetkým o dolomikrity, dolopelmikrity, často je však ortochemickou zložkou sparit.

Ako v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát v tejto tektonickej jednotke – v štúreckom príkrove (Bystrický, 1983) – vekovo „per analogiam“ zodpovedajú vrchnému anisu–ladinu.

80 **vyšnoslavkovské vrstvy: tmavosivé a čierne lavicovité vápence s vložkami čiernych bridlíc; jul–?spodný tuval (12–18 m)**

Pri severovýchodnom zakončení Vyšného Slavkova v opustenom kameňolome na pravej strane Podhorského potoka, ako aj v záreze poľnej cesty vedúcej do Lačnova, v nadloží ramsauských dolomitov, vystupuje súvrstvie tmavosivých a čiernych, slabo slienitých vápencov, vo vrchnej časti s vložkami slienitých bridlíc.

Súvrstvie dosahuje hrúbku 12–18 m a je odkryté v celom svojom rozsahu. Tvoria ho čierne, menej tmavosivé, výrazne lavicovité (10–25 cm), v spodnej časti hrubšie lavicovité vápence s hladkým lomom. Vápence sú výrazne bituminózne, v strednej časti slabo dolomitické.

Vo vrchnej časti súvrstvie obsahuje vložky tmavosivých a čiernych, výrazne bituminóznych bridlíc, hrubých 2–5 cm. Z mikroštruktúrneho hľadiska ide predovšetkým o biosparity, mikrosparity, resp. mikrity.

Zo vzoriek Br 203x/83 a Br 203y/83 pochádza pomerne bohaté spoločenstvo sporomorf, ktoré potvrdzujú vek jul–spodný tuval.

79 **lunzké vrstvy; ?vrchný jul–tuval (max. 8 m)**

V priamom nadloží tohto vápencového komplexu vystupuje súvrstvie tmavosivých, sivých a hnedastých ílovitých bridlíc. Obsahuje vložky a lavičky tmavých, slabo piesčitých dolomitov a dolomitových pieskovcov. Maximálna hrúbka nepresahuje 8 m. Vystupovanie súvrstvia je veľmi obmedzené; je odkryté v dvoch tenkých šošovkách.

Vzhľadom na uvedené skutočnosti, vychádzajúc z postavenia tohto bridličnatého súvrstvia vo vrstvovom slede a vzhľadom na výsledky analýzy sporomorfového materiálu považujeme toto súvrstvie za lunzké vrstvy, resp. reingrabenské bridlice (l. c.).

Na základe sporomorfového spoločenstva (biostratigrafická analýza) je stratigrafické rozpätie súvrstvia ?vrchný jul–tuval, a teda je korelovateľné s lunzkými vrstvami, resp. reingrabenskými bridlicami v zmysle Andrusova, Bystrického a Fusána (1973) so širším vekovým diapazónom.

78 **hlavný dolomit; norik (max. 250 m)**

Hlavný dolomit môžeme vyčleniť len v sz. oblasti Braniska v okolí Vyšného Slavkova, kde tvorí priame nadložie lunzkých vrstiev. Predstavuje najvyšší vrstvový litostratigrafický člen hronika v Branisku.

Litologicky je to monotónne súvrstvie svetlosivých a tmavosivých, prevažne masívnych, často hrubolavicovitých a kavernóznych dolomitov.

Mikroštruktúralne ide predovšetkým o dolosparity, zriedkavo so silno rekrystalizovanými bioklastmi.

Stratigrafické postavenie hlavného dolomitu je premenlivé. Vzhľadom na postavenie vo vrstvovom slede môžeme usudzovať, že zastupuje norický stupeň.

SEVERNÉ GEMERIKUM

Dobšinská skupina

Vrchný karbón

Zlatnícke súvrstvie

77 pieskovce, bridlice, vložky karbonátov a bazických vulkanitov a vulkanoklastík

V nadloží rudnianskeho súvrstvia vystupuje komplex pieskovcov a bridlíc, lokálne s obsahom karbonátov, bazických vulkanitov a vulkanoklastík. Vek súvrstvia je doložený faunou z lokality Dobšina (Rakusz, 1932). Zlatnícke súvrstvie ako litostratigrafickú jednotku vymedzili Bajaník, Vozárová a Reichwalder (1981).

Grafitické fylity a fylitické bridlice vystupujú prakticky v celom profile zlatníckeho súvrstvia. Charakteristická črta ich vystupovania spočíva v tom, že v nižších častiach súvrstvia vytvárajú ojedinelé niekoľkometrové polohy, kým dominantné postavenie majú v najvyšších častiach zlatníckeho súvrstvia. V oblasti Gretly a Rudnian sa v nich nachádzajú aj tenké vložky karbonátov. Lokálne sa v týchto bridliciach vyskytujú malé vložky oligomiktných zlepcov. Pieskovce, bridlice a fylitické bridlice sú viazané na spodnejšie časti zlatníckeho súvrstvia. Vo väčšine prípadov vystupujú v nadloží zlepcovej fácie, z ktorej sa vyvíjajú pozvoľna cez drobnozrné zlepenca striedajúce sa s pieskovecami.

Metabazalty sú jemnozrné až masívne, sivozelenej farby. Porfyrické variety majú škvritú textúru, spôsobenú vzácnou uchovanými reliktnými amfibolov (vo väčšine prípadov sú úplne premenené). Plagioklasy sú premenené na agregát albit – kremeň – kalcit – sericit – epidot-zoizit. Pri menej premenených je bazicita albit – oligoklas. Prítomný kremeň je produktom premeny živcov. Niektoré väčšie alotriomorfné zrná sú buď sekundárne, alebo primárne. Chlorit má šupinkovitú formu, je slabo pleochroický, pravdepodobne je produktom premeny femických zložiek. Vyskytujú sa aj minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, z nepriesvitných minerálov hematit, magnetit a ilmenit. Lokálne pozorujeme metakrysty pyritu.

Bázické vulkanoklastické horniny sú známe z celého pruhu súvrstvia. Vyznačujú sa paralelnou textúrou s rekryštalizovanou asociáciou, čomu zodpovedajú aj štruktúry hornín, a to od vzácne zachovaných blastoaleuritických až po nematolepidoblastické.

Minerálnu asociáciu tvorí: chlorit, aktinolit, epidot, albit, oligoklas (prevažne pôvodne vulkanická zložka), kremeň, sericit, kalcit, hematit.

Z metabazaltových tufov prevládajú popolové variety. Sú charakteristické svojou bledozelenou farbou, sú celistvé, prípadne slabo stlačené. Prevláda lepidogranoblastická štruktúra. Iba vzácne boli zaznamenané lapilové tufy a aglomerátové variety.

Krompašská skupina

Perm

Knolské súvrstvie

76 polymiktné zlepenca a brekcie

Toto súvrstvie predstavuje bazálnu časť krompašskej skupiny definovanej Bajaníkom in Bajaník et al. (1981). Jeho hrúbka je značne menlivá a závisí od primárnych podmienok sedimentácie a od lokálnej tektonickej redukcie. Hrúbka súvrstvia je 200–400 m.

Na zložení obliakového materiálu sa podieľa cca 15 horninových typov (Bajaník, 1965). Väčšina z nich však má lokálne rozšírenie. V spodných častiach sa v zložení obliakového materiálu premieta podklad, na ktorý perm transgreduje. Vo vyšších častiach sa už objavujú aj fragmenty vlastných permských hornín. Základná hmota zlepenčov je ílovito-piesčitá, červenej, fialovej a sivohnedej farby, tmel je kremitý. V tektonicky exponovaných miestach sú zlepenca prevažne stlačené a majú plošne paralelnú textúru.

V zlepencoch a brekciách sa miestami vyskytujú vložky drôb a bridlíc, vo vrchných častiach i metaryolity (napr. Čierna hora pri Dobšinej). Smerom do nadložia pozvoľna prechádzajú do pieskovcovej fácie.

Petrovohorské súvrstvie

75 pieskovce, bridlice, lokálne s vložkami zlepenčov

Sedimenty vystupujú nad knolským súvrstvom, miestami sú laterálne zastúpené faciou vulkanoklastických hornín a metaryolitov.

Pieskovce sú sivej farby s fialovým odtieňom, majú nevýrazne usmernenú textúru. Štruktúra je prevažne psamitová. Na minerálnom zložení zrn sa podieľa

predovšetkým kremeň, geneticky nejednotný, lokálne draselné živce, albitizované plagioklasy a vzácne slúda. Základná hmota je výplnkového typu, zložená zo sericitu a kremeňa. Ťažkú frakciu predstavujú zirkón a leukoxenizovaný Ti minerál.

Bridlice predstavujú fialovočervené jemnozrné horniny, lokálne s výraznými foliačnými plochami. Štruktúra hornín je blastopelitoaleuritová. Detritické zrná aleuritovej veľkosti tvorí kremeň. Ostatná hmota je metamorfne mierne rekryštalizovaná, náznakovite usmernená. Tvorí ju kremeň, sericit, zriedkavo chlorit, rozptýlený hematitový pigment a vzácne slabá prímes grafitového pigmentu.

Vložky zlepcov v tejto fácií sú zložené (obliakový materiál) prevažne z vlastných permských hornín.

74 metaryolitové tufy a tufity

V krompašskej skupine sú metaryolitové tufy a tufity kartograficky vyčlenené južne od Novoveskej Huty a pri Kolinovciach. Tvorí polohy od 10 do 25 metrov.

Makroskopicky majú sivozelené horniny celistvý vzhľad, sú stlačené, zriedkavejšie jemnozrné, miestami s jasne identifikovateľnou vrstvosťou. V reze priečnom na vrstvosť je častá šošovkovitá stavba. Prevládajú vitroklastické štruktúry. Z kryštaloklastov sú prítomné: kremeň, kyslý plagioklas, vzácne silno premenený ortoklas. Z litoklastov sa vyskytuje rekryštalizované sklo. Základná hmota je rekryštalizovaná (sericitizácia a chloritizácia). Akcesoricky sa nachádza zirkón, zo sekundárnych minerálov karbonáty, kremeň, chlorit a turmalín.

Ak vystupujú popolové tufy v tektonicky exponovanejších zónach, stupeň ich premeny môže dosiahnuť až fáciu sericitických bridlíc.

73 metaryolitové tufy a tufity s vložkami bridlíc a pieskovcov

Na mapovanom území sú vymedzené medzi Kolinovcami a Jaklovcami. Vyznačujú sa striedaním vulkanoklastických členov, bridlíc a pieskovcov s rýchlym vytrácaním, takže bližšie kartografické členenie je tu veľmi obťažné.

Z vulkanoklastických členov tu vystupujú najmä tufitické sedimenty. Podľa veľkosti zrna rozlišujeme popolové tufity, pieskovcové tufity, tufitické bridlice, tufitické pieskovce a tufitické zlepenice. Vulkanický materiál reprezentujú úlomky vulkanického skla, výrastlíc kremeňa, draselného živca, plagioklasu a vulkanických hornín mikrokryštalickej štruktúry. Klastogénna zložka je zastúpená predovšetkým v základnej hmote: pôvodne ílovité súčasti metamorfované na sericit a časť klastických zrn kremeňa. Bežný je jemne rozptýlený hematitový pigment. Sprievodné minerály sú zirkón a rutil.

V tufitických zlepencoch sa okrem opísaných minerálov a hornín zistili úlomky popolových tufov, porfyritov, pieskovcov a sericitických bridlíc. Tufitické sedimenty sa lokálne vyznačujú gradačným zvrstvením. Tufy delíme podľa veľkosti zrna na pieskovcové a popolové. Štruktúrami a minerálnym zložením sa v podstate zhodujú s opísanými tufmi.

Pieskovce majú sivú farbu s fialovým odtieňom, metamorfne usmernenú textúru a psamitovú štruktúru. Zloženie: kremeň, draselné živce, plagioklasy, úlomky kyslých vulkanitov.

Bridlice sú fialovosivé horniny, výrazne bridličnaté, s blastopelitoaleuritovou štruktúrou. Detritické zrná aleuritovej veľkosti tvorí kremeň. Ostatná hmota je metamorfne rekryštalizovaná, usmernená. Tvorí ju kremeň, sericit, vzáčne chlorit, rozptýlený hematitový pigment a slabá prímes grafitového pigmentu.

72 fialové bridlice s vložkami dolomitov, vápencov a brekecií

Ide o litofáciu lokálneho významu, kartograficky vymedzenú v oblasti Kolinoviec. V jej nadloží vystupujú fialové bridlice s vložkami psefitov. Vápenaté a dolomitové polohy sú sivofialové, silno znečistené klastickými súčastami vlastných permských hornín. Tvorí plochy od niekoľko centimetrov do 3 metrov striedajúce sa s fialovými bridlicami, s ktorými sú späté pozvoľnými prechodmi.

Novoveské súvrstvie

71 fialové bridlice s vložkami zlepencov a pieskovcov

Známe sú najmä zo širšej oblasti Novoveskej Huty a Kolinoviec. Prevládajúcou fáciou sú pelitické fialové bridlice s plošne paralelnou textúrou, podobného minerálneho zloženia, aké sme už opísali. Vyskytujú sa v nich polohy zlepencov, pieskovcov a drôb, ktoré sa nepravidelne striedajú a často prstovite prechádzajú do seba.

V oblasti Novoveskej Huty sa v tejto kartograficky vyčlenenej fácií vyskytujú tenké polohy acidných vulkanoklastických hornín. V nadloží fialových bridlíc sú bridlice so sadrovcom, prípadne priamo tzv. vrchné zlepence. Novoveské súvrstvie vymedzené Bajaníkom, Vozárom a Reichwalderom (1981) zahŕňa vekové rozpätie vrchný perm až spodný trias a predstavuje najvrchnejšiu litostratigrafickú jednotku krompašskej skupiny.

GEMERIKUM?

70 harzburgit neznámej stratigrafickej príslušnosti

Ide o ultrabázické teleso nachádzajúce sa pri obci Sedlice, ktoré je klasifikované ako harzburgit neznámej stratigrafickej a tektonickej príslušnosti. Podľa

Karoliho (in Polák et al., 1977) je tento „blok“ charakterizovaný ako veľký olistolit, ležiaci dnes na rozhraní borovského a bielopotockého súvrstvia.

Na základe štúdia vzťahu harzburgitu k paleogénnemu okoliu (Gross) prichádzame k záveru, že toto teleso predstavuje prirodzený odkryv predterciérneho podložia, pravdepodobne triasového veku, náležiacce ku gemeriku.

JUŽNÝ OKRAJ V ÚSEKU SLOVENSKÉHO RUDOHORIA

Južný okraj regiónu lemujú severovýchodné výbežky Nízkych Tatier, severný okraj Slovenského raja (Stratenskej hornatiny), Spišsko-gemerského rudohoria a Galmusu budované mladopaleozoickými a mezozoickými súbormi zaradovanými do tektonických jednotiek hronika, gemerika a silicika. Tieto paleoalpínske jednotky boli ešte pred rozsiahlou paleogénnou transgresiou najprv transgresívne diskordantne prekryté vrchnokriedovými (senónskymi) sedimentmi, z ktorých sa aj v mapovanom území nachádza niekoľko zvyškov.

Vrchná krieda

Opis sa nachádza na strane 64 pod číslom 56.

SILICIKUM

Vernársky príkrov

Do mapovaného územia zasahuje v oblasti jz. od Hrabušíc, s. od doliny Veľkej Bielej vody.

Otázka príslušnosti vernárskej sekvencie k hroniku alebo ku gemeriku (novšie siliciku) je predmetom záujmu už veľmi dávno (Kettner, 1937; Biely, 1961, 1966; Maheľ, 1957 a i.). Nebudeme túto problematiku rozoberať podrobnejšie, ale prikloníme sa k predstave vyslovenej už Bielym (1966) a znázornenej aj na najnovšej geologickej mape východnej časti Nízkych Tatier 1 : 50 000 (Biely et al., 1992), že vernársky príkrov patrí k siliciku.

Podľa tejto mapy silicikum tektonicky spočíva na hroniku (ipoltická skupina, betlanovská sekvencia) a hronikum na veporiku (struženická sekvencia, brusnianske súvrstvie, komplex Prednej hole, sekvencia Veľkého boku atď.). Dôležitým predpokladom toho, aby takáto interpretácia bola vierohodná, je existencia možnosti interpretovať karbónske vrstvy pod muránskym príkrovom ako šupiny chočského príkrovu (hronika), ako to už dávno predpokladali Pouba (1951), Zoubek (1957) a Biely (1966). Podľa najnovších výskumov Vozárovej a Vozára (1988) je to naozaj tak, pretože podľa nich súvrstvie možno zaradiť do ipoltickej skupiny.

Dôležitým argumentom na zaradenie vernárskeho príkrovu k siliciku je aj výskyt telies kyslých vulkanických hornín vo verfénskom súvrství sv. od Telgártu (Zorkovský, 1959a). Podobné výskyty sú známe iba zo silicika muránskeho príkrovu (Veľká Stožka – Zorkovský, 1959b; výskyty j. od Pohorelskej Maše – Biely et al., 1992), resp. z príkrovu Drienka pri Ponikách (Slavkay, 1965). V hroniku, ako je známe, sa vyskytujú iba bázické vulkanity permského veku v malužinskom súvrství. O „južnej“ afinite ryolitu od Telgártu svedčí aj charakter zirkónov z tohto výskytu. Zirkóny majú, podobne ako v južnom i severnom gemeriku, typologicky výrazný alkalický charakter. Svedčí to o vzniku ryolitových magiem v hlbších častiach kontinentálnej kôry v postorogénnej etape konsolidácie varískeho orogénu (Broska et al., 1993).

Proti zaradeniu vernárskeho príkrovu do silicika zdanlivo svedčí mohutné zastúpenie dolomitov a prítomnosť lunzkých vrstiev (Maheľ et al., 1963), čím pripomína šturecký príkrov hronika. Na druhej strane, sú v ňom ale zastúpené typické fácie silicika (verfénske súvrstvie, steinalmské, wettersteinské a pravdepodobne i nádašské vápence). Chýba benkovské súvrstvie, ktoré je typické pre chočský príkrov.

Z vernárskeho príkrovu sú v mapovanom území zastúpené iba dve litostratigrafické jednotky.

69 brekciovité dolomitické vápence; stredný trias

Sú znázornené pri vyústení doliny Veľkej Bielej vody. Podľa Maheľa et al. (1963) ide o vápence, ktoré zastupujú svetlé vápence. Ako laterálny ekvivalent wettersteinských vápencov, ktoré sú brekciovité, hrubozrnné, bohaté na úlomky krinoidov, prichádzajú do úvahy raminské vápence. Zatiaľ neboli podrobnejšie študované.

68 hlavné dolomity (karn): svetlé lavicovité dolomity

Mohutný komplex stredno- a vrchnotriasových dolomitov, ktorých hrúbku Maheľ et al. (1963) odhadujú na 1 000–1 900 m, zasahuje do mapovaného územia v chrbte medzi Veľkou Bielou vodou a Tepličnom.

Sú svetlé až biele, masívne alebo lavicovité. Obsahujú stromatolitické polohy s riasami *Teutloporella herculea*.

Stratenský príkrov

S vernárskym príkrovom sa stýka pozdĺž subvertikálneho muránskeho zlomu ssv.-jjz. smeru, ktorý zastiera, resp. amputuje pôvodný paleoalpínsky kontakt oboch príkrovov. Pozostáva z dvoch čiastkových príkrovov (?duplexov):

vyššieho, glackého (jeho horniny zasahujú na mapované územie v úseku medzi Čingovom a Hrabušicami – Podleskom) a spodnejšieho, geravského (buduje najmä skupinu Matky Božej).

Stratenská sekvencia

Litostratigrafickú náplň stratenského príkrovu tvorí stratenská sekvencia. Pôvodne sa zarad'ovala ku gemeriku, ale od vymedzenia silického príkrovu a silicika ju väčšina autorov zarad'uje do tejto tektonickej jednotky. Takéto zaradenie vychádza z predpokladu, že stratenská sekvencia nenadväzuje plynule na permské súvrstvia, prípadne že niekde v stratenskej sekvencii sa nachádza zatiaľ presne neidentifikovaná plocha príkrovového nasunutia na gemerikum so zachovanými šošovkami meliatika medzi oboma jednotkami.

Báza stratenskej sekvencie sa konvencionálne kladie na bázu verfénskeho súvrstvia. Mali by sem patriť aj podložné evapority, ktoré možno korelovať s perkupskými evaporitmi silického príkrovu. V mapovanom území však nikde nevystupujú na povrch. S evaporitmi je spojený výskyt rauvakov, ktoré sú na povrchu známe j. od Okrúhlovca (k. 709), mimo zobrazeného územia.

Stratenské mezozoikum podľa Maheľa (1983) nie je súčasťou silického príkrovu, ale spolu so severnou časťou paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria tvorí samostatný besnický príkrov (jeho tylovú a koreňovú časť) a spolu s vernárskym (v jeho ponímaní chočským) príkrovom tvoria severogemeridnú synklinálu s vejárovou stavbou.

Keďže v litostratigrafickej náplni oboch čiastkových príkrovov nie sú v mapovanom území podstatné rozdiely, charakterizujeme ich spoločne.

Verfénske súvrstvie

Značné rozšírenie dosahujú v južnom okolí Spišskej Novej Vsi medzi Smižianskym lesom a Rudňanmi. Aj napriek početným pokusom z minulosti o podrobnejšie členenie (pozri prehľad v práci Biely in Fusán et al., 1967), žiadne sa neujalo, pretože mali iba lokálnu platnosť. Preto sa verfénske súvrstvie delí na dva členy (bodvasilašské a sinské vrstvy).

67 bodvasilašské vrstvy; spodnejší skýt

Tento spodný člen verfénskeho súvrstvia je hrubší (300–400 m) a má aj väčšie plošné rozšírenie ako vrchný člen. Hranica medzi krompašskou skupinou je konvencionálna, pretože litologicky sú oba súbory veľmi podobné, najmä pokiaľ ide o bridlice a pieskovce (prítom každý súbor by mal patriť k inej tektonickej jednotke). Ešte zložitejšia je situácia pri vekovom zarad'ovaní vrstiev.

Všeobecne sa krompašská skupina považuje za permskú a verfénske súvrstvie za spodnotriasové. Na presnejšie kladenie chronostratigrafickej hranice medzi permom a triasom však chýbajú akékoľvek exaktné podklady. K bodvasilašským vrstvám sa totiž zaraďuje aj pomerne hrubý súbor vrstiev pod najnižšími nálezmi fosílií [*Pseudomonotis (Claraia) clarai* a i.].

Bodvasilašské (niekdajšie „seiské“) vrstvy tvorí pestrý súbor lavicovitých fialových, červených a zelených pieskovcov a bridlíc. Sú rozšírené s. od Matky Božej a j. od Smižian, kde v nich (a v ich podloží) sa realizovali vrty SM-1 (675,9 m) a SM-2 (1 902,8 m); (Mahel' a Vozár, 1971). Najmä na základe vrtu SM-2 je možné usudzovať, že dosahujú hrúbku 300–400 m.

66 sinské vrstvy; vyšší skýt

Ide o vyššiu časť verfénskeho súvrstvia (niekdajšie „kampilské vrstvy“), na zložení ktorej sa v hojnej miere podieľa popri pieskovcoch a bridliciach aj vápencová zložka – v nižších častiach v podobe slieňovcov, vyššie aj vo forme doskovitých tmavých vápencov. Prevláda sivá a zelenkavá, pri navetraní až žltkastá farba vrstiev. O plytkomorskom pôvode svedčí častá prítomnosť lumachel, mäkkýšov a ulitníkov (*Natiria costata*, *Eumorphotis telleri*, *Anodontophora fassaensis*, *Myophoria laevigata* a i.). Vrstvy dosahujú hrúbku do 80 m.

65 gutensteinské dolomity; anis

Sú rozšírené v podobe nevelkých šošoviek alebo aj vo forme rozsiahlejších výskytov najmä medzi Novoveskou Hutou a Tepličkou na báze strednotriasového karbonátového komplexu. Ide o tmavosivé, prevažne lavicovité mikritické dolomity bez organických zvyškov. Hrúbka je 20–50 m.

Tmavosivé gutensteinské dolomity tvoria aj šošovkovité polohy do hrúbky 20–30 m v gutensteinských vápencoch na Čingove a na z. svahoch údolia Lesnica. Tak vápence, ako aj dolomity sú chudobné na organické zvyšky. Prevažne ide o monotónne mikrity.

64 gutensteinské vápence; anis

V mapovanom území dosahujú značné rozšírenie v Čingove a 1 km západnejšie v okolí vyústenia údolia Lesnica do Hornádu. Hrubolavicovité až masívne tmavosivé vápence tvoria morfológicky výrazné bralá po oboch stranách Hornádu. Gutensteinské vápence dosahujú hrúbku do 200 m.

63 wettersteinské a steinalmské vápence, nerozlíšené; anis–kordevol

Takto je označený komplex svetlých masívnych vápencov v miestach, kde nebolo možné odlíšiť wettersteinské a steinalmské vápence či už pre nedostatok

organických zvyškov, alebo preto, že medzi nimi nie sú vyvinuté vápence panvového alebo svahového typu. Je to najmä v území v. od Novoveskej Huty.

62 steinalmské vápence; vyšší anis

Najvyššie časti gutensteinských vápencov sa stávajú svetlejšími, až prejdú do svetlých masívnych riasovo-stromatolitických vápencov. Sú odrazom prechodu sedimentácie z nevetraného redukčného prostredia k podmienkam presvetleného teplého plytkého, dobre vetraného mora, ktoré umožnili bohatý rozvoj rastlinných i živočíšnych spoločenstiev. Najhojnejšie sa nachádzajú zvyšky dasykladaceí, ktoré poukazujú na stredno- až vrchnoaniský vek (*Diplopora annulata*, *Physoporella pauciforata* a i.). Hojné je aj zastúpenie foraminifer, krinoidov, lastúrnikov a brachiopód. Vápence dosahujú hrúbku 20–80 m.

61 nádašské, reiflinské a raminské vápence (ilýr–ladin)

Tieto vápence patria k faciám panvového a svahového typu, ktoré vo väčšom alebo menšom rozsahu v niektorých územiach zasahujú do facií karbonátovej platformy.

Šošovkovitý výskyt facií panvového typu a ich zasahovanie do strednotriasovej karbonátovej platformy stratenského príkrovu bol signalizovaný už v minulosti (Bystrický, 1972, 1973; Bystrický et al., 1982; Mello, 1979 a i.), hoci viac-menej naďalej platilo, že „svetlé aniské vápence najčastejšie prechádzajú bez zreteľnejšej hranice do svetlých a šedých vápencov wettersteinského typu“ (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 423; Maheľ, 1986).

Terajšie mapovanie severného okraja Slovenského raja ukázalo, že panvové a svahové fácie tu majú ešte omnoho väčšie rozšírenie, než predpokladal napr. Bystrický (in Bystrický et al., 1982 alebo in Andrusov a Samuel, 1983, stratigrafická tabuľka triasu).

Zastúpené sú v glackom čiastkovom príkrove, a to v Čingove východne od prítoku Tomášovského potoka do Hornádu na južných svahoch kót 561,1 a 552,2, kde vystupujú ružovkasté lavicovité mikritické nádašské vápence. V podloží sú steinalmské a gutensteinské vápence, v nadloží transgreduje borovské súvrstvie.

Ešte väčšie rozšírenie dosahujú panvové fácie v oblasti južne a juhovýchodne od Ludmianky (Tomášovský výhľad) a v oblasti Čingova. Tu opäť v nadloží mocného súboru gutensteinských vápencov a šošoviek steinalmských vápencov v ich nadloží vystupuje až 150 m hrubý súbor nádašských, reiflinských a raminských vápencov. Ich vzájomné kartografické odlíšenie je dosť obťažné, pretože sa nepravidelne prelínajú a zastupujú. Prevláda však fácia nádašských vápencov [ružové lavicovité i hrubolavicovité vápence, miestami s náznakmi

hľuznatosti, bez rohovcov; reiflinské vápence (sivé doskovité až lavicovité vápence) tvoria v nich nevelké šošovky]. Raminské vápence (sivé alodapické vápence) tvoria polohy v najvyšších častiach na prechode do predrifových brekcií wettersteinských vápencov.

Mikroskopické štúdium potvrdilo zastúpenie typických štruktúr a mikrofácií panvových vápencov – prevažne mikrity s tenkostennými lamellibranchiatami.

Z viacerých vzoriek odobraných s cieľom získať konodonty sa podarilo extrahovať iba *Gladigondolella tethydis* (určil M. Havrila), ktorá však iba všeobecne poukazuje na stredotriasový vek.

60 wettersteinské vápence (ladin–krodevol)

Wettersteinské vápence sa bezpochyby zo všetkých mezozoických litostratigrafických jednotiek najviac zaslúžili o vznik takého jedinečného prírodného fenoménu, akým je Slovenský raj s jeho roklinami Veľký a Malý Kysel', Sokolova dolina, Suchá Belá, prielom Hornádu a ďalšie. V glackej štruktúre dosahujú hrúbku cca 800–1 000 m, z toho cca 250–300 m pripadá na spodnú predrifovú a rifovú časť. Zvyšok pripadá na wettersteinské lagunárne vápence, ktoré tvoria rozsiahlu karbonátovú platňu Glac uklonenú na SZ, rozbrázdenu kaňonmi a údoliami. Svetlé hrubolavicovité, často stromatoliticky laminované vápence s *Teutloporella herculea* tu upadajú so sklonom 20–30° na SZ.

Z morfológického hľadiska sú zaujímavé najmä rifové vápence a predrifové brekcie v bazálnej časti. Divoká morfológia je predurčená pôvodným charakterom rifu, ktorý už v čase sedimentácie tvoril odolnú bariéru proti vlnám. Na jeho stavbe sa podieľajú vápnité hubky, koraly (určené už v 50. rokoch – Kolosváry, 1958, 1963) a ďalšie rifotvorné organizmy. V mapovanom území je do rifových vápencov zarezaný prielom Hornádu medzi prítokom Bieleho potoka a chodníkom od Letanovského mlyna na Kláštorisko.

59 wettersteinské dolomity (ladin–karn)

Wettersteinské dolomity miestami laterálne i vertikálne (smerom do nadložia) zastupujú (nahrádzajú) wettersteinské vápence. Znamená to, že pôvodné vápence boli neskorodiageneticky premenené na dolomity. Počas dolomitizácie boli takmer úplne zotreté pôvodné štruktúrne znaky vápencov. Iba v priaznivých prípadoch zostali ešte zachované fantómy organických zvyškov, buď rifových, alebo lagunárnych. Dosahujú hrúbku do 200 m.

58 aflenzské vápence (norik)

V južnejšom, geravskom čiastkovom príkrove v oblasti severných svahov Matky Božej sú známe z nadložia wettersteinských dolomitov tmavosivé až

čierne vápence, v niektorých polohách prepĺnené čiernymi rohovcami. Medzi lavicami vápencov sa nájdu aj preplástky čiernych ílovitých a slienitých bridlíc. Z vápencov ide o mikrity a biomikrity s hojnými úlomkami tenkostenných lamellibranchiát, s foraminiferami, ihlicami húb a úlomkami krinoidov, ojedinele sa nájdu zrnká kremeňa. Na základe nálezov lumachel *Halorella amphitoma* sa zaraďujú do norika (Maheľ, 1957; Maheľ et al., 1963).

Uvedené vápence Bystrický (1972) označil ako aflenzské. Spolu s bridlicami by si súvrstvie zaslúžilo podrobnejšie preštudovanie, najmä z hľadiska prípadného zastúpenia karnu, teda „mürztalských“ vrstiev, ktorých zastúpenie by tu bolo omnoho logickejšie. Hrúbka vrstiev je do 50 m.

Norický vek je však preukázaný faunou konodontov. Havrila a Pevný (písomné oznámenie) získali zo sivých vrstvovitých vápencov s rohovcami z masívu Matky Božej asociáciu konodontov, o. i. *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (HAYASHI), *M. bidentatus* (MOSHER), *M. abneptis* (HUCKR.), ktorá poukazuje na vek spodný až stredný sevät.

57 dachsteinské vápence (norik)

V nadloží aflenzských vápencov vystupujú opäť vápence karbonátovej platformy, označované ako dachsteinské. Zastúpené sú tak rifové, ako aj lagunárne variety s neobyčajne bohatým spektrom organických zvyškov (porov. Maheľ, 1957; Maheľ et al., 1963, 1967; Bystrický, 1979). Dosahujú hrúbku 100–150 m.

56 zlepenec, pieskovce, pestré bridlice, pisolitické vápence

V údolí potoka Teplično a na priľahlých chrbtoch jz. od Betlanoviec v nadloží dolomitov vernárskeho príkrovu hojne vystupujú voľne roztratené obliaky najrozličnejších hornín, ktoré môžu pochádzať z vrchnokriedových zlepenecov. V minulosti ich tu zmapovali Maheľ et al. (1963). Nie je vylúčené, ba je pravdepodobné, že ide o vrchnokriedovú súčasť kluknavského súvrstvia (pozri ďalej).

Z územia jz. od Betlanoviec sú známe aj sivé a hnedasté pisolitické vápence (Maheľ et al., 1963, s. 87). Pisoidy sú podlhovastého tvaru, veľkosti až do 2 cm. V niektorých koncentrických laminách možno zistiť stopy siných rias. Ide zrejme o sladkovodné vápence, ktorými sa začínal vrchnokriedový sedimentárny cyklus. Podobné vápence boli opísané aj z vrchnej kriedy Brezovských Karpát (Hanáček, 1956; Salaj et al., 1987).

Rozsiahlejšie a krajšie výskyty spodno- aj vrchnokriedových sedimentov sa však nachádzajú južnejšie, už mimo mapovaného územia. Sú to jednak vápence s *Munieria grambasti* BYSTR. (Bystrický, 1978) zo širšieho okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne, jednak výskyty známych zlepenecov, pieskovcov a bridlíc z tejto aj iných lokalít (napr. Andrusov a Snopková, 1976).

TERCIÉR

PALEOGÉN

MAGURSKÁ JEDNOTKA *

K r y n i c k ý (čergovský) l i t o f a c i á l n y v ý v o j

Sedimenty magurskej tektonickej jednotky sa stýkajú so sedimentmi paleogénu podtatranskej skupiny iba v krátkom úseku, a to medzi obcami Drienka a Babin Potok. Stykovú líniu s paleogénom podtatranskej skupiny charakterizujú Nemčok et al. (1990) ako prešmyk, resp. násun so sklonom násunovej polohy strmo na sever.

55 pestré súvrstvie; spodný eocén

Ide o červenkasté a sivozelené ílovce v absolútnej prevahe nad ojedinelými tenkodoskovitými pieskovecami. Ílovce majú bežne siltovú až piesčitú prímes, sú vápnené, miestami prúžkované. Opisované ílovce sú polyminerálne (illit, montmorillonit a kaolinit), s akcesorickým kremeňom, muskovitom a rudnými minerálmi.

Strednoeocénnu faunu reprezentuje hojne zastúpená *Cyclamina amplexans* GRZYBOWSKI. Nemčok et al. (1990) predpokladajú počiatok sedimentácie pestrého súvrstvia už v spodnom eocéne.

54 spodné malcovské súvrstvie (strihovské súvrstvie); vrchný eocén

Súvrstvie má viaceré znaky tzv. divokého flyšu. Pieskovce sú značne hrubozrnné, s hojnými vtrúsenými obliačikmi (\varnothing 2–3 mm) kremeňa, kremencov, porfýrov a iných exotík. Piesčité ílovce sivých odtieňov sú obvykle chudobné na mikrofaunu. Charakteristickým znakom súvrstvia je bohaté zastúpenie psefitických polôh.

Stratigraficky tento „hrubopiesčitý flyš“ je začlenený do vrchného eocénu.

53 zlepenec s exotickým materiálom; vrchný eocén

Sú súčasťou strihovského súvrstvia. Klasifikujeme ich ako podmorské sklzo-
vé telesá. Obliaky sú tvorené horninami mezozoika, kryštalinika, pieskovecami a exotikami. V ílovito-piesčitom tmele sa miestami nachádzajú úlomky lastúrníkov a ulitníkov, no bez väčšej stratigrafickej hodnoty.

* Spracované v skrátenej forme z publikovanej geologickej mapy autorov Nemčok et al. (1992).

Vek zlepcov je zhodný so spodnými malcovskými vrstvami, t. j. ide o vrchný eocén.

PODTATRANSKÁ SKUPINA

Paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny (v zmysle členenia paleogénu podľa Grossa, Köhlera a Samuela, 1984) budujú prakticky celé mapované územie (včítane podložia kvartérnych sedimentov). Sú tu zachované v úplnom vrstvovom slede, počínajúc kontinentálnymi predtransgresívnymi sedimentmi, v nadloží už preukázateľne s morskými bazálnymi členmi, až po najvyššie, prevažne pieskovcové súvrstvie.

V nadloží predtransgresívnych sedimentov (nesporne vekovo polaramských), častejšie však priamo na mezozoickom, ojedinele i paleozoickom podloží, sa nachádza typické transgresívne borovské súvrstvie s výskytmi morskej fauny (lastúrniky a ulitníky). V jeho nadloží s postupným, inde s náhlym prechodom sa vyskytujú desiatky až stovky metrov hrubé ílovce hutianskeho súvrstvia. V ich nadloží sa nachádzajú typické flyšové postupnosti zubereckého súvrstvia.

Najvyššie polohy paleogénneho cyklu tvoria prevažne pieskovcové postupnosti bielopotockého súvrstvia. Miestami majú na báze vyvinuté nepravidelne hrubé kežmarské vrstvy (Gross et al., 1996, 1998).

V rámci týchto základných paleogénnych súvrství sme v určitých častiach regiónu (a vekových horizontoch) vyčlenili jednotky nižšieho rádu – členy (members), ktoré prvýkrát opísali Gross et al. (1994, 1995, 1996) a Filo et al. (1994, 1995), resp. Filo et al. (1998) a Gross (1998).

Vekový rozsah paleogénnych sedimentov morského pôvodu sa pohybuje v rozmedzí priabónu (zväčša vrchného) až oligocénu (tab. 1).

Pri geologickom mapovaní regiónu v mierke 1 : 25 000 sme rozlíšili nasledujúce súvrstvia a vrstvy:

borovské súvrstvie (predtým bazálna transgresívna litofácia):

52, 49 brekcie, zlepenca, pieskovce, vápence, zriedkavo ílovce;

Hornádska kotlina:

51 hornádske vrstvy,

50a, b chrastianske vrstvy,

48a, b, c, 47 tomášovské vrstvy;

hutianske súvrstvie (predtým ílovcová litofácia):

44, 43 premenlivo vápnité ílovce v prevahe nad lavicami drobnozrnných zlepcov, pieskovcov a siltovcov,

45 odorínske vápence,

46a, b šambronské vrstvy;

	EOCÉN			OLIGOCÉN					NEOGÉN	
I	vrchný (E ₃)			spodný (O ₁)			vrchný (O ₂)		spodný	
II	vrchný			spodný a stredný (O ₁₋₂)			vrchný O ₂ (O ₃)		akvitan	
III	priabón			stamp / rupel			chat		akvitan	
IV	priabón			rupel			chat		akvitan	
V	priabón			kišcel \cong eger						
VI	P-15	P-16	P-17	P-18	P-19	P-20 N-1	P-21 N-2	P-22 N-3	N-4	N-5
	NP 18	NP 19 NP 20	NP 21	NP 22	NP 23		NP 24	NP 25	NN 1	
<p>I a II - neformálne členenie chronostratigrafických jednotiek</p> <p>eocén - trojdielne členenie (spodný E₁, stredný E₂, vrchný E₃)</p> <p>oligocén - dvojdielne členenie (spodný O₁, vrchný O₂) trojdielne členenie (spodný O₁, stredný O₂, vrchný O₃)</p> <p>III - chronostratigrafické jednotky používané hlavne západoeurópskymi stratigrafmi</p> <p>IV - chronostratigrafické jednotky navrhnuté medzinárodnou stratigrafickou subkomisiou pre paleogén</p> <p>V - regionálne chronostratigrafické jednotky pre centrálnu Paratétys</p> <p>VI - štandardná biozonálna škála pre mediteránnu oblasť podľa planktonických foraminifer (zóny P a N) a nanoplanktónu (zóny NP a NN)</p>										

Tab. 1 Stratigrafická tabuľka formálnych i neformálnych chronostratigrafických jednotiek oligocénnej a štandardnej biozonálnej škály podľa planktonických foraminifer a nanoplanktónu (Samuel in Gross et al., 1994)

F. Chmelík (O. Fusán et al., 1963) 1 : 200 00 V. Tatry	R. Marschalko (M. Mahel' et al., 1963) 1 : 500 000 Sp. N. Ves	R. Marschalko (O. Fusán et al., 1967) 1 : 500 000 Sp. N. Ves	P. Gross, E. Köhler a O. Samuel (1984)	I. Filo et al. (1994) 1 : 25 000 Hranovnica, Hrabušice, Sp. N. Ves (1994)
pieskocové súvrstvie			bielopotocké súvrstvie	?e ₃ - O ₁
prechodné pieskocové súvrstvie	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); font-size: 2em; margin-right: 10px;">e₃</div> <div style="text-align: center;"> <p>flyš</p> <p>s rovnováhou alebo prevahou drobových pieskocov, siltocov a drôb</p> <p>s prevahou pieskocov</p> </div> </div>	pieskocové flyšové súvrstvie		„kežmarské vrstvy“
pieskocovo-ílovcové súvrstvie		pieskocovo-ílovcové súvrstvie	zuberecké súvrstvie	zuberecké súvrstvie
ílovcové súvrstvie	laminované ílovce až slieňovce v prevahe nad pieskocami	ílovcovo-pieskocové súvrstvie	hutianske súvrstvie	hutianske súvrstvie
<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <p>bazálne</p> <div style="display: flex; align-items: center; margin: 10px 0;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); font-size: 2em; margin-right: 10px;">e₂₋₃</div> <div style="text-align: center;"> <p>nevápňitý vývoj</p> <p>karbonátové</p> <p>súvrstvie</p> </div> </div> </div>	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); font-size: 2em; margin-right: 10px;">e₂₋₃</div> <div style="text-align: center;"> <p>transgresívna litofácia</p> <p>bazálne brekcie a zlepenca</p> </div> </div>	vápňité a drobové hrubo-, stredno- a jemnozrné pieskocce	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); font-size: 2em; margin-right: 10px;">p - e₃</div> <div style="text-align: center;"> <p>borovské súvrstvie</p> </div> </div>	„tomášovské vrstvy“
		bazálne súvrstvie		borovské súvrstvie

Tab. 2 Korelačná tabuľka paleogénnych vrstiev a súvrství v zmysle viacerých autorov

zuberecké súvrstvie (predtým flyšová litofácia):

- 39, 39a typický flyš (P : I – 1 : 2 až 2 : 1),
- 40 flyš s prevahou pieskovcov (P : I – viac ako 2 : 1),
- 41 flyš s prevahou ílovcov (P : I – viac ako 1 : 2),
- 38, 38a kežmarské vrstvy;

bielopotocké súvrstvie (predtým pieskovcová litofácia):

- 33 pieskovce v absolútnej prevahe nad slabo vápnitými až nevápnitými ílovcami, drobnó- až strednozrnnými zlepenkami,
- 34 polohy flyšu,
- 35 polohy ílovcov,
- 36 konglomerátový flyš; zlepenca a štrky s polohami pieskovcov,
- 37 tenké polohy polymiktných zlepencov;

Borovské súvrstvie; ?paleocén–spodný oligocén (do 265 m)

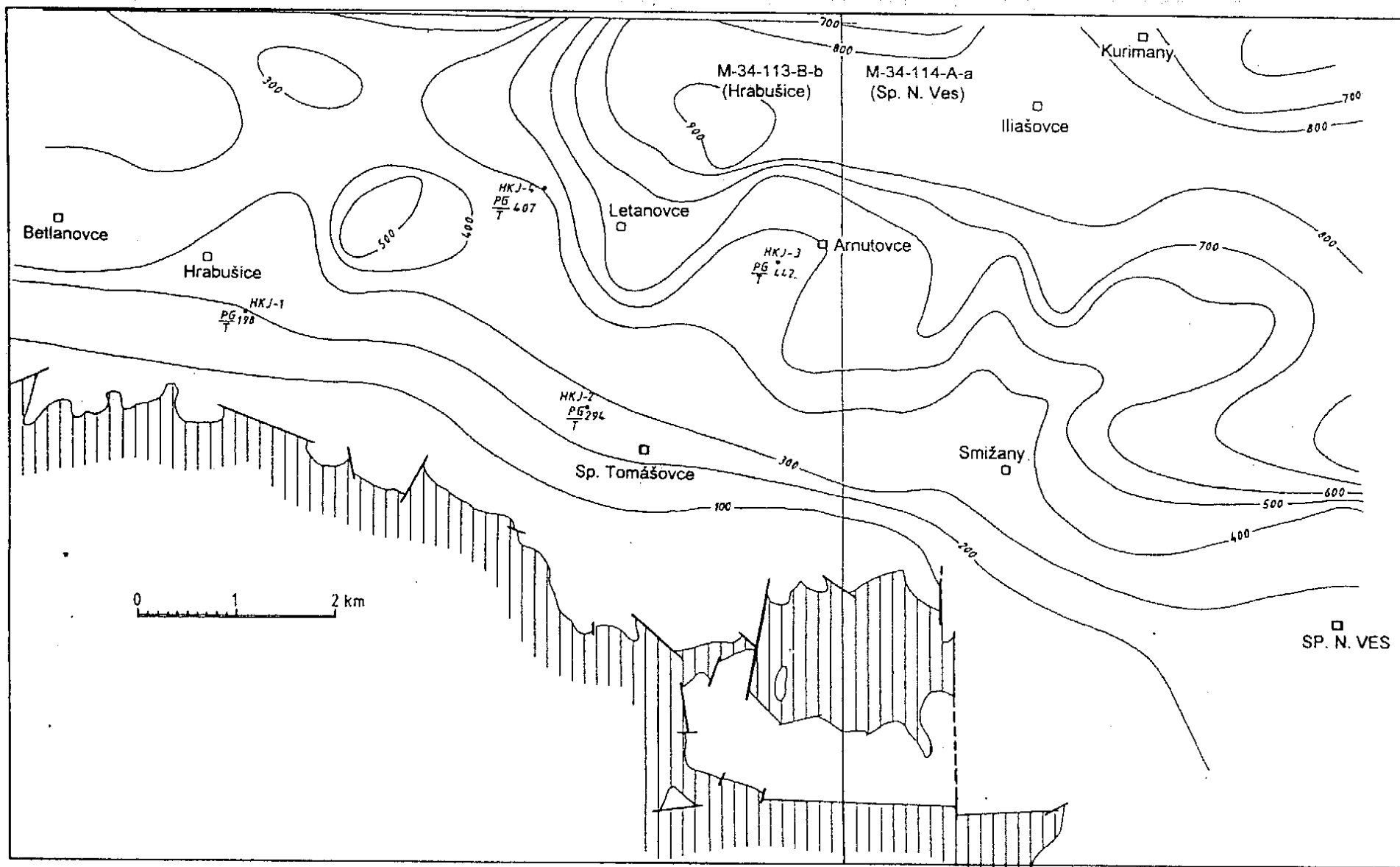
Pod borovským súvrstviím (v zmysle Grossa, Köhlera a Samuela, 1984) chápeme všetky paleogénne sedimenty rôzneho pôvodu (kontinentálne, deltové, morské – transgresívne), ktoré sa usadili priamo a diskordantne na staršie paleozoické alebo mezozoické podložie. V prevažnej miere tu ide o morské sedimenty neflyšového charakteru, pozostávajúce z pestrej palety horninových typov.

Spodná nerovná plocha opisovaného súvrstvia (obr. 3) konzervuje členitý reliéf suchej zeme, ktorý sa utváral v období kontinentálnej suchozemskej éry; v paleocénno-strednoeocénnom období (cca 25 mil. rokov; podľa rádiometrických údajov Berggrena et al., 1983). Borovské súvrstvie so z.-v. priebehom v smere od Štrby cez Spišskú Novú Ves až po hornádske zlomové pásmo vytvára buď súvislý pruh, alebo denudáciou či tektonikou porušenú obrubu s. svahov Kozích chrbtov, Slovenského raja, Galmusu, Sľubice, Braniska a Čiernej hory.

52 borovské súvrstvie, spodná časť – nečlenená; vrchný eocén–oligocén

Borovské súvrstvie, najmä jeho spodnú časť, tvoria vo všeobecnosti hrubé klastiká s bežnou postupnosťou – brekcie, zlepenca, pieskovce, vápence, siltovce. V absolútnej závislosti od priameho podložia môže byť táto asociácia vcelku nevápnitá (napr. s. svahy Kozích chrbtov) alebo vápnitá (s. okraje Slovenského raja a Galmusu), prípadne s premenlivým podielom obliakov, tak karbonátových, ako aj nekarbonátových.

V závislosti od zdrojovej zóny alebo média transportujúceho klastický materiál do morskej panvy (napr. rieka) môže byť táto asociácia monomiktná alebo polymiktná.



Obr. 3 Členitosť predeocénneho reliéfu. Izobaty hrúbky paleogénnych sedimentov sú udané v metroch.

Tab. 3 Základné parametre sedimentov hornádszkých vrstiev (Siráňová in Filo et al., 1995)

Č. vz.	M	Ca	Qm	Qp	k	p	m	v	u	Zrnit. v mm	Stupeň oprac.	Názov horniny
	v %											
448	14,3		56,0	29,7	–	–	–	–	–	3,5	5–6	drobnozrnný kremenný zlepenec
305/5	–	–	+	+	–	–	+	–	–	–	–	piesčitý dolomit, vápnitý drobnozrnný dolomitový zlepenec, vápnitý
305/7	–	17,3	1,7	1,0	79,0	–	–	–	1,0	5,0	5	
305/8	1,7	16,0	4,7	–	75,0	–	–	0,6	–	4,5	5–6	drobnozrnný dolomitový zlepenec, vápnitý
305/11	53,0	–	–	–	47,0	–	–	–	–	3,5	3–4	drobnozrnný dolomitový zlepenec, vápnitý
684	–	67,3	8,3	3,0	12,0	–	8,7	0,7	–	–	–	piesčitý vápenec
705	5,3	43,0	7,7	–	40,7	–	3,3	–	–	0,95	4–5	hrubozrnný litický arenit, vápnitý
739	4,7	55,7	9,3	7,6	20,0	–	2,7	–	–	–	–	piesčitý vápenec
754	+	33,3	1,3	–	65,0	0,3	–	–	–	3,0	4–5	drobnozrnný vápencový zlepenec, vápnitý

M – matrix, Ca – kalcitový tmel, Qm – monokryštalický kremeň, Qp – polykryštalický kremeň, k – karbonáty, p – pieskovce, m – metamorfity, u – uhoľná drvina

Lokalizácia:

448 – Teplický potok, 100 m j. od Markušoviec; 305 – 1,5 km j. od Spišskej Novej Vsi (Končiar); 684 – 2,5 km jv. od Jamníka, na sútoku Jamníčky s Hornádom; 705 – zárez Hornádu, 200 m sv. od Chrasti n. Hornádom; 739 – zárez Hornádu na sv. okraji Matejoviec;

754 – 2 km sz. od Poráča (Lazčík)

Tab. 4 Percentuálne zloženie a základné parametre pieskovcov tomášovských vrstiev. Zostavili: Filo a Siráňová (1996)

Lokalita	Profil Spišské Tomášovce					H	ST	S	S	SNV	M	O	J	V
Číslo vzorky	ST3	ST8	ST18	ST22	ST37	36	146	184	243	308	517	531	543	674
základná hmota	51,3	–	50,2	50,0	44,3	37,4	49,6	45,4	–	53,4	37,5	44,7	–	34,4
tmel	7,7	31,8	10,2	11,0	8,9	–	12,5	11,1	29,0	3,5	20,6	13,1	6,0	–
kremeň	24,2	3,6	25,0	29,1	29,4	43,5	21,4	24,2	4,8	22,8	17,3	24,7	56,5	48,4
silicity	–	2,3	–	–	–	–	–	1,1	2,4	–	1,8	–	3,0	1,3
kremence	2,2	–	1,8	1,5	1,4	–	–	–	–	1,8	7,2	3,6	4,8	–
pieskovce	–	–	0,7	–	–	–	–	1,1	–	–	–	–	–	–
karbonáty	3,3	59,1	2,9	–	1,4	–	9,3	7,4	59,4	1,1	2,5	23,0	–	–
metamorfity	–	–	1,5	–	1,8	–	1,8	1,5	1,9	4,3	3,0	1,8	14,7	4,8
krem. porfýry	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,1	–
granitoidy	–	–	–	–	–	1,1	–	–	–	–	–	–	–	–
živce	2,9	–	3,7	3,3	5,0	15,3	1,8	3,0	–	2,1	3,2	2,2	5,1	3,2
muskovit	2,5	–	2,2	1,8	2,1	2,7	2,5	1,9	–	4,6	4,7	2,5	1,5	2,4
biotit	–	–	0,7	0,7	–	–	–	1,1	–	1,1	–	–	4,5	4,0
uhol'ná drvina	2,2	–	–	–	2,5	–	–	1,1	–	5,3	2,2	1,8	1,8	1,3
org. zvyšky	3,7	3,2	1,1	2,6	3,2	–	1,1	1,1	2,4	–	–	2,5	–	–
Md zrnitosti	0,09	0,35	0,08	0,07	0,09	0,13	0,08	0,08	0,25	0,07	0,10	0,19	0,18	0,08
stupeň opracovania	2–3	4	2–3	2–3	2–3	2–3	2–3	1–2	4–5	2–3	2–3	2–3	2–3	2–3
Q	80,9	9,1	75,3	90,2	79,1	72,6	62,5	66,0	10,6	76,7	75,38	80,4	74,6	86,0
F	9,0	–	10,3	9,8	12,7	25,2	5,2	7,8	–	6,7	9,3	6,2	5,9	5,6
L	10,1	90,9	14,4	–	8,2	1,9	32,3	26,2	89,4	16,7	15,5	13,4	19,5	8,4
typ, varieta	A ₁	C	A ₁	A ₁	A ₁	A ₂	A ₁	A ₁	C	A ₁	A ₁	A ₁	B	A ₃

H – Hranovnica, ST – Spišské Tomášovce, S – Smižany, SNV – Spišská Nová Ves, M – Markušovce, O – Odorín, J – Jamník, V – Vítkovice

Ako príklad monomiktnej asociácie obliakového materiálu zlepenecov možno uviesť napr. s. svahy Kozích chrbtov alebo sv. svahy Nízkyh Tatier (v úseku západne od Hranovnice), kde obliaky borovského súvrstvia predstavujú výhradne *n e k a r b o n á t o v é* obliaky pochádzajúce z permu hronika.

Materiálovo odlišné sú monomiktne karbonátové zlepence (lokálne i brekcie) so zdrojovou oblasťou klastického materiálu lokalizovanou v regióne Slovenského raja a Galmusu. Napríklad v úseku Letanovce – Smižany (Filo et al., 1994) nachádzame monomiktne vápencové zlepence s obliakovým materiálom pochádzajúcim zo Slovenského raja, zatiaľ čo v úseku Olcnavá – Spišské Vlachy sa nachádzajú monomiktne dolomitové zlepence s obliakovým materiálom pochádzajúcim z primárnych zdrojov v Galmuse.

Ako príklad typických polymiktých zlepenecov uvádzame pruh borovského súvrstvia jz. od Hrabušíc, kde obliakový materiál je veľmi pestrý a poukazuje na zdrojovú zónu lokalizovanú niekde v kryštaliniku Kráľovej hole. Iný príklad polymiktých zlepenecov uvádzame z úseku Spišská Nová Ves – Vítkovce, resp. z okolia Kaľavy, kde zdrojovou oblasťou bazálnych klastík boli epimetamorfity v Spišsko-gemerskom rudohorí.

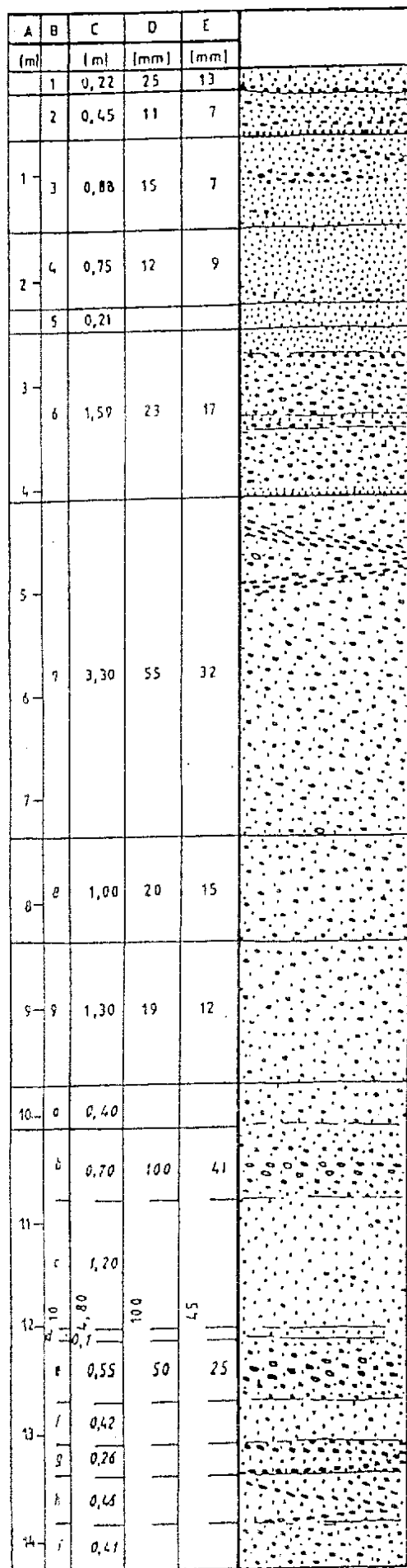
Na severnom okraji Čiernej hory (Marschalko, 1966; Karoli et al., 1994) sú monomiktne vápencovo-dolomitové brekcie a zlepence zachované v súvislom pruhu z Ovčieho cez Hrabkov až do Drienovskej Novej Vsi. Polymiktne zlepence, pozostávajúce zo zmiešanej asociácie mezozoických, a najmä paleozoických hornín, sa nachádzajú v širokom pruhu jz. od Širokého a j. od Víťaza a pokračujú v tektonicky poklesnutom oddelenom priestore v úseku Kluknava – Štefanská Huta.

Ako príklad uvádzame výskyty z úseku Ovčie – Hrabkov, kde monomiktne, zle vytriedené brekcie a zlepence sú tvorené obliakmi až balvanmi veľkými 15 až 20, maximálne 90 cm, pozostávajúcimi z vápencov a dolomitov anisu bez prímеси iných hornín (Marschalko, 1966). Základnú tmeliacu hmotu tvorí hrubozrný karbonátový pieskovec. Opisované hrubé klastiká ležia na nerovnom, často skrasovatenom reliéfe.

Polymiktne, tiež slabo vytriedené zlepence (ktorých morský pôvod nie je exaktne doložený) vo vzorke zo Štefanskej Huty („kluknavský vývoj“ in Ivanov, 1953) pozostávajú z 29 % kryštalinika Čiernej hory (granity typu Bujanová, hybridné granodiority, migmatity, ruly, svory) a vysokého podielu spodnotriasových bázik (Kamenický, 1950) a kriedy (Fusán, 1960). Chýbajú karbonáty triasu a jury. Na horniny staršieho paleozoika pripadá 16 %, na zmiešanú asociáciu hornín Slovenského rudohoria a Čiernej hory 32 % z celkového množstva.

V analýze z najvyšších polôh súvrstvia v Štefanskej Hute je zastúpenie hornín značne odlišné. Vápence triasu tvoria 56 %, staršie paleozoikum Slovenského rudohoria 17 %, báziká 6 %, zmiešané typy Slovenského rudohoria a Čiernej hory 21 %. Pri oboch analýzach je nápadná neprítomnosť obliakov žilného kremeňa.

Obr. 4 Litologický profil hornádkých vrstiev – dolomitový typ na lokalite Spišská Nová Ves (d. b. 305) (Filo et al., 1995)



□ piesčité dolomit, vápnité

□ drobnozrnný dolomitový zlepenec, vápnité

□ drobnozrnný dolomitový zlepenec, vápnité

□ petrografické analýzy

A celková hrúbka

B poradové čísla vrstiev

C hrúbka jednotlivých vrstiev

D veľkosť najväčšieho obliaka

E priemerná veľkosť 10 najväčších obliakov

□ strednozrnné pieskovce

□ hrubozrnné pieskovce

□ drobnozrnné zlepenec s podporou štruktúrou matrixu

51 hornádske vrstvy; ?paleocén–spodný oligocén

V území jv. od Spišskej Novej Vsi boli vyčlenené hornádske vrstvy, ktoré sú nesporne členom – subfáciou – širšie definovaného borovského súvrstvia (Filo et al., 1994, 1995 a 1998; tab. 2, 3; obr. 4).

Týmto termínom označujeme primárne kontinentálne sedimenty, časom svojho vzniku nepochybne predtransgresívne. Tieto vrstvy bývajú niekedy sčasti prepracované a deštruované následnou transgresiou. V rámci hornádskeho súvrstvia bola rozlíšená karbonátová litofácia s obliakmi tvorenými výhradne vápencami a dolomitmi a polymiktná litofácia, tvorená s vysokou prevahou obliakov epimetamorfovaných hornín (zo Špiško-gemerského rudohoria). Posledná spomínaná litofácia vytvára buď čisto zlepencové cykly, alebo pieskovcovo-zlepencové cykly.

V tomto území bolo možné lokálne vymedziť naspodu kôry zvetrávania, vyššie v profile karbonátové brekcie a v rámci pieskovcovo-zlepencového cyklu polohy kremenných zlepencov a ílovcov.

Brekcie predstavujú spevnené sutiny, pokrývajúce svahy pôvodného karbonátového reliéfu, resp. výplne depresí krasového pôvodu. V dostupných odkryvoch nepresahujú hrúbku 5 m. Detailné opisy týchto vrstiev, ich textúry a sedimentologické štúdie sú uvedené v práci Filo et al. (1998).

50a, b chrastianske vrstvy: a) hrubozrnné pieskovce s krížovým zvrstvením a šošovky zlepencov, b) polohy karbonátových brekcií; vrchný eocén–oligocén

V pokračovaní premenlivo širokého pruhu borovského súvrstvia východným smerom, zhruba od Spišskej Novej Vsi na Matejovce a Vítkovce (severne od údolia Hornádu), vyčleňujú Filo et al. (1995) chrastianske vrstvy (obr. 5).

Tieto vrstvy predstavujú komplex hrubo- až jemnozrnných pieskovcov (Filo et al., 1998) a prevažne vápnitých litických drôb s častými obliakmi a šikmým zvrstvením. Bežné sú v nich šošovky kremenných, oligomiktných a petromiktných (polymiktných), drobnno- až strednozrnných zlepencov.

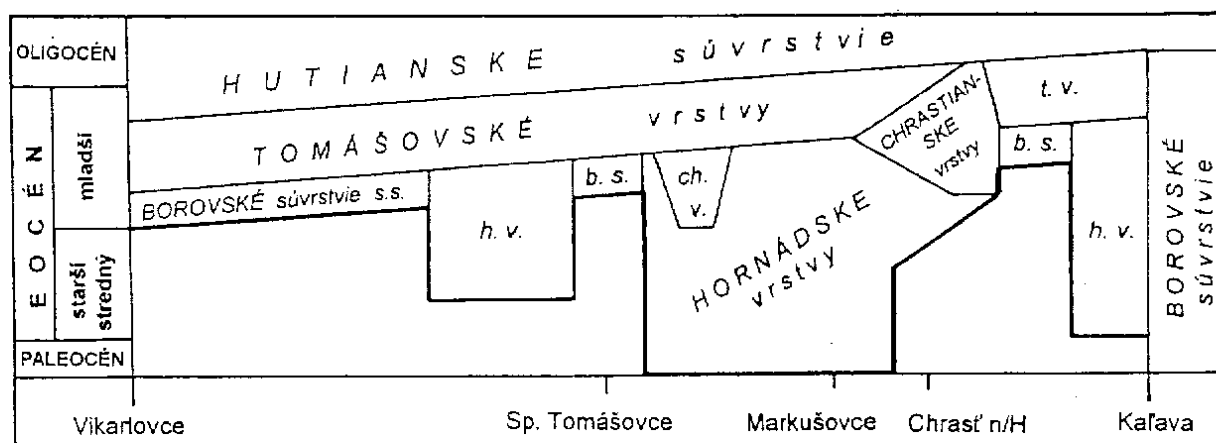
Z hľadiska genézy sa chrastianske vrstvy považujú za sedimenty náplavových vejárov delt s prevládajúcou riečnou činnosťou. Celkovo predstavujú maximálne do 200 m hrubý komplex pieskovcov s polohami zlepencov a horizontom vápencových brekcií, ktoré Filo označuje ako vítkovské brekcie.

Zlepence vytvárajúce často výplne eróznych žľabov na bázach cyklov, sú drobnno- až strednozrnné, kremenné alebo polymiktné (vápencovo-kremenné), s podpornou štruktúrou základnej hmoty. Obliakový materiál predstavuje prevažne polozaoblený až zaoblený kremeň a zaoblené až dokonale zaoblené vápence s nepatrnou prímiesou silicitov, kremencov, pieskovcov, drobnnozrnných

zlepencov, dolomitov, bázických vulkanitov a metatufov, metaryolitov a ich tufov. Množstvom prevažuje kremeň, veľkosťou vápence (max. 200 mm, kremeň do 80 mm). Základná hmota zlepencov je žltohnedej farby, vápnitá, obsahuje frakcie hrubozrnného pieskovca.

Za stratotypovú lokalitu stanovili Filo et al. (1998) ľavobrežný zárez Hornádu v Chrasti nad Hornádom (pod kostolom), súčasť CHPV Farská skala.

Chrastianske vrstvy neposkytli dodnes žiadne zvyšky fosílnnej fauny ani flóry.



Obr. 5 Členenie a vekový rozsah borovského súvrstvia v Hornádskej kotline
Zostavili: Filo a Siráňová (1996)

- 49a, b a) karbonátový vývoj: zlepence, piesčité vápence; b) nekarbonátový vývoj: pieskovce a drobnozrnné zlepence; vrchný eocén – oligocén;
- 47 tomášovské vrstvy: jemnozrnné pieskovce a siltovce; vrchný eocén – oligocén;
- 48a, b, c tomášovské vrstvy: a) polohy polymiktných zlepencov; b) polohy karbonátových brekcií; c) zlepence a sklzové telesá

V celom úseku regiónu s vývojom borovského súvrstvia konštatujeme postupné znižovanie zrnitosti hrubých klastík a postupný prechod do najvyššej časti bazálneho cyklu, do pieskovcovo-siltovcových vrstiev, ktoré boli (Filo a Siráňová, 1996, 1998) pomenované ako tomášovské vrstvy.

Prvé zmienky o týchto horninových celkoch, o „pieskovcoch s odtlačkami rastlín a makrofaunou“, pochádzajú od Haszliňského (1852). Neskôr bola táto litofácia neformálne označená ako „radačovská séria, resp. radačovský vývoj, alebo radačovské pieskovce“ (Sitár, 1965; Polák et al., 1992).

Tomášovské vrstvy sa nachádzajú v južnej časti Hornádskej kotliny a Šarišskej vrchoviny, rudimentárne na okrajoch prilahlých pohorí (Nízke Tatry, Spišsko-gemerský kras, Volovské vrchy, Branisko, Čierna hora). Najnovšie sa

zistili drobné výskyty aj na južných okrajoch Spišskej Magury (Gross; zistené v roku 1997 pri mapovaní).

V najzápadnejšej časti územia sú najvyššie polohy borovského súvrstvia odkryté v úseku Filice – Švábovce. V opustenom lome v týchto vrstvách vidno náznaky rytmického striedania kompaktných strednozrnných kremenno-drobových pieskovcov (v zmysle Petránka, 1963) hrubých 10–50 cm s 10–150 cm hrubými lavicami jemnozrnných pieskovcov až siltovcov (tomášovského typu) s hojným podielom ílovej zložky.

V pokračovaní východným smerom (od Hranovnice až po Prešov) sú tomášovské vrstvy výrazne jemnozrnejšie (prevažne siltovce) a majú veľkú priestorovú stálosť.

Pieskovce a siltovce sú doskovito, nepravidelne vrstvomito, lokálne až bridličnato rozpadavé. Bridličnatý rozpad siltovcov je podmienený čerinovou lamináciou. Zriedkavejšia je paralelná laminácia. Farba za čerstva je sivomodrá, po navetraní hrdzavohnedá. Majú zvýšený podiel ílovej hmoty a sú jemne sľudnaté.

V najzápadnejšom úseku sú pieskovce nevápnité (s. od „permských“ Kozích chrbtov), inde premenlivo vápnité. Ich charakteristickým znakom je prítomnosť pyritových (zväčša limonitizovaných) konkrécií, zuhoľnatenej rastlinnej drviny, odtlačkov listov a miestami aj množstva makrofauny (lastúrniky).

V úseku od Hranovnice až po z. okraj Braniska sa v najspodnejších polohách vyskytujú lavice drobnozrnných karbonátových zlepcov až brekcií (Spišské Tomášovce – Čingov), menej často polymiktných.

Na základe mikroskopického štúdia (Siráňová in Filo et al., 1996) boli pieskovce zadelené k trom základným typom (obr. 6, 7; tab. 4):

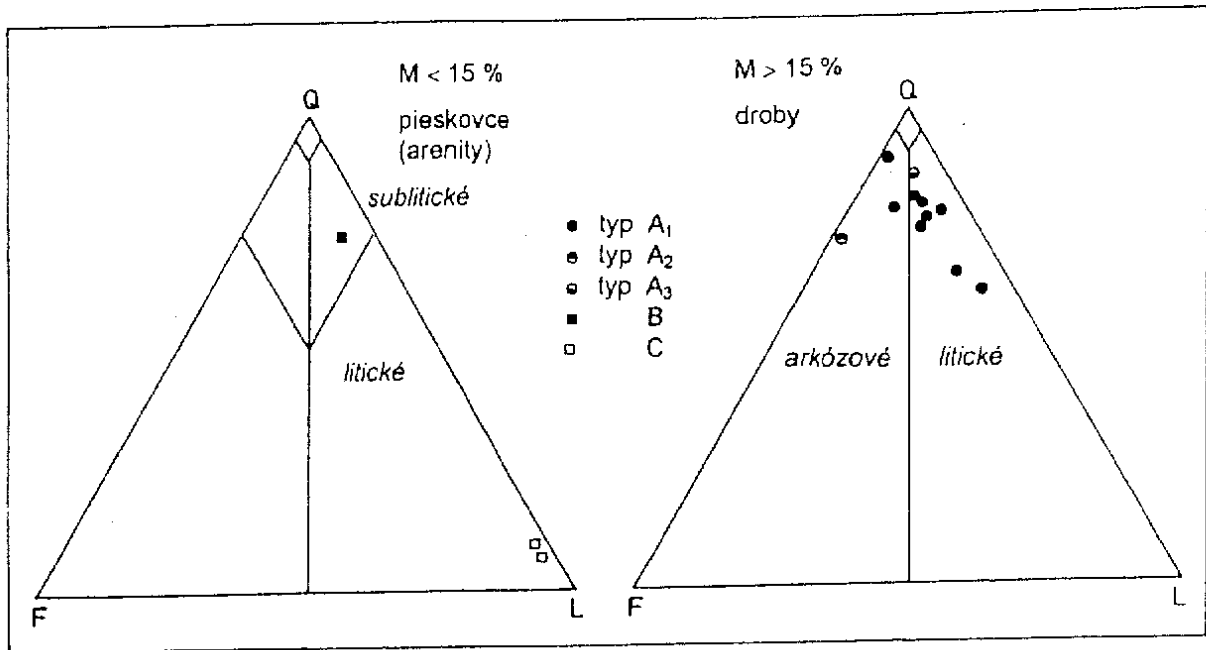
a) jemnozrnné litické (menej často arkózové) droby; b) jemnozrnné sublitické arenity (s kremenným tmelom a vysokým podielom (56,5 %) kremeňa); c) strednozrnné karbonátové arenity (bez základnej hmoty, ale s vysokým podielom kalcitového tmelu).

Množstvo makrofauny, ktorá je veľmi charakteristická pre tieto vrstvy, určila Volfová (1961, 1962, 1963, 1964). Prevládajú lastúrniky, zriedkavejšie sú úlomky ježoviek, žraločie zuby, kraby, hlavonožce a šupiny rýb.

Spracovanie flóry realizoval Němejč (1960, 1961, 1967) a Sitár (in Filo et al., 1996), ktorí tu určili tropické, značne vlhkomilné spoločenstvá prevažne celistvookrajových foriem.

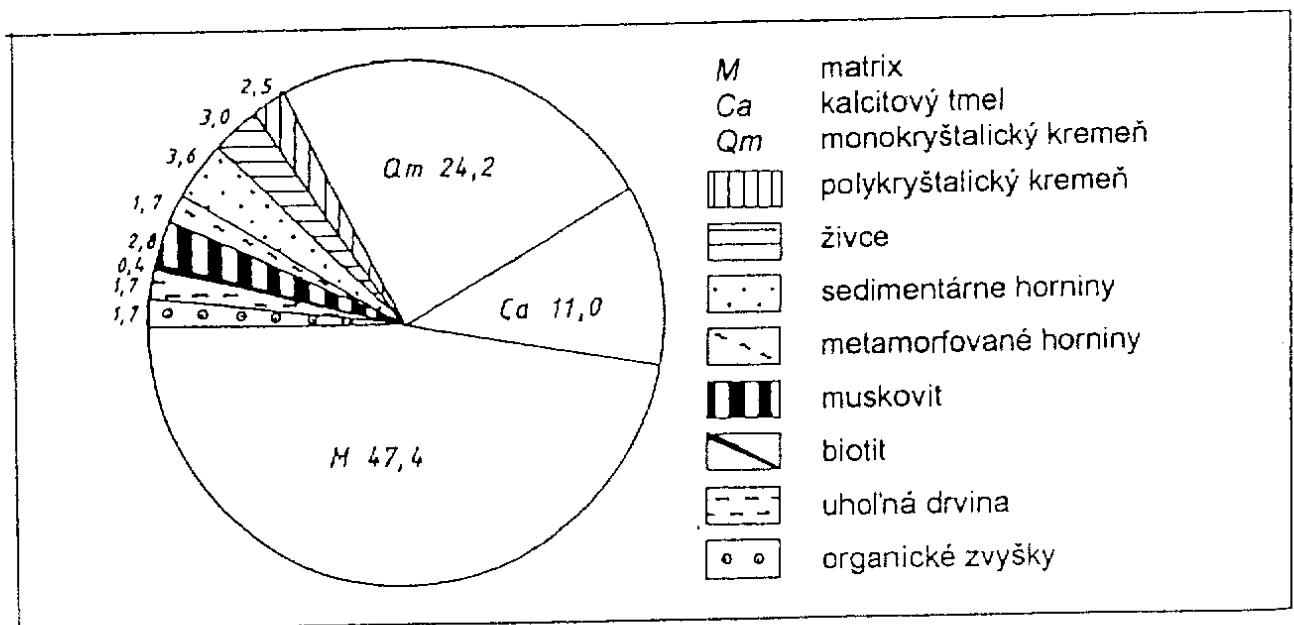
Sumarizácia výsledkov štúdia makrofauny i flóry je podrobne uvedená v práci Filo et al. (1996). Faunistické spoločenstvá sú charakteristické pre neritické morské prostredie (s prímiesou litorálnej tanatocenózy) a prevahou eurihalinných foriem.

Tomášovské vrstvy v miestach svojho maximálneho rozvoja dosahujú hrúbku až do 150 m. Predstavujú štruktúrne a mineralogicky nezrelé sedimenty neritickej



Obr. 6 QFL diagramy pieskovcov tomášovských vrstiev (Pettijohn, Potter a Siever, 1972), in Filo a Siráňová (1996)

A₁₋₃ – litické (menej arkózové) droby, A₁ – s karbonátovo-ílovitou základnou hmotou, A₂ – so zvýšeným obsahom kremeňa (43,5 %) a živcov (15,3 %), A₃ – s kremito-muskovitickou ílovitou základnou hmotou a zvýšeným obsahom kremeňa (48,4 %) a metamorfítov (4,8 %), B – sublitécký arenit s kremenným tmelom a vyšším podielom kremeňa (56,5 %) a metamorfítov (14,7 %), C – karbonátové arenity bez základnej hmoty s vysokým obsahom kalcitového tmelu (29–31,8 %)



Obr. 7 Priemerné percentuálne zloženie pieskovcov tomášovských vrstiev – varieta A₁ (Filo a Siráňová, 1996)

zóny, geneticky späté s príbrežnými (transgresívnymi a deltovými) fáciami. V rámci členenia podtatranskej skupiny ich chápeme ako najvyšší člen borovského súvrstvia.

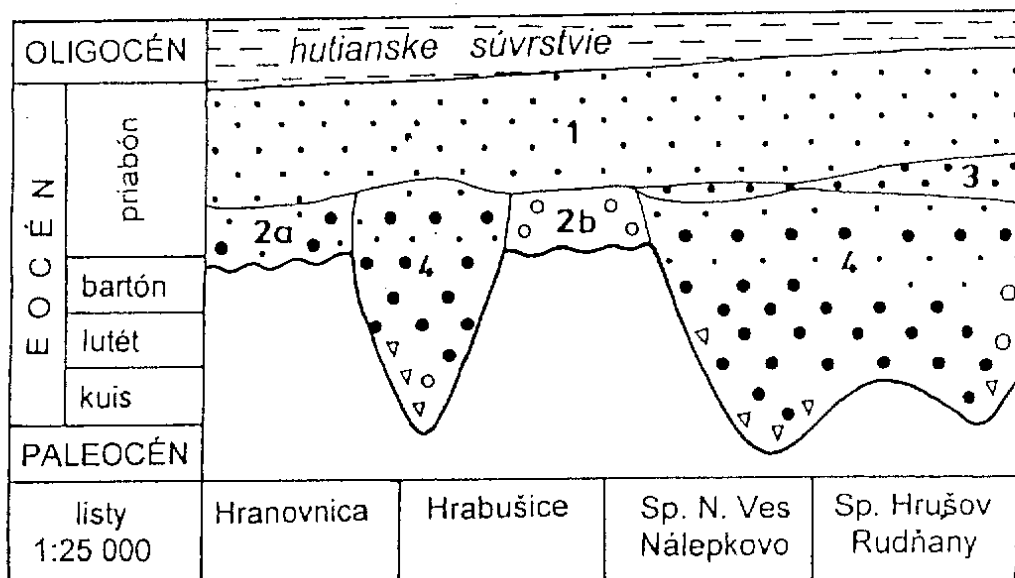
Pri určovaní veku borovského súvrstvia ako jednotného celku narážame na ťažkosti spočívajúce v absolútnej neprítomnosti stratigraficky cennej fauny ako napr. numulitov, diskocyklín atď. Smerom na východ od obce Lučivná (pri Svite) nie sú prítomné. Nájdené a určené spoločenstvá makrofauny (Gross, Papšová a Köhler, 1974) majú široký stratigrafický rozsah, čím sú málo cenné.

Vek prevažne kontinentálnych hornádskeho súvrstvia lokálne v najspodnejších horizontoch stanovila Snopková (in Fusán et al., 1967; in Marschalko, 1970) na paleocén až stredný eocén (obr. 8).

Vyššie horizonty borovského súvrstvia – tomášovské vrstvy s eocénnou flórou bez arktoterciérnych foriem, eocénno-?oligocénnou makrofaunou, ojedinelými malými foraminiferami ?najmladšieho priabónu–staršieho oligocénu – s prihliadnutím na vek nadložného hutianskeho súvrstvia (mladší priabón–starší oligocén; Samuel in Filo et al., 1994, resp. starší oligocén; Samuel in Gross et al., 1995) je možné zaradiť do vrchného priabónu až spodného oligocénu.

Na území Šarišskej vrchoviny bol stanovený vek borovského súvrstvia (Plička, 1968, 1987) na priabón až oligocén.

Hrúbka borovského súvrstvia je dosť premenlivá, najmä kvôli terénnej nerovnosti a členitosti v predtransgresívnom reliéfe. V prípadoch, keď paleogénne sedimenty vyplnili terénnu depresiu, je ich hrúbka podstatne vyššia, ako keď sa bazálne súvrstvie usadilo na relatívnych terénnych eleváciách.



Obr. 8 Stratigrafická kolónka borovského súvrstvia Hornádskej kotliny

1 – tomášovské vrstvy; 2 – borovské súvrstvie s. s.: a) nekarbonátový litotyp, b) karbonátový litotyp; 3 – chrastianske vrstvy; 4 – hornádske vrstvy

(In: Filo a Siráňová, 1996)

V západnej časti Popradskej kotliny dosahuje borovské súvrstvie hrúbku 50 až 70 m, v Hornádskej kotline dosahujú hornádske vrstvy 5–50 m, nadložné chrastianske vrstvy maximálne 200 m a tomášovské vrstvy od niekoľko desiatok do maximálne 150 m. V Šarišskej vrchovine kolíše hrúbka v rozmedzí od 10 do 200 m.

Pretože niektoré vrstvy v borovskom súvrství sa sčasti môžu aj laterálne zastupovať, nikde v regióne nenachádzame miesto, kde by boli všetky vrstvy zachované v maximálnej hrúbke.

Záverom konštatujeme, že hrúbka borovského súvrstvia v mapovanom regióne sa pohybuje v rozmedzí od niekoľko metrov maximálne do 265 m.

Hutianske súvrstvie; vrchný priabón–spodný oligocén (200–800 m)

Hutianske súvrstvie reprezentujú prevažne pelitické sedimenty charakteru distálnych turbiditov, usadzujúce sa v období neustálej subsidencie morského dna (pravdepodobne v súvis s ilýrskou fázou alpínskeho orogénu), po usadení plytkomorských bazálnych vrstiev borovského súvrstvia.

Prechod borovského súvrstvia do ílovcov hutianskeho súvrstvia je niekde „náhly“, v rozmedzí niekoľko decimetrov (Gross et al., 1990), inde (napr. v dlhých úsekoch zobrazených na mapovom liste Spišská Nová Ves 1 : 50 000) vcelku plynulý, s prechodnou časťou hrubou až 10 m.

Chmelík (1958) v z. časti Popradskej kotliny opisuje tzv. „prechodné ílovcovo-pieskovcové súvrstvie“, ktoré charakterizuje badateľnou prevahou ílovcov nad pieskocami. Oproti vývojom v Liptovskej kotline má toto súvrstvie „sériu ílovcových vrstiev“ s náznakmi Mn zrudnenia. Ten istý autor (in Buday et al., 1967) opisuje neskôr toto súvrstvie ako „ílovcové súvrstvie južnej fácie“ a ílovcové súvrstvie severnej fácie“, ktoré sa svojou náplňou sčasti kryjú s „ílovcovou litofáciou“ a „subflyšom“, ktoré uvádza Marschalko (1996).

43 ílovce a ílosiltovce v absolútnej prevahe nad pieskocami;

44 tenké polohy polymiktných zlepencov

Hutianske súvrstvie je tvorené desiatky až stovky metrov hrubým komplexom (obr. 9) premenlivo vápnitých ílovcov, ílovcami s laminami siltovcov alebo ílosiltovcov, ktoré sú vo výraznej prevahe nad tenkými, niekoľko cm až dm hrubými lavicami prevažne jemnozrnných, homogénne zvrstvených pieskocov, polohami pelokarbonátov alebo do 50 cm hrubými lavicami jemno- až strednozrnných polymiktných zlepencov.

Tieto zlepence napr. v území zobrazenom na liste Spišský Hrušov predstavujú nezrelý typ klastík s vysokým podielom obliakov karbonátov (39 %), kremencov a fylitov (49 %); ílovito-piesčitý tmel tvorí 11,8 %. Dost' častý je aj zvýšený

obsah glaukonitu (4–11 %), úlomky ílovcov a jemnozrnných červenkastých karbonátov, pripomínajúcich bauxit. Miestami (napr. s. od Kozích chrbtov), najmä v najspodnejších polohách, bývajú ílovce len slabo vápnité, často i nevápnité (tu je podloží paleogénnych sedimentov „nekarbonátový perm“ hronika).

Chemická analýza týchto ílovcov je takáto (v %):

SiO ₂	61,12	TiO ₂	0,56	K ₂ O	3,11
Fe ₂ O ₃	3,69	P ₂ O ₅	0,30	Na ₂ O	1,30
FeO	1,22	CaO	1,58	str. s.	1,24
Al ₂ O ₃	17,92	MgO	1,77	str. ž.	5,99
MnO	0,05				

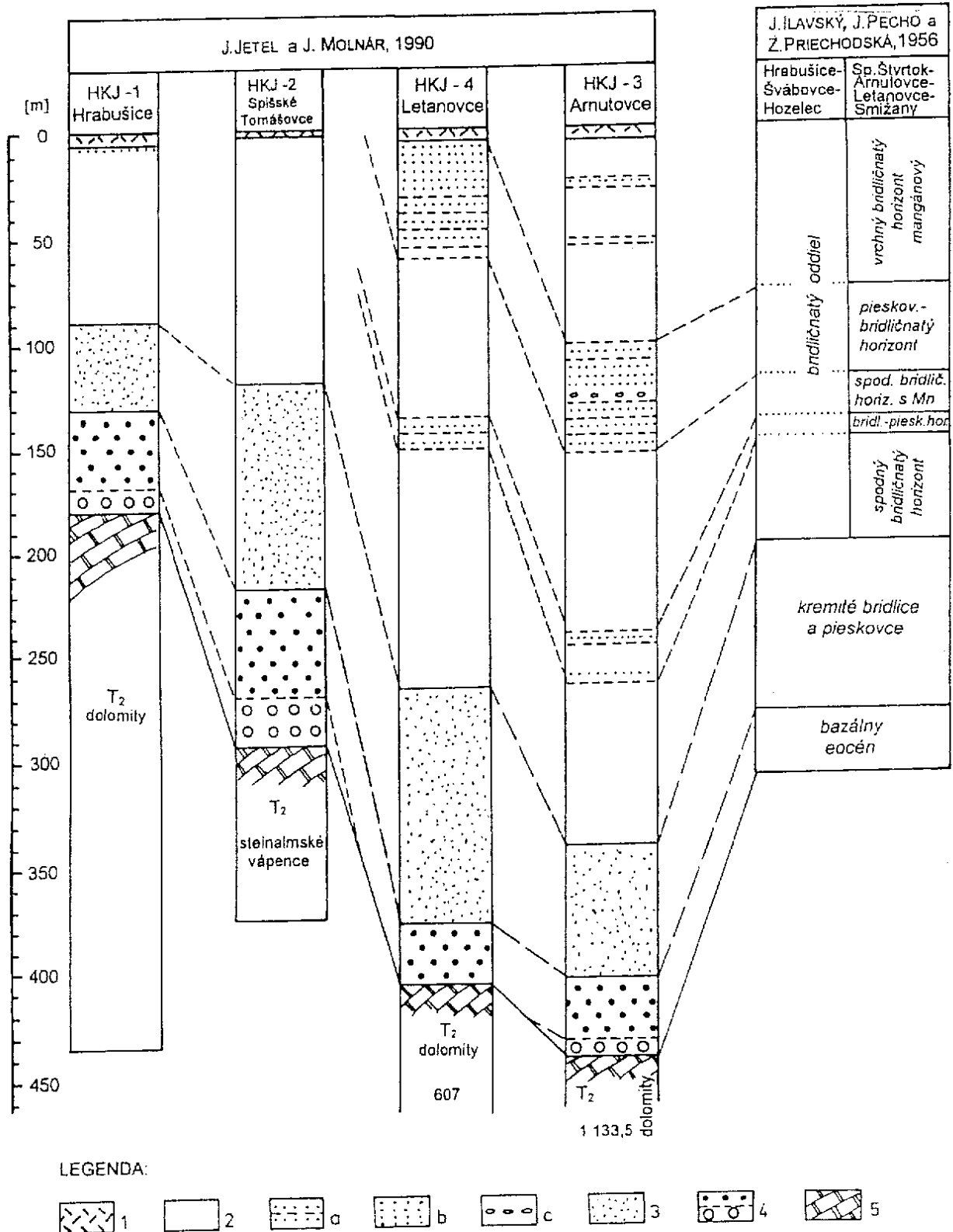
Bežne sú sivožlté, sivé, resp. zelenkastosivé, s charakteristickým bridličnatým, lístkovitým, prípadne lastúrnatým alebo íverovitým rozpadom. Na odlučných plochách ílovcov je častý, zhodne s bridličnatosťou orientovaný muskovit, inde jemný rozptýlený uhoľný detrit. Na odlučných plochách, ako aj na puklinách bývajú bežné povlaky oxidov Fe a Mn.

V nezvetranom stave (vo vrtných jadrách) sú ílovce zdandlivo kompaktné – masívne, ale už po niekoľkomesačnom zvetrávaní sa v nich začína objavovať paralelná odlučnosť, typický rozpad a neskôr celková deštrukcia horniny na ťažké nepriepustné plastické hliny.

Ílovce prevládajú nad pieskovcami obvykle v pomere 5 : 1 až 10 : 1 (Karoli et al., 1955), extrémne až 20 : 1 (listy 1 : 25 000 Lipany, Sabinov a okolie Uzovského Šalgova). Ilavský, Pecho a Priehodská (1956) uvádzajú v bazálnej časti „spodného bridličnatého horizontu“ (obr. 9) pomer pelitickej zložky k psamitickej až 95 : 5 (t. j. 19-násobok).

Ílovce hutianskeho súvrstvia lemujúce južný okraj mapovaného územia sú uložené zväčša s malými sklonmi na sever (obvykle do 20°) až horizontálne. V blízkosti tektonických línií vyššieho rádu, ale často aj na zlomoch lokálneho významu, sú zvrásnené. Mimoriadne tektonicky postihnuté ílovce (detailne zvrásnené, s výskytmi tektonických zrkadiel atď.) vidno nad severným okrajom Braniska (v úseku Lačnov – Vyšný Slavkov); vrásky metrového rádu vidno pri Ražňanoch, v záreze železnice pri Lípanoch, pri Krivanoch a v priestoroch Kišoviec – Šváboviec (v bývalých banských priestoroch) aj inde.

Hutianske súvrstvie bolo dokonale preskúmané v súvislosti s ťažbou mangánových rúd v ložiskovej oblasti Kišovce – Švábovce. Polohy oxidovo-karbonátových Mn rúd tu vytvárajú plošne rozsiahle vrstvomé telesá v spodnej časti hutianskeho súvrstvia. Najväčšiu hrúbku (300 cm) a najlepšiu kvalitu (23 % Mn) dosahoval hlavný sloj v priestore tzv. priekopovej prepادلiny v čiastkovej gánovskej depresii, ležiacej bezprostredne nad s. okrajom Kozích chrbtov. Ťažba sa tu začala v r. 1840–1850 a skončila sa v r. 1970. Kompletný zoznam literatúry o pomeroch na bývalom ťaženom ložisku je uvedený v práci Gross et al. (1994).



Obr. 9 Premennivá hrúbka borovského a hutianskeho súvrstvia v hydrogeologických a prieskumných vrtoch (In: Fílo et al., 1994)

1 – kvartér; 2 – hutianske súvrstvie s polohami: a) flyša, b) pieskovcov, c) kalovcov s valúnmi; 3 – tomášovské vrstvy; 4 – bazálne fácie, pravdepodobne hornádske vrstvy: vrchná časť – prevažne pieskovcová, spodná časť – pieskovcovo-zlepencová; 5 – mezozoikum

P A L E O G É N

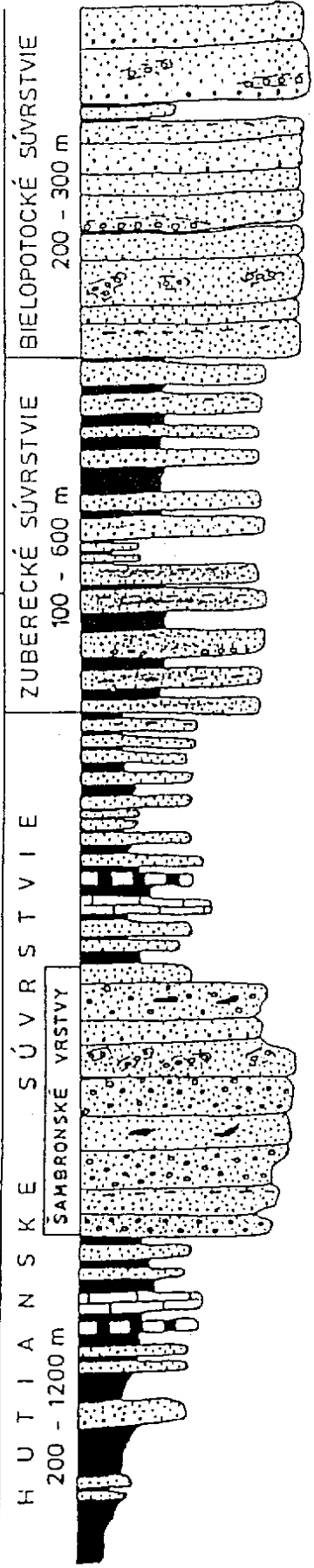
O L I G O C É N

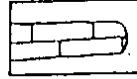



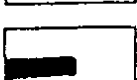
EOCÉN

PRIABÓN

s p o d n ý

v r c h n ý



-  - pelokarbonály
-  - menilitové vrstvy
-  - zlepenice
-  - pieskovce
-  - ílovce

Obr. 10 Litologicko-stratigrafická kolónka Spišsko-šarišského medzihoria s vyznačením šambronských vrstiev (Ďurkovič et al., 1995)

Kvantitatívne silikátové a emisné spektrálne analýzy ílovcov zo západnej časti Hornádskej kotliny vykazujú nasledujúce zloženie: SiO_2 50–59 %, Al_2O_3 11–16 %, CaO 3–10 %, Fe_2O_3 (+FeO) 5–8 %, MgO 1,5–2 %, K_2O 0,5–3 %. Zo stopových prvkov vykázali zvýšený obsah As, Cr, Sb a V.

Mineralogicky ide o polymiktné ílovce (kremeň, dolomit, kalcit, illit, montmorillonit, illit-montmorillonit, albit, chlorit, siderit a mikroklin. Z chemického aspektu sú ílovce kemité, prevažne vápnité, na rozhraní zreých a nezreých sedimentov.

Hutianske súvrstvie v severnej časti regiónu (v šarišskom paleogéne) má isté osobitosti. Ďurkovič et al. (1995) tu rozlíšili dve čiastkové litofácie:

a) „Súvrstvie vápnitých ílovcov“, ktoré sú vo výraznej prevahe nad lavicami pieskovcov, kalkarenitov a ojedinele i drobnozrnných zlepencov. Zistili sa tu aj 1–2 m hrubé sklzové telesá, tvorené najmä siltovcovými intraklastmi (lokality Jakubany a Nová Ľubovňa).

b) „Drobnorytmický distálny flyš“ s prevahou ílovcov (T_{c-e} v zmysle Boumu, 1963), vystupujúci v potoku Jakubianka medzi Novou Ľubovňou a Jakubanmi. Fácia drobnorytmického flyšu sa zistila aj v južnejšom priestore šarišského paleogénu, kde tvorí hlavnú masu hutianskeho súvrstvia.

V hutianskom súvrství v záreze Lipianskeho potoka v Kamenici sa nachádzajú tenké lavice pelokarbonátov (Fe dolomitov) a zaujímavé pieskovce so zvýšeným podielom serpentinitu. Ide tu o veľmi vzácny a možno povedať ojedinelý výskyt tohto typu psamitov v paleogéne podtatranskej skupiny.

Podrobné petrografické rozbor, názory na ich genézu a stanovenie možnej zdrojovej zóny sú široko rozobrané napr. v prácach Soták et al. (1996) alebo Soták a Bebej (1996).

Chmelík (1958) začlenil tento odkryv a jeho okolie (žiaľ, nesprávne) do „vrstiev menilitového typu“. Poznávame, že čierna farba ílovcov je spôsobená povrchovými povlakmi Mn oxidov.

Na viacerých miestach v šarišskom paleogéne v nadloží hutianskeho súvrstvia ležia často priamo pieskovce bielopotockého súvrstvia (bez zachovania flyšu zubereckého súvrstvia). Pokiaľ tu nejde lokálne o tektonický styk, je potrebné uvažovať buď o erozívnom styku, alebo o alternatíve, že tu vôbec nedošlo k usadeniu flyšu. Buček et al. (1995) predpokladajú, že hutianske súvrstvie sa tu mohlo usadzovať aj v čase, keď v iných úsekoch sedimentačného bazénu sa synchronne tvoril flyš zubereckého súvrstvia.

45 odorínske vápence

Týmto termínom označil Marschalko (in Fusán et al., 1967) hnedosivé ílované organodetrítické vápence z okolia Odorína a Spišského Hrušova, ktoré sa vyskytujú uprostred hutianskeho súvrstvia. Vápence sú tvorené z nahroma-

denými lastúrami veľkými do 30 mm, prestúpenými rúrkovitými útvarmi – stopami po lezení červov.

Makrofaunou vápencov sa zaoberala Volfová (1964). Uvádza kvantitatívne veľmi bohaté, ale druhovo chudobné, silno endemické spoločenstvo neistej stratigrafickej pozície (vrchný eocén–oligocén?), tvorené hojnými zvyškami červov (?*Ditrupa* sp.), ulitníkmi (*Bithinia* sp., ?*Hipponix* sp., planorbidy) a lastúrníkmi (?*Nucula* sp., *Lucina* div. sp., *Modiolus* sp.).

Uvedené faunistické spoločenstvo rozhodne nie je predstaviteľom a reprezentantom stenohalinného morského prostredia.

Odorínske vápence sa obvykle vyskytujú v sprievode drobnozrnných polymiktných zlepencov a hrubozrnných sľudnatých pieskovcov, s ktorými vytvárajú s k l z o v é t e l e s á, zošmyknuté z pobrežných plošín (lagúny, resp. príbrežné močiare) do hlbších častí panvy (Filo et al., 1995).

Miesta ich primárnych výskytov sa v priebehu mapovacích prác nepodarilo nájsť. Je vôbec otázne, či sa z primárnych výskytov vôbec niečo zachovalo, keď pôvodná pobrežná čiara paleogénneho mora v období eocénu musela byť značne južnejšie, ako dnes prebieha styk borovského súvrstvia s mezozoickým podložím.

Podobné organodetritické až lumachelové vápence s faunou, aká už bola opísaná, uvádza Gross (in Polák et al., 1992) z borovského súvrstvia vo vrte BŠ-5 v Katuni, prisudzujúc im brakický pôvod. Či na tejto lokalite ide skutočne o primárny výskyt odorínskych vápencov, alebo či ide o klast sklznutý z okraja, ktorý uviazol v takmer synchronných sedimentoch bazálneho súvrstvia, nemožno na základe jedného bodu (t. j. vrtného jadra) s istotou ani potvrdiť, ani vyvrátiť.

46a, b šambronské vrstvy: a) polohy polymiktných zlepencov, b) drobnorytmický flyš alebo ílovce

V dlhej histórii štúdia sedimentov paleogénu podtatranskej skupiny boli šambronské vrstvy najdiskutovanejším vrstvovým súborom. Ich exaktné definovanie ako faciálneho celku, ako aj superpozičné zaradenie v rámci paleogénu podtatranskej skupiny sa časom menilo a upravovalo. Šambronské vrstvy sa raz chápali veľmi široko (Nemčok et al., 1990; Nemčok, 1990), inokedy v pomerne úzkom rozsahu, ale superpozične zle zaradené (Chmelík, 1958–1959).

Šambronské vrstvy sa nachádzajú v tzv. hromošsko-šambronskom chrbte, odkiaľ ich aj prvýkrát opísal Chmelík (1958–1959). Tento autor ich však vtedy nesprávne začlenil do „vápnnitého vývoja bazálneho paleogénu“ (t. j. do borovského súvrstvia).

V roku 1967 Buday et al. (1967) ich už pozične zaraďujú do „tesného nadložja bazálneho súvrstvia“ a porovnávajú ich so šaflarskými vrstvami (Watycha, 1959). Nemčok et al. (1990) zahŕňajú do nich flyšové turbidity, kde dominujúcou zložkou sú jemnozrnné pieskovce a prachovce, ktoré alternujú

s ílovcami (= flyš). V šambronských vrstvách opisujú aj hojné sklzové telesá a „mikrokonglomeráty“. Pozične ich kladú do priameho nadložia borovského súvrstvia a vekovo do vrchného eocénu–priabónu.

Naše výskumy realizované v rokoch 1993–1996 preukázali (Ďurkovič et al., 1995), že šambronské vrstvy (obr. 10) treba chápať ako hruboklastickú proximálnu fáciu vyvinutú vnútri hutianskeho súvrstvia preukázateľne s podnooligocénneho veku (Samuel in Ďurkovič et al., 1995).

Ílovce v šambronských vrstvách tvoria dominantnú zložku a podobne ako v hutianskom súvrství s. s. sú v prevahe nad pieskovcami. Prevládajúcim typom pieskovcov sú jemnozrnné drobové pieskovce až siltovce (kremeň 20–50 %, živce 2–4 %, muskovit, biotit, úlomky hornín 5–20 %; základná hmota je ílovito-karbonátová, tmel je kalcitový; (Ďurkovič in Nemčok et al., 1982).

Charakteristickým znakom šambronských vrstiev je výskyt decimetrových až maximálne 10 m hrubých polôh polymiktných zlepencov (menej často brekcií) s charakteristickými intraklastmi. Uvedené polohy hrubých klastík sa striedajú s polohami ílovcov, resp. flyšu, čo dokazuje ich nesporný intraformačný charakter (nie sú bazálnymi vrstvami).

Reprezentačné odkryvy šambronských vrstiev sa nachádzajú v záreze železnice nad Kamenicou, odkiaľ ich detailne opísal a vyhodnotil Marschalko (1975) a neskôr z hľadiska tektoniky a štruktúrnej geológie Plašienka (in Soták et al., 1955).

Marschalko (1975) píše, že zlepencové sekvencie tvoria tri megarytmy oddelené drobnorytmickým flyšom (opisuje ho ako flyš šambronských vrstiev). Charakteristickým znakom najmä hrubších akumulácií je zlé vytriedenie, pričom sa nepreukázalo očakávané progresívne zmenšovanie blokov a obliakov odspodu navrch.

Väčšie bloky nad 300 cm sú rozptýlené a „utopené“ v zlepencoch štrkovej frakcie alebo v základnej hmote tvorenej hrubozrnným pieskovcom. Vcelku prevláda základná hmota a disperzný charakter obliakov a blokov.

Zloženie obliakov na lokalite Kamenica je takéto: 60,9 % karbonáty; 20,4 % arkózy, droby, bridlice, kremence (mladšie paleozoikum?); 8,7 % granitoidy, exotické granity, ortoruly; 7,9 % migmatity; 2,1 % ruly, svory fylity, fylonity.

Na porovnanie ešte uvádzame zloženie obdobných zlepencov z Hromoša: 14 % kremeň, kremenec, silicit; 6 % amfibolity, kremité porfýry, melafýry, porfýroidy; 15 % ruly, svory, fylity, fylonity; 26 % migmatity; 7 % granitoidy, granity, ortoruly; 7 % arkózy, droby, iné pieskovce, bridlice, kremence (mladšie paleozoikum?); 24 % karbonáty a metamorfované vápence.

Výsledky štúdia Marschalka (1975) sú takéto:

1. Paleoprúdová analýza potvrdzuje smery transportu, a teda i paleosklon študovaného územia od SSV na JJZ, pričom sa zistili aj smery od V na Z, resp. podružne od VJV na ZSZ.

2. Výskyty metamorfitov triasu a jury (mramory) odvodzuje z masívu centrálnych Západných Karpát (na rozdiel od Sotáka et al., 1996, ktorí ich derivujú z exhumovaného, dnes „pochovaného“ územia kričevskej zóny?).

3. Prevalha triasových karbonátov umožňuje predpokladať, že chočský príkrov pokračuje v podloží paleogénu podtatranskej skupiny pravdepodobne až po bradlové pásmo (nie všeobecne, ale v týchto miestach).

4. „Šambronská kordiliera“ dodávajúca materiál opisovaným zlepencom sa nachádzala na pomedzí styku centrálnych jednotiek na juhu a manínskej jednotky umiestnenej s. od bloku.

5. Úplný nedostatok stredno- a vrchnokriedových elementov vylučuje pôvod zlepenčov z bradlového pásma.

6. Obliakový materiál z kryštalinika má preukázateľnú afinitu k tatrídnuému kryštaliniku západokarpatského bloku.

7. Na základe obliakových analýz Marschalko (1975) poukazuje na skutočnosť, že zdrojová zóna vynorená dočasne (dnes deštruovaná) medzi centrálnokarpatským bazénom a pieninsko-manínskym sedimentačným priestorom mala povahu západokarpatského mezozoika a kryštalinika.

Okrem uvedeného autora sa touto problematikou zaoberajú ďalší ako napr. Marschalko, Mišík a Kamenický (1976), Mišík a Sýkora (1981), resp. Karoli et al. (1995).

Mikroskopické analýzy klastických sedimentov v hutianskom súvrství (Ďurkovič in Gross et al., 1994, 1995) v južnej časti Popradskej kotliny potvrdzujú najčastejší výskyt jemno- až strednozrnných drôb, ojedinele až s 10 % podielom živcov. Menej časté sú tu jemnozrnné drobové prieskovce.

V Hornádskej kotline (Siráňová in Filo et al., 1994, 1995) siltovce a pieskovce predstavujú širokú škálu petrografických typov od litických drôb cez kremenné droby až po jemnozrnné subarkózy a sublitické pieskovce (v zmysle klasifikácie Pettijohna, Pottera a Sievera, 1972).

V severozápadnej časti regiónu (Toporec, Podolinec, Stará Ľubovňa) sú najčastejšími psamitmi hutianskeho súvrstvia (Ďurkovič et al., 1995) jemnozrnné droby, ojedinele sa vyskytujú aj hrubozrnné vápencové pieskovce.

Pri určovaní veku hutianskeho súvrstvia sa opierame o výsledky štúdia mikrofauny vyzbieranej a určenej Samuelom (1994, 1995), z východnej časti územia Zlinskou (1995). Palynologické vyhodnotenie spoločenstiev uskutočnila Snopková (1967, 1994) a nanoplanktónové spoločenstvá určila a vyhodnotila Žecová (1995).

Pri štúdiu mikrofauny boli systematicky prehodnotené početné vzorky, ktoré sa odoberali v predchádzajúcej etape výskumov (in Fusán et al., 1965 alebo in Gross et al., 1967 atď.).

Na základe výsledkov uvedených autorov hutianske súvrstvie ako celok vekovo začleňujeme do obdobia vrchného priabónu až spodného

oligocénu (zatiaľ čo v nedávnej minulosti sa uvádzal iba priabónsky vek). Do tohto vekového diapazónu sú zahrnuté aj odorínske vápence. Šambronské vrstvy prechovávajú mikrofaunu spodného oligocénu, hoci na niektorých miestach nemožno vylúčiť počiatok ich usadzovania už v najvyššom priabóne.

Napriek tomu, že spodná plocha litofácie už nejaví závislosť od reliéfu predterciérneho podložia, hrúbka hutianskeho súvrstvia je dosť premenlivá. V západnej časti územia, t. j. v Hornádskej a Popradskej kotline, kolíše od 100 do 500 m, v Šarišskej vrchovine od 600 do 800 m. Z územia šarišského paleogénu (resp. Spišsko-šarišského medzihoria) sú publikované údaje, ktoré hovoria o hrúbke 200 až 1 200 m (zahŕňajúc do toho aj 300 m hrúbku šambronských vrstiev).

Nemčok (1990) udáva hrúbku hutianskeho súvrstvia z oblasti Šambronu 2 000 m. Z vrto v oblasti Lipian sa uvádza hrúbka až 3 000 m (Karoli et al., 1995). Na tomto mieste je potrebné poznamenať, že takáto extrémna hrúbka sa zistila predovšetkým vo vrtoch, kde v žiadnom prípade nešlo o pravú hrúbku. Situácia tu bola komplikovaná navyše aj tým, že často sa nepodarilo spoľahlivo stanoviť hranicu medzi hutianskym súvrstvom a nadložným zubereckým súvrstvom, v dôsledku čoho boli skreslené údaje o hrúbke. Paleogénne sedimenty v blízkosti bradlového pásma (vrty Lipany) sú bežne silno zvrásnené, miestami v dlhých úsekoch vztýčené až prevrátené. V dôsledku takéhoto uloženia sa prakticky nedá exaktne stanoviť pravá hrúbka.

Na základe spriemerovania všetkých údajov predpokladáme hrúbku hutianskeho súvrstvia v osovej časti panvy 200–500 m, ojedinele až 800 m. Ešte väčšia hrúbka opisovaného súvrstvia sa dá predpokladať v úseku Šambron – Lipany.

Zuberecké súvrstvie; vrchný eocén–oligocén (do 1 450 m)

Zuberecké súvrstvie (flyš) sa usádzalo v podobne hlbokomorskom prostredí ako podložné hutianske, no flyšové postupnosti je možné charakterizovať už ako typický sediment turbiditných prúdov.

V rámci plošne aj priestorovo najrozsiahlejšej litofácie (stovky km² aj km³) rozlíšili Dzulynski a Smith (1964) tzv. subfácie, v ktorých prevládajú pieskovce alebo ílovce, prípadne sú zastúpené veľmi vyrovnané. Subfácie často varirujú v priestore i v čase, a teda sú vertikálne i horizontálne zastupiteľné.

Flyš zubereckého súvrstvia vystupuje na povrch najmä v Popradskej kotline (kde je často prekrytý premenlivo hrubými kvartérnymi uloženinami) a Hornádskej kotline. Menšie plochy budované flyšom sa nachádzajú v Šarišskej vrchovine, Spišsko-šarišskom medzihorí a v časti Bachurne (Gross et al., 1996).

Z hľadiska kartografického vymedzenia rozhrania hutianskeho a zubereckého súvrstvia konštatujeme, že toto rozhranie je veľmi nevýrazné a lokálne až vecou konvencie. Prechod do nadložného bielopotockého súvrstvia je výraznejší

nástupom strmších svahov, pričom tento kontakt je často sprevádzaný prameňmi vôd, resp. zamokrenými územiaми.

Napriek tomu, že sme pri mapovacích prácach vymedzili rôzne flyšové sub-fácie, poznamenávame, že pieskovce a ílovce, nech sú v akomkoľvek pomere, nevykázali žiadne pozoruhodné rozdielnosti. Mikroskopické štúdium psamítov a chemické analýzy ílovcov potvrdzujú, že zuberecké súvrstvie treba chápať ako jeden celok, pričom pomer pieskovcov k ílovcom je závislý iba od konkrétnych sedimentačných podmienok, ktoré panovali v istých častiach panvy v určitom časovom úseku. Jedine kežmarské vrstvy majú niektoré litologické odlišnosti, na ktoré poukážeme v ďalšom texte.

39 typický flyš: pieskovce a ílovce v pomere od 2 : 1 do 1 : 2;

39a polohy konglomerátového flyšu;

40 flyš s prevahou pieskovcov

Chmelík (1958) tento vývoj označuje ako „prechodné vrstvy Levočského pohoria“. Pomer P : I stanovil na 2 : 1, pričom v detailoch kolíše od 1 : 1 do 3 : 1. Leško (1958) opisuje v južnej časti Levočských vrchov „flyš s prevahou bridlíc a flyš s pieskovcovo-zlepencovými polohami“. Podľa teritoriálneho rozčlenenia týchto vývojov sa dá „flyš s prevahou bridlíc“ porovnávať s hutianskym súvrstviem a „flyš s pieskovcovo-zlepencovými polohami“ so zubereckým súvrstviem.

Typický flyš zubereckého súvrstvia charakterizujeme pomerom pieskovcov k ílovcom od 2 : 1 do 1 : 2. Pieskovcové lavice majú bežne hrúbku od 10 do 100 cm, ílovce miestami aj viac.

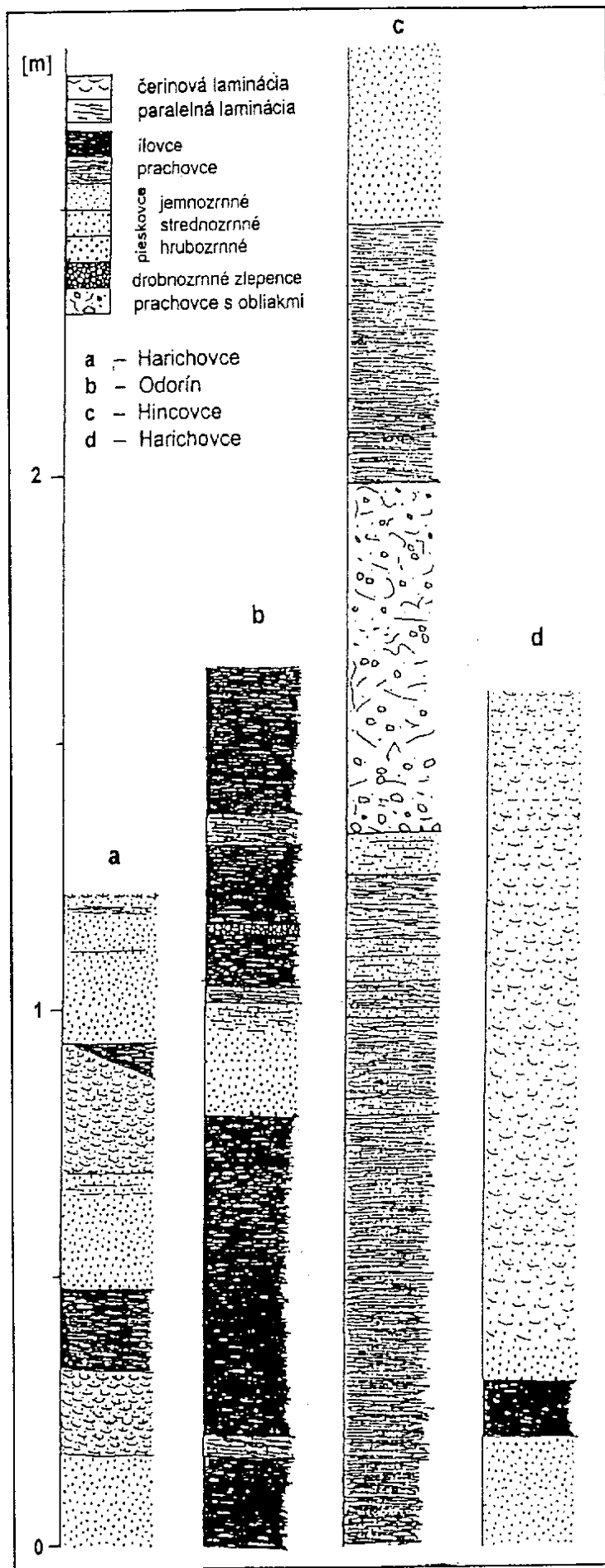
Pieskovce zubereckého súvrstvia v Hornádskej a Popradskej kotline sú najčastejšie doskovité, na čerstvom lome modrosivé až zelenosivé, po navetraní hrdzavohnedé. Bežne bývajú premenlivo vápnité, často s hojnou ílovou prímesou, muskovitom a zuhoľnatenou rastlinnou drvinou. Z typov zvrstvenia (obr. 11) prevláda homogénne a gradačné, inokedy najmä jemnozrnné variety pieskovcov sú v celej hrúbke laminovane zvrstvené.

Gradačne zvrstvené pieskovce sú tvorené intervalmi T_a až T_c , menej často až T_d (v zmysle Boumu, 1962). Veľmi zriedkavo sme pozorovali aj nepravidelné zvrstvenie. Na spodných plochách sú časté stopy mechanického i organického pôvodu.

Ílovce sú tenkobridličnato až lístkovito rozpadavé, zelenosivej až hnedej farby, premenlivo vápnité, s bežnou siltovou až piesčitou prímesou. Nájdu sa však aj úseky s relatívne čistými ílovcami.

Na vrstvových plochách a puklinách sú časté povlaky oxidov Mn, menej Fe.

V typickom flyši Hornádskej kotliny sa miestami vyskytujú 2–7 mm hrubé preplástky ílovcov menilitového typu, ktoré sú mimoriadne tvrdé, ostro-



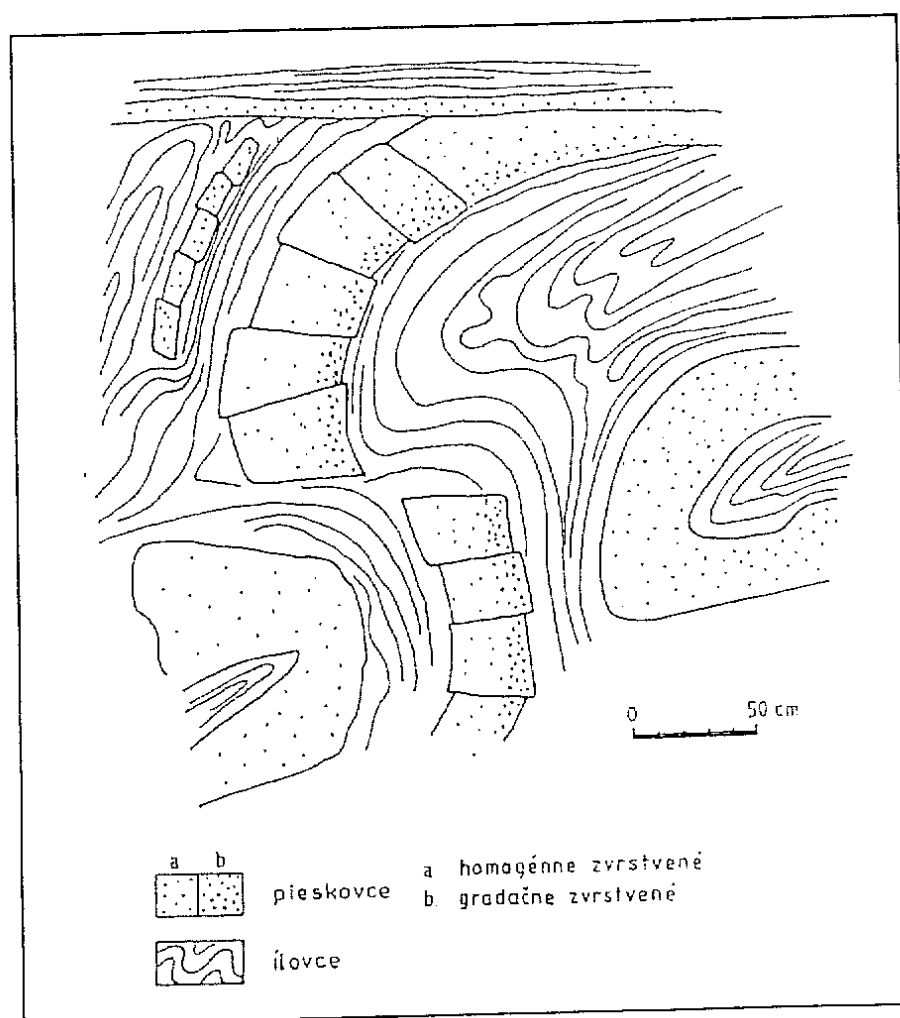
Obr. 11 Niektoré typy vrstvových sledov a zvrstvení zubereckého súvrstvia (In: Filo et al., 1995)

hranne rozpadavé (napr. na lokalite Spišský Hrušov; in Filo et al., 1995). Pri Domaňovciach sa nachádzajú šošovky, vrstvičky až laminy (max. 150 x 8 mm) čierneho lesklého uhlia.

42 tenké polohy polymiktných zlepcov

Zlepence v zubereckom súvrství vytvárajú miestami lavice s hrúbkou 2 až 300 cm. Sú prevažne drobnozrnité, polymiktné, bežne s podpornou štruktúrou základnej hmoty. Ich podrobné petrografické vyhodnotenia sú uvedené v práci Filo et al. (1995).

Prístupné defilé flyšu v tejto časti regiónu sa nachádza v cestnom záreze pri obci Dravce. Tu okrem iného vidno typické synsedimentárne sklzové vrásky a prejavy zlomovej tektoniky (obr. 12).



Obr. 12 Synsedimentárna sklzová poloha v zubereckom súvrství. Vrstvy v podloží, ako aj v nadloží sú uložené subhorizontálne, neporušené, so sklonom 10–15°. Zárez štátnej cesty zo Spišského Štvrtka do Levoče pri Dravcoch.

1 – pieskovce, a) homogénne zvrstvené, b) gradačne zvrstvené; 2 – ílovce.

Z petrografického aspektu v južnej a západnej časti Popradskej kotliny pieskovce predstavujú takmer homogénny súbor tvorený drobami, sporadicky sa vyskytujú arkózy. Živce tu vytvárajú podiel 3–16 %. Z úlomkov hornín prevažujú metamorfity nad úlomkami vápencov a dolomitov (Ďurkovič in Gross et al., 1994, 1995).

Aj v Hornádskej kotline sú v absolútnej prevahe droby (Siráňová in Filo et al., 1994, 1995). Emisnou spektrálnou analýzou sa tu zistil mierne zvýšený obsah Ag, Cr a Sb.

Ílovce v Popradskej a Hornádskej kotline (tab. 5) sú polyminerálne (kremeň, kalcit, dolomit, illit, albit, chlorit, siderit, mikroklin, montmorillonit a sadrovec). Z chemického hľadiska ide o kremité ílovce, premenlivo vápnité, mierne nezrelé.

Aj v južnej časti Levočských vrchov (list Levoča 1 : 50 000) sú psamity zubeckého súvrstvia tvorené takmer výhradne strednozrnnými drobami. Modálne zloženie pieskovcov je takéto: kremeň 35,5–53,7 %; živce 2,4–8,0, ojedinele až 13,2 %; úlomky karbonátov 2,1–10,7 %; úlomky metamorfik 2,4 až 16 %; úlomky ostatných sedimentárnych hornín 1,4–5,9 %; sludy 1,0–3,8 %; základná hmota 11,0–32,0 %; tmel 1,1–8,4 %.

Chemizmom a mineralogickým zložením sú tieto ílovce takmer indentické s predtým opísanými ílovcami.

V severnej časti regiónu (s. časť Levočských vrchov a Spiško-šarišské medzi-horie) je zubecké súvrstvie tvorené stredno- a hruborytmickým flyšom, bežne s miernou prevahou pieskovcov nad ílovcami. Hrúbka pieskovcových lavíc kolíše v rozmedzí 20–50 cm. Hrubšie lavice sú najčastejšie gradačne zvrstvené, pričom vytvárajú opornú kostru súvrstvia. Uprostred takéhoto vývoja sa vyskytujú polohy (Ďurkovič et al., 1955) drobnorytmického flyšu s 1–10 cm hrubými lavicami pieskovcov a siltovcov, ktoré alternujú s ílovcami podobnej hrúbky.

Najhrubšie pieskovcové lavice sú tvorené intervalmi T_a alebo $T_{a,b,c}$. Polohy drobnorytmického flyšu majú pieskovce až siltovce s dominantným T_c intervalom v zmysle Boumu (1962).

V reprezentačnom odkryve tohto úseku (zárez železnice jv. od Chmelnice pri rieke Poprad) vystupuje súvrstvie stredno- až hruborytmického flyšu s pomerom $P : I = 1 : 1$. Na spodnej strane pieskovcových lavíc (hrubých 10–60 cm) je množstvo prúdových stôp, poukazujúcich na smer transportu klastického materiálu od východu na západ. V pieskovcoch dominujú intervaly $T_{a,b,c}$.

Mikroskopické štúdium pieskovcov tu potvrdzuje droby v rovnakom podiele ako drobové pieskovce. Modálne zloženie pieskovcov je takéto: kremeň 30,1 až 61,3 %; živce 3,0–6,5 %; úlomky karbonátov 0,9–14,2 %; úlomky metamorfik 1,0–12,9 %; úlomky vyvretých hornín 3,7 %; úlomky ostatných sedimentárnych hornín 0,8–3,8 %; sludy 1,3–4,3 %; základná hmota 21,1–41,4 %; tmel 2,1 až 22,6 %.

Tab. 5 Kvantitatívne silikátové analýzy ílovcov zubereckého súvrstvia s. s. (Filo et al., 1995)

Č. vz.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	CaCO ₃	Q	Al ₂ O ₃	Názov horniny
	v %													Na ₂ O	
554	48,39	13,20	0,27	4,47	0,05	10,08	3,70	3,46	0,89	0,23	0,67	8,8	40,62	14,83	kremité ílovce
626	52,89	12,15	0,33	3,93	0,05	9,80	2,91	3,02	0,95	0,28	0,53	10,26	45,77	12,79	váp. kremité ílovce

Lokalizácia: 554 – 2,5 km z. od Domaňoviec, v potoku Odorica; 626 – 1,5 km ssz. od Spišského Hrhova, roklina v chotári Dlhé hony

Tab. 6 Základné parametre sedimentov kežmarských vrstiev (Siráňová in Filo et al., 1995)

Č. vz.	M	Ca	Qm	Qp	F	k	m	g	kp	bv	Ms	Bt	Gr	Ch	ud	Zrnit. v mm	Stup. oprac.	Názov horniny
	v %																	
420	6,8	2,9	48,4	8,3	7,4	8,5	3,2	1,2	1,5	0,6	3,5	5,9	–	–	1,8	0,5	3–4°	stredno- až hrubozrn. sublitický arenit
579	6,5	5,2	45,5	9,0	6,5	5,2	5,5	1,0	1,0	1,6	3,2	8,1	+	+	1,6	0,25	3–4°	jemno- až strednozrn. sublitický arenit, sľudnatý
586	6,3	4,2	46,3	6,9	7,5	8,4	3,4	1,5	0,6	1,8	3,3	8,3	+	–	1,5	0,24	3–4°	jemnozrn. sublitický arenit, sľudnatý
608	6,8	2,2	44,3	11,4	6,2	7,1	4,0	1,2	1,5	2,2	6,7	4,6	+	+	1,8	0,27	3–4°	strednozrn. sublitický arenit, sľudnatý

M – základná hmota, Ca – vápnitý tmel, Qm – kremeň, Qp – kremence, silicity, F – živce, k – karbonáty, m – metamorfity, g – granitoidné horniny, kp – kremité porfýry, bv – báziká, Ms – muskovit, Gr – granát, Ch – chlorit, ud – uhoľná drvina

Lokalizácia: 420 – j. od Levoče v údolí Odorice, 579 – 1,5 km sz. od Domaňoviec, 586 – 1,2 km jjz. od Spišského Hrhova, 608 – 1 km j. od Bugloviec

Tab. 7 Kvantitatívne silikátové analýzy ílovcov kežmarských vrstiev v Hornádskej kotline (Siráňová in Filo et al., 1995)

Č. vz.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	CaCO ₃	Q	Al ₂ O ₃	Názov horniny
	v %													Na ₂ O	
580	49,75	13,56	0,25	5,17	0,05	8,06	3,52	3,43	1,13	0,29	0,67	5,64	41,76	12,00	kremité ílovce
639	51,35	16,02	1,23	3,81	0,05	6,03	3,65	4,49	0,82	0,32	0,54	1,70	41,91	19,54	kremité ílovce

Lokalizácia: 580 – 2 km sz. od Domaňoviec, 639 – 0,5 km od Trstian

Východne od Braniska v Šarišskej vrchovine opísal flyšové vývoje Marschalko (1996) a označil ich ako 1. „prechodný flyš“, v nadloží ktorého vystupuje 2. „typický a netypický divoký flyš“. Mapovacími prácami (Nagy et al., 1994; Karoli et al., 1994, 1995) sa potvrdilo, že zuberecké súvrstvie sa tu lokálne zastupuje s hutianskym súvrstvom, inde však vystupuje v jeho normálnom nadloží.

Zuberecké súvrstvie predstavujú flyšové postupnosti, v spodnej časti s prevahou ílovcevej zložky, smerom do nadložia s pribúdajúcimi pieskovcovými lavicami, miestami pripomínajúcimi už kežmarské vrstvy. Pomer P : I je tu značne kolísavý, od 1 : 1 v spodnej časti až po 5 : 1 vo vrchných polohách súvrstvia (= flyš s prevahou pieskovcov).

Mikroskopické štúdium psamitov (Ďurkovič in Nagy et al., 1994) preukázalo, že ich tvoria jemnozrné kremenné droby až drobové pieskovce (hrubé 10–40 cm).

Ílovce sú podobné ako v západnej časti regiónu, niekedy však majú v dlhých úsekoch nepravidelne črepovitý až elipsoidálny rozpad. Ojedinele sa v nich vyskytujú konkrécie Fe oxidov veľké do 1 cm. V ich strede ešte vidno pôvodnú nerozloženú pyritovú substanciu. Množstvo autigénneho pyritu dosahuje 1–3 % (Gross in Polák et al., 1962). V ílovcoch je často istý podiel zuhoľnatenej rastlinnej hmoty.

Vzácnne sa tu vyskytujú vrstvy drobnozrnných zlepcov (42) s prevahou obliakov (0,5–1,0 cm) kremeňa a kremencov nad karbonátmi a metamorfovanými horninami. V odkryve pri Štefanovciach sa v 40 cm hrubej polohe ílovca nachádzajú zvinuté, plasticky deformované kusy hrubozrnných zlepcov obdobného zloženia. Horniny, ktoré sú tu silno postláčané, jasne poukazujú na znaky synsedimentárneho sklzávania až roztrhnutia zlepcovej vrstvy.

Modálne zloženie pieskovcov flyšu napr. v okolí Fričoviec (Ďurkovič in Nagy et al., 1994) je takéto: kremeň 47,4–62,5 %; živce 2,3–5,3 %; úlomky karbonátov 2,2–5,1 %; úlomky metamorfovaných sedimentárnych hornín 0,8 až 2,5 %; úlomky ostatných sedimentárnych hornín 0,8–0,9 %; sludy 1,5–3,1 %; základná hmota 18,8–31,3 %; tmel 3,9–19,5 %.

Pod kostolom vo Fričovciach sa vo vrchnej časti zubereckého súvrstvia začínajú objavovať polohy polymiktných zlepcov s obliakovým materiálom pochádzajúcim nesporene z regiónu Čierna hora. Ide o prvé výrazné náznaky bočného vstupu klastík do otvorenej panvy, ktorého najväčší rozmach nastal až v období sedimentácie bielopotockého súvrstvia.

41 flyš s prevahou ílovcov a polohy ílovcov vo flyši

Táto subfácia flyšu je v regióne zastúpená veľmi sporadicky. Takmer sa na nej nevyskytujú prirodzené odkryvy, pričom územia, na ktorých sa nachádza, zvyčajne neprevyšujú plochu 1 km². Polohy flyšu s prevahou ílovcov alebo ílovce vytvárajú niekoľkometrové až desiatky metrov široké pruhy šošovkovitého

tvaru, často sa vyklíňujúce a znova sa objavujúce. Nachádzajú sa buď na rozhraní hutianskeho a zubereckého súvrstvia, inde aj vnútri zubereckého súvrstvia, alebo aj veľmi vzácnne priamo na styku s bielopotockým súvrstvom (kde nie sú vyvinuté kežmarské vrstvy).

Ide tu nesporne o subfáciu, ktorá je laterálnym – synchronným – vývojom v „klasickom“ zubereckom súvrství. Preto aj petrografické typy psamitov a pelitov sú totožné s tými, ktoré vytvárajú typický flyš. Vznik tejto subfácie bol odrazom iných sedimentačných podmienok (znížený prínos piesčitej zložky) v určitých miestach flyšového bazénu v určitom krátkom čase.

Reprezentačné odkryvy vo flyši s prevahou ílovcov sú napr. na južnom okraji Starej Lesnej (v pravobreží Studeného potoka), vo výkopovej jame staveniska popradskej čističky alebo v tehelni v Spišskom Podhradí.

Miestami, ako napr. 1,5 km sz. od Veľkého Slavkova, sa v hrubých polohách ílovcov našli sivočierne až čierne 15–30 cm hrubé polohy tvorené „mangánovými ílovcami“ s takýmto zložením: SiO₂ 28,12 %; Fe₂O₃ 7,06 %; Al₂O₃ 10,24 %; MnO 20,53 %; TiO₂ 0,18 %; P₂O₅ 0,24 %; CaO 7,79 %; MgO 1,63 %; K₂O 1,59 %; Na₂O 0,43 %; strata sušením 11,17 %; strata žíhaním 10,66 %.

38 kežmarské vrstvy;

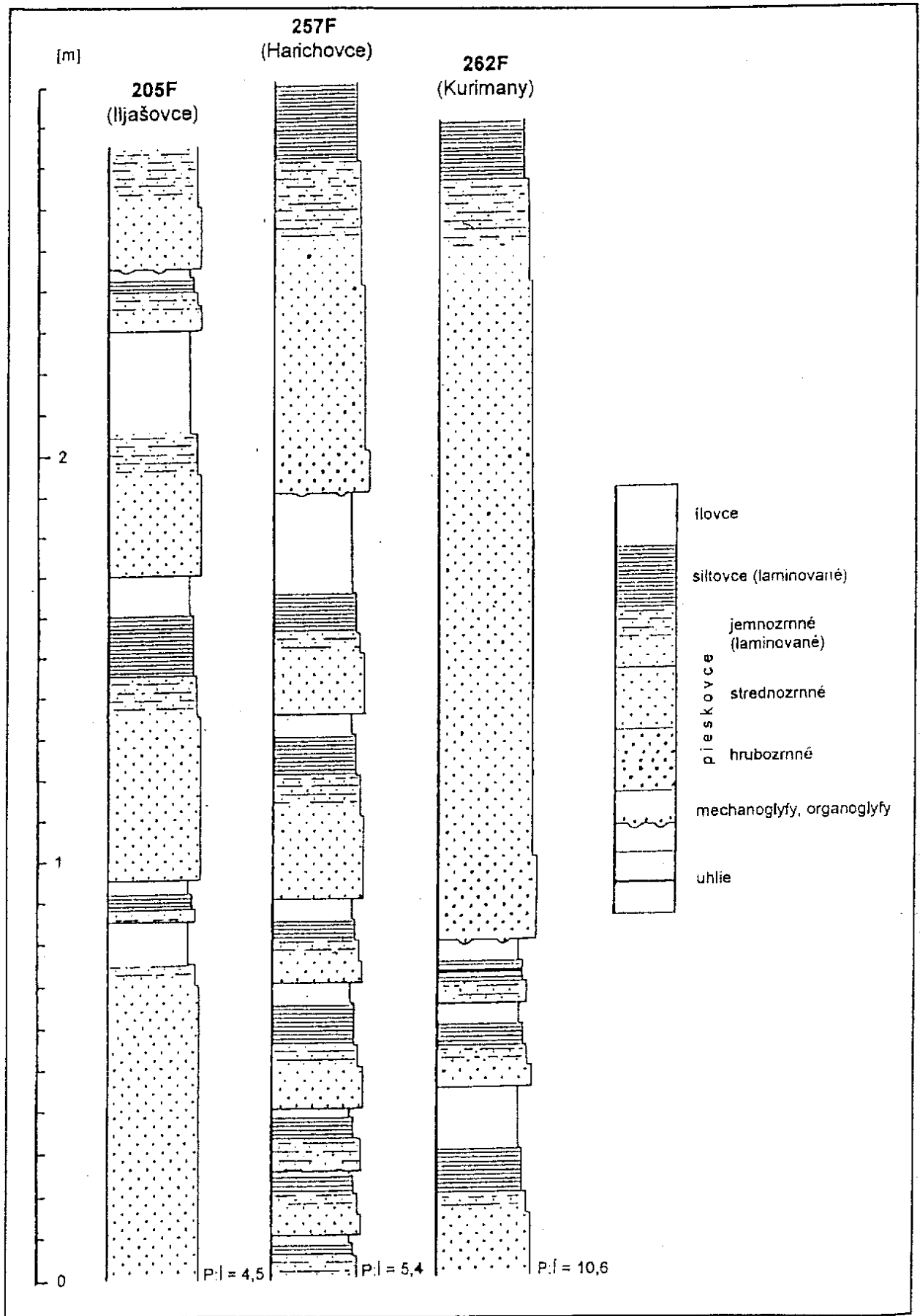
38a polohy konglomerátového flyšu

Najvyššie horizonty zubereckého súvrstvia, prvýkrát opísané už na území v okolí Spišského Štvrka alebo Kežmarku (Gross et al., 1994, 1995), tvorí flyš so vzrastajúcim podielom pieskovcov na úkor ílovcov.

Kežmarské vrstvy – ako sme tento vývoj nazvali (Gross, 1994, 1998), sú charakteristické tým, že ešte v typickom prostredí vyššej časti zubereckého súvrstvia sa začínajú objavovať 50–400 cm hrubé lavice stredozrnných a hrubozrnných pieskovcov bielopotockého typu s charakteristickou hrdzavožltou farbou, intraklastmi – závalkami ílovcov – a typickým hruboblokovým rozpadom, aký vidno v laviciach nadložného bielopotockého súvrstvia.

Identifikácia tohto vývoja pri slabšej odkrytosti terénu je značne sťažená, pretože veľké zalesnené plochy s úlomkami pieskovcov bielopotockého typu na povrchu sa dajú omylom ľahko pričleniť už k bielopotockému súvrstviu. V odkrytých dnách potokov však vidno (obr. 13), že opisované hrubé lavice vystupujú oddelene, ešte v typickom flyšovom prostredí. Veľké územné celky v okolí Kežmarku, resp. Levoče atď., boli v minulosti (Fusán et al., 1963) pričlenené k bielopotockému súvrstviu, ale po detailnom terénnom výskume sa potvrdilo, že ide preukázateľne ešte o podložné kežmarské vrstvy.

Flyšová subfácia – kežmarské vrstvy – nemajú priestorovú stálosť a konštantnú hrúbku (i keď stratigraficky sú pevne umiestnené do oligocénu), pretože miestami vytvárajú desiatky metrov hrubé polohy, no inde v Levočských vrchoch



Obr. 13 Litologické profily kežmarských vrstiev v Hornádskej kotline (Filo et al., 1994)

prechádza flyš zubereckého súvrstvia priamo do bielopotockého súvrstvia, bez existencie tejto „prechodnej“ časti. Pri spätnom pohľade na nedávno zmapované územia (Gross et al., 1980, 1993) sa nachádzajú aj v Liptovskej kotline a v Skorušinských vrchoch na Orave.

Skladba litofácie dovoľuje predpokladať, že ešte počas sedimentácie typických flyšových postupností, či už v dôsledku tektonickej aktivity alebo iných fenoménov, sa začali dvíhať a fungovať zdrojové zóny klastického materiálu, ktoré sa naplno uplatnili až počas usadzovania nadložného bielopotockého súvrstvia.

Nerovnaká hrúbka a plošná nesúvislosť kežmarských vrstiev nabáda k úvahe, že ich materiál bol do panvy transportovaný množstvom menších či rozsiahlejších vejárov – podmorských náplavových kužeľov, ktoré sa mohli buď navzájom prekrývať, alebo nemuseli sa navzájom ani dotýkať. Výskumy potvrdili existenciu častých rozmyvových procesov do podložných sekvencií zubereckého súvrstvia. Prejavy podmorskej erózie na rozhraní zubereckého a bielopotockého súvrstvia (t. j. v pozícii kežmarských vrstiev) vidno v kameňolome na v. okraji Levoče. Podrobný opis uvedených javov je v práci Marschalko a Gross (1970).

Stratotypovou lokalitou je bývalý mestský kameňolom v Kežmarku (na západných svahoch Jeruzalemského vrchu; obr. 14).

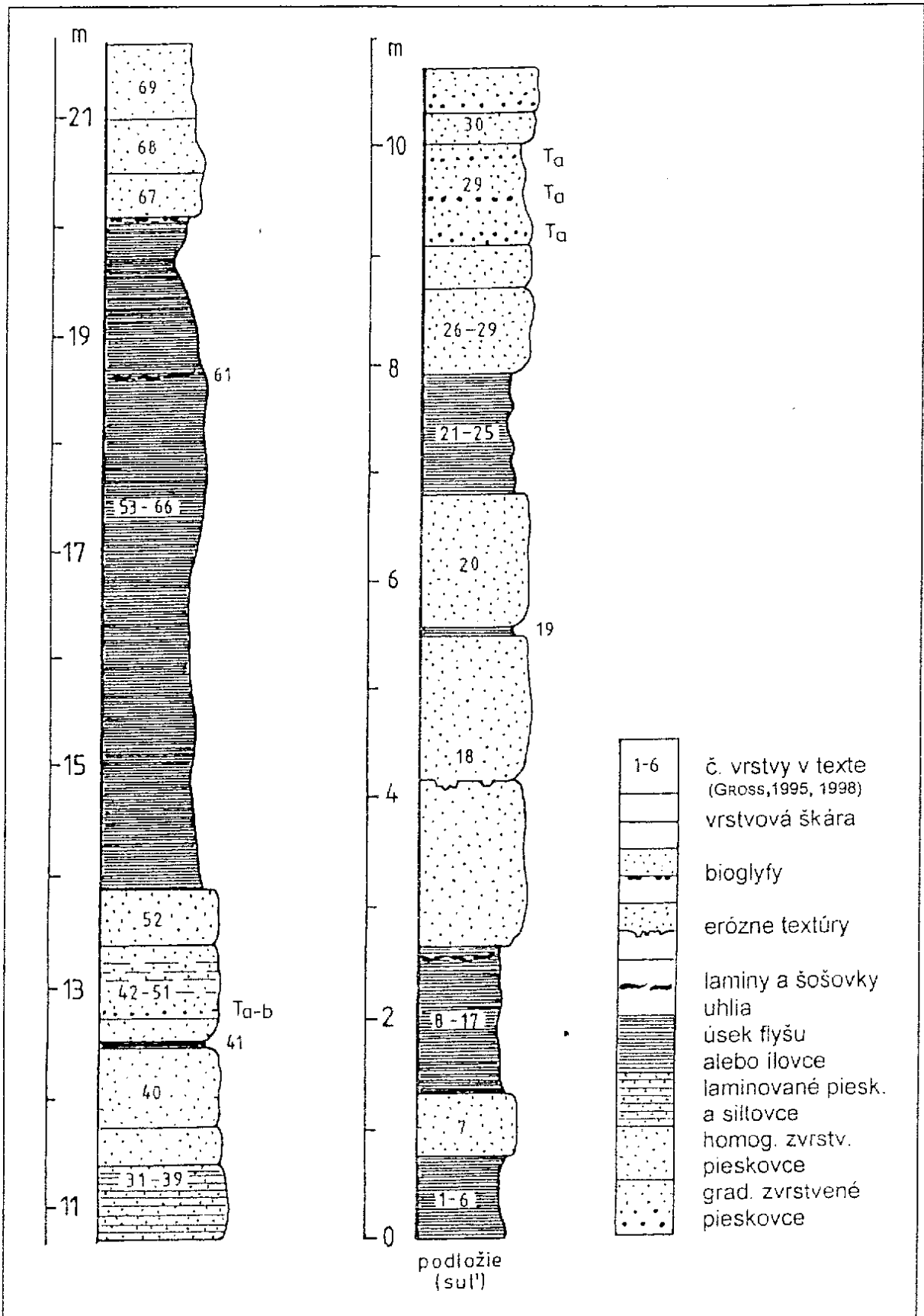
Hrubé pieskovcové lavice bielopotockého typu sú tu od seba oddelené buď tenkou vrstvičkou ílosiltovcov, alebo často sa dotýkajú iba pozdĺž výraznej vrstvovej škáry. Ak je vrstvová škára nevýrazná, budia pieskovce dojem, že ide o jednu lavicu hrubú 3–4 m.

Tenšie pieskovcové lavice (70–100 cm) sú tiež buď homogénne zvrstvené, alebo vo vrchnej časti s prechodom do vodorovnej alebo čerinovej laminácie (interval $T_{a,b}$ alebo $T_{a,b,c}$ v zmysle Boumu, 1962).

Polohy s hrubými lavicami pieskovcov sú od seba oddelené úsekmi ílovcov (tab. 7). Ílovce vo vrchnej časti odkryvu dosahujú hrúbku 5–10 cm, ojedinele až 150 cm. Sú slabo vápnité až nevápnité, bridličnato rozpadavé. Ich zdanlivú homogénnosť prerušujú laminy siltovcov alebo tenké lavičky jemnozrnných pieskovcov. Mikroskopické štúdium potvrdilo, že ílovce majú vždy istý podiel siltovej prímеси, tvorenej prevažne kremeňom.

Kežmarské vrstvy predstavujú komplex hrubý do 100 m, ojedinele až 130 m. Mikroskopické štúdium (Ďurkovič in Gross et al., 1994, 1995) potvrdzuje, že dominantnými (v zmysle Petránka, 1963) horninami sú tu droby (69,2 %), menej časté sú arkózy (23,1 %), zriedkavé až ojedinelé sú drobové pieskovce (7,7 %).

Povšimnutiahodnou skutočnosťou je tu vysoký podiel arkóz, ktoré sa inak v zubereckom súvrství takmer nevyskytujú. Ich výskyty sú skôr viazané na nadložné bielopotocké súvrstvie, ktoré s kežmarskými vrstvami mali do značnej miery spoločnú zdrojovú zónu klastického materiálu.



Obr. 14 Schematický litologický profil kameňolomu v Kežmarku, stratotypová lokalita (Gross, 1998)

Živce (3,6–11 %) tvorí ortoklas, plagioklas a sporadicky mikroklin. Úlomky metamorfítov (1–21,3 %) sú zastúpené najmä fylitmi a rulami. V podstatne menšej miere sa vyskytujú úlomky karbonátov (1,1–8,1 %). Vzhľadom na vysoký podiel základnej hmoty (do 41 %, v priemere 19,95 %), živcov a úlomkov nestabilných hornín možno hrubé lavice pieskovcov bielopotockého typu v kežmarských vrstvách hodnotiť ako mineralogicky málo zrelé.

Analyzované vzorky (13 ks) pieskovcov sú zobrazené v klasifikačných diagramoch na obr. 15 (v zmysle Petránka, 1963 a Pettijohna, Pottera a Sievera, 1972).

V tabuľke 8, pri ktorej sú uvedené čísla lokalít odberov vzoriek, uvádzame modálne zloženie pieskovcov v %.

Na vekové zaradenie flyšu zubereckého súvrstvia sa z celého študovaného územia odoberali početné vzorky, z ktorých sa priebežne vyhodnocovala mikrofauna, palynologické a nanoplanktónové spoločenstvá (autori detto ako pri opise hutianskeho súvrstvia). Prehodnotili sa aj početné vzorky odobrané v období šesťdesiatych rokov.

Mimoriadne veľká pozornosť sa v tejto etape výskumu venovala exaktnej stratifikácii kežmarských vrstiev. Z analyzovaných vzoriek (Samuel in Gross et al., 1994) vyplýva, že najbežnejšou zložkou sú planktonické foraminifery s dominujúcim postavením druhu *Globigerina officinalis* SUBBOTINA a v premenlivom množstve s druhom *Globigerina gnaucki* BLOW et BANNER a *Globigerina danvillensis* HOWE et WALLACE.

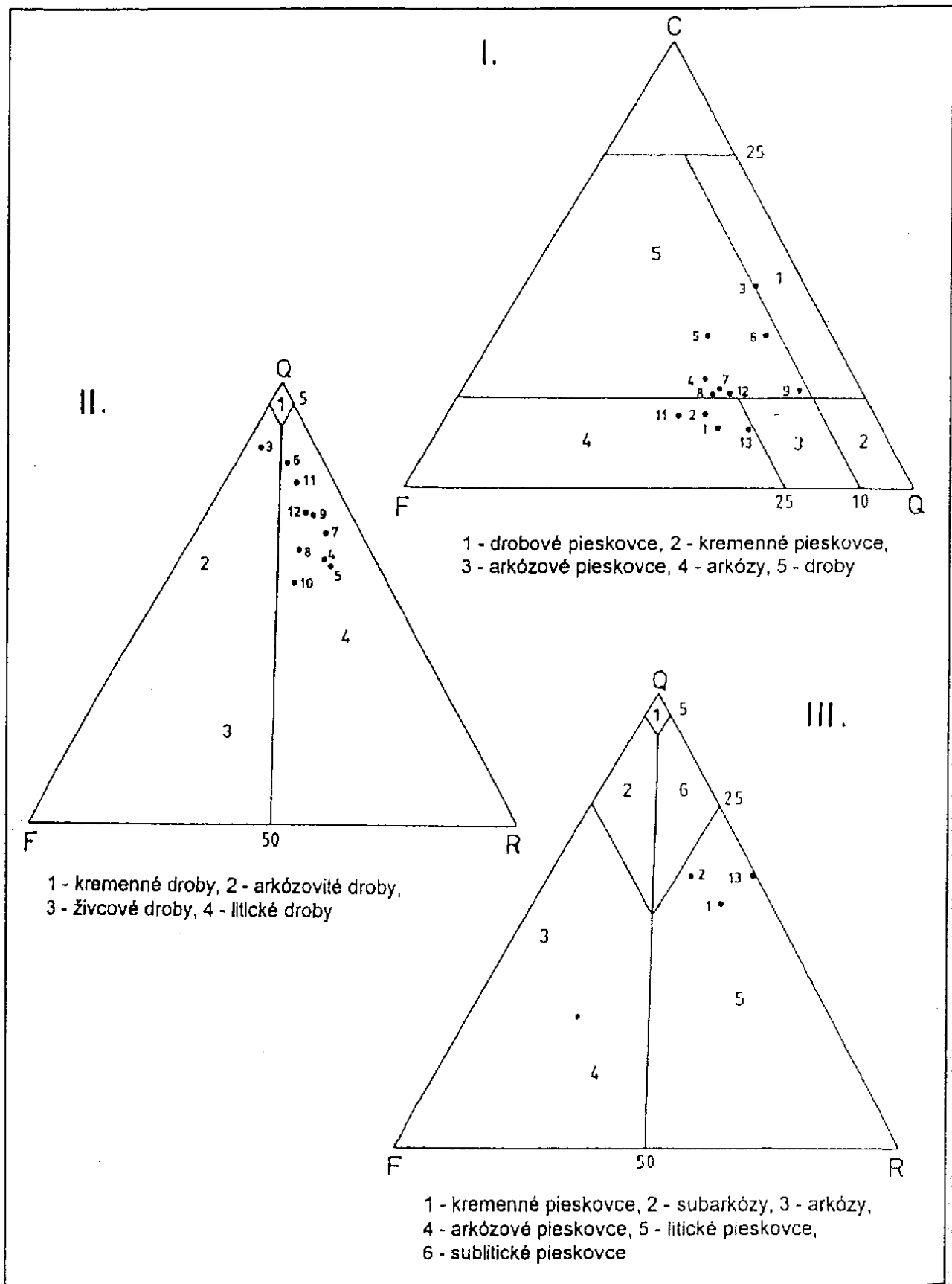
Asociácia palynoflóry (Snopková in Gross et al., 1994) pozostáva z týchto charakteristických druhov: *Verrucatosporites arktotertiarus* W. KR., *Pitiosporites macroinsignis* W. KR., *Pitiosporites scopulipites* (WOLH.) W. KR., *Cedripites* sp. A (aff *balticus* ZAUER), *Thalasporea* cf. *reticulata* MORGENROTH, *Spiniferites ramosus* (EHRENBERG) LOEBLICH et LOEBLICH, *Momipites punctatus* (R. POT.) NAGY.

Z vápniteho nanoplanktónu (Raková in Gross et al., 1994; Žecová in Gross et al., 1995; Gross et al., 1996) sú charakteristické druhy: *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Helicosphaera euphratis* HAQ, *Helicosphaera lophota* BRAMLETTE et SULLIVAN, *Reticulofenestra* cf. *lockeri* MÜLLER a *Reticulofenestra minuta* ROTH.

Na základe uvedeného širokého spektra fosílnych zvyškov určujeme obdobie sedimentácie kežmarských vrstiev na spodný oligocén s možným presahom do vrchného priabónu, no častejšie do vyššieho oligocénu.

Vekové začlenenie zubereckého súvrstvia ako celku kladieme do najvyššieho priabónu až oligocénu (vo väčšine prípadov do jeho spodnej časti).

Z uvedeného vyplýva (Samuel in Gross et al., 1995), že zuberecké súvrstvie najmä v nižších horizontoch do značnej miery vekovo alternuje s hutianskym súvrstvom.



Obr. 15 Klasifikačné diagramy kežmarských vrstiev
 I – podľa Petránka (1963), II a III – podľa Pettijohna a Sievera 1972 (Ďurkovič in Gross et al., 1994)

Tab. 8 Modálne zloženie pieskovcov kežmarského súvrstvia (Ďurkovič, 1994, 1995)

Porad. číslo lokalít	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Priemer v %
Číslo vzorky	134G	152G	114G	92cG	49G	92aG	92bG	121G	63G	131G	134G	146G	228G	
kremeň	41,3	43,9	43,0	43,2	39,7	50,0	46,8	46,0	54,4	38,0	58,4	42,9	45,9	45,65
živce	10,3	9,7	6,4	7,1	6,4	4,9	5,6	10,8	5,8	11,0	5,4	7,4	3,6	7,26
úl. karbonátov	3,4	5,5	1,0	7,1	2,5	1,1	7,5	5,2	4,4	8,0	4,5	7,1	8,1	5,03
úl. metamorf. hornín	21,3	14,4	1,0	14,2	11,5	4,8	13,0	11,0	9,5	11,0	9,8	13,9	9,0	11,07
úl. vyvretých hornín		4,8		2,0	2,5		2,0	2,0		2,0		1,8	10,8	2,14
úlomky ostatných sedím. hornín	0,7	4,0			5,0	1,2	3,4	1,8	0,7	1,0	0,8		9,9	2,19
sľudy	3,4	4,0	4,3	3,9	1,3	1,2	3,4	2,2	2,2		2,1	4,1		2,46
základná hmota	10,3	13,4	41,9	18,7	28,2	34,8	16,7	17,6	15,4	20,0	15,4	18,9	8,1	19,95
tmel	6,2	4,3	2,1	3,9	2,5	2,0	1,4	3,4	8,0	5,0	8,0	4,2	4,0	4,23
priemerná veľkosť zrn (mm)	0,35	0,32	0,15	0,32	0,22	0,10	0,30	0,30	0,28	0,32	0,35	0,37	0,65	0,31

strednozrnná droba – 1, 4, 7, 8, 9, 11, 12

strednozrnná arkóza – 2, 10, 13

jemnozrnný drobový pieskovec – 3

jemnozrnná droba – 5, 6

Lokality: 1 – 1,2 km severne od Draviec; 2 – 1 km j. od Dlhých Stráží; 3 – 3 km jv. od Tvarožnej; 4 – obec Ľubica v údolí Ľubičky; 5 – severný okraj Kežmarku (stratotypová lokalita); 6 – detto ako 4; 7 – detto ako 4; 8 – sv. okraj Bukovinky; 9 – 2 km jv. od Zálužice; 10 – 0,3 km sv. od Draviec; 11 – 1,2 km sv. od Draviec; 12 – 1,8 km jz. od Draviec; 13 – 1 km jv. od Tvarožnej; 14 – 2 km sz. od Domaňoviec; 15 – 0,5 km sz. od Trstian

H r ú b k a zubereckého súvrstvia sa javí z miesta na miesto značne premenlivá. V územiach, kde sa nezachovalo nadložné bielopotocké súvrstvie, dochádzalo k rôzne veľkému denudačnému zrezaniu povrchu. Skutočná hrúbka opisovaného súvrstvia ostala „nedotknutá“ iba tam, kde jeho povrch bol zakonzervovaný dodnes zachovaným bielopotockým súvrstvom.

Údaje o hrúbke čerpáme z faktov získaných pri doteraz realizovaných vrtoch, doplnených výsledkami nášho geologického mapovania (Gross et al., 1996).

Hrúbka zubereckého súvrstvia v Popradskej kotline kolíše v rozmedzí 900 až 1 300 m, podobne ako v severnej časti Levočských vrchov (listy Kežmarok a Spišská Belá 1 : 25 000), kde dosahuje 600 až 1 450 m, z čoho na kežmarské vrstvy pripadá cca 150 cm.

V Hornádskej kotline kolíše hrúbka v rozmedzí 150–300 m, pričom kežmarské vrstvy v najvyššej časti tvoria ďalších 80–120 m.

Z „blízkobradlovej oblasti“ (Toporec, Podolinec, Stará Ľubovňa, Plaveč) sú údaje o hrúbke 100–600 m, pričom celková hrúbka paleogénnych sedimentov tu dosahuje (odhadom) 1 500–2 000 m. V oblasti lipianskych vrtoch, kde boli paleogénne sedimenty prevrätané v celkovom rozsahu až vyše 3 000 m, nemáme konkrétne údaje o rozhraniach hutianskeho a zubereckého súvrstvia. Tieto súvrstvia sa v čase vyhodnocovania ponímali ako jeden „flyšový“ celok (Rudinec et al., 1988). V tejto „blízkobradlovej“ časti prechádzali vrty vo vztýčených až prevrätaných úsekoch, kde exaktné údaje o hrúbke sú ťažko preukázateľné.

V priestoroch širokého okolia Kamenice uvádzajú Karoli et al. (1995) hrúbku zubereckého súvrstvia 300 m.

Osobitná situácia je na území zobrazenom na liste 1 : 25 000 Jakubany, kde v určitých úsekoch priamo nad hutianskym súvrstvom ležia „pieskovcové masy“ bielopotockého súvrstvia bez akýchkoľvek stôp po očakávanom zubereckom súvrstvi. Situáciu je možné vysvetliť tým, že vyššia časť hutianskeho súvrstvia tu zastupuje v plnom rozsahu aj zuberecké súvrstvie (Buček et al., 1995), alebo že pôvodne usadené zuberecké súvrstvie tu malo primárne malú hrúbku, pričom vysoká erózna sila „rútiacej sa suspenznej masy“ piesku a štrku tvoriacej hmotu bielopotockého súvrstvia oderodovala zuberecké súvrstvie ako celok.

Záverom konštatujeme, že zachovaná hrúbka zubereckého súvrstvia v študovanom regióne kolíše v rozmedzí 0–1 450 m.

Bielopotocké súvrstvie; oligocén (150–900 m)

- 33** pieskovce v absolútnej prevahe nad nevápnitými ílovcami;
- 34** polohy flyšu;
- 35** polohy ílovcov

Pod bielopotockým súvrstvom s. s. (33) rozumieme niekoľko desiatok až stoviek metrov hrubý súbor monotónneho, prevažne pieskovcového súvrstvia,

kde-tu prerušeného polohami flyšu (34) alebo rôzne hrubými polohami polymiktných, drobno- a strednozrnných intraformačných zlepencov (37). Súvrstvie je tiež morfológicky výrazné. Zatiaľ čo podložné flyšové sedimenty sa prejavujú v pahorkatine celkovo miernymi tvarmi, obrábanou poľnohospodárskou pôdou, bielopotocké súvrstvie sa prejavuje vždy viditeľným zostrmením reliéfu, silno piesčitými pôdami s lesným porastom alebo pasienkami.

Opisované súvrstvie už nemá flyšový charakter (pomer P : I je 10 : 20 až 30 : 1). Kde-tu sa v ňom ešte nájdu „flyšové epizódy“, resp. aj ílovcové polohy (35) so sporadickou, ale preukázateľne morskou stenohalinnou mikrofaunou. Ich hrúbka a plošné rozšírenie sú však v pieskovcovom prostredí takmer zanedbateľné.

Zlepencové polohy, ktoré tu nachádzame, sú dvojakého typu. Sú to buď zlepence charakteru podmorských zosuvných telies (s množstvom intraklastov), predstavujúce bočný vstup klastík do panvy (37) v smere od JV na SZ, alebo ide o vrstvy tzv. konglomerátového flyšu (36) s vývojom hrubých lavíc gradačne zvrstvených drobnozrnných zlepencov. Tie zaberajú veľké plochy severne od Čiernej hory, kde ich podrobne opísal a analyzoval Marschalko (1996).

Zo štúdií niektorých autorov zaoberajúcich sa sedimentologickou problematikou (Janočko et al., 1998) vyplýva, že bielopotocké súvrstvie predstavuje sedimenty naložených lalokov (rôzne sa navzájom prekrývajúcich), nachádzajúcich sa na bazénových svahoch v kanálovom prostredí.

Geologické mapovanie regionálne rozšíreného súvrstvia na západnom a severnom Slovensku (Orava, Liptovská kotlina, Levočské vrchy a Bachureň) preukázalo, že prevažne hrubé lavice sú priestorovo veľmi stále, sledovateľné v dlhých úsekoch – stovky metrov až kilometrov. Litofácia je v podstate homogénna, rovnorodá, počínajúc Handlovskou kotlinou s ďalším priebehom na severnom Slovensku a v priľahlej časti Poľska.

Pretože táto litofácia úplne prekryla flyšové sedimenty zubereckého súvrstvia, v stratigrafickej následnosti a bez hiátu, ťažko si možno predstaviť, že celá plocha paleogénu podtatranskej skupiny na Slovensku a v Poľsku môže byť bazénovým svahom. Navyše, flyšové sedimenty v priamom podloží (napr. v Levočských vrchoch alebo Bachurni) sa všeobecne považujú za osovú časť bazénu.

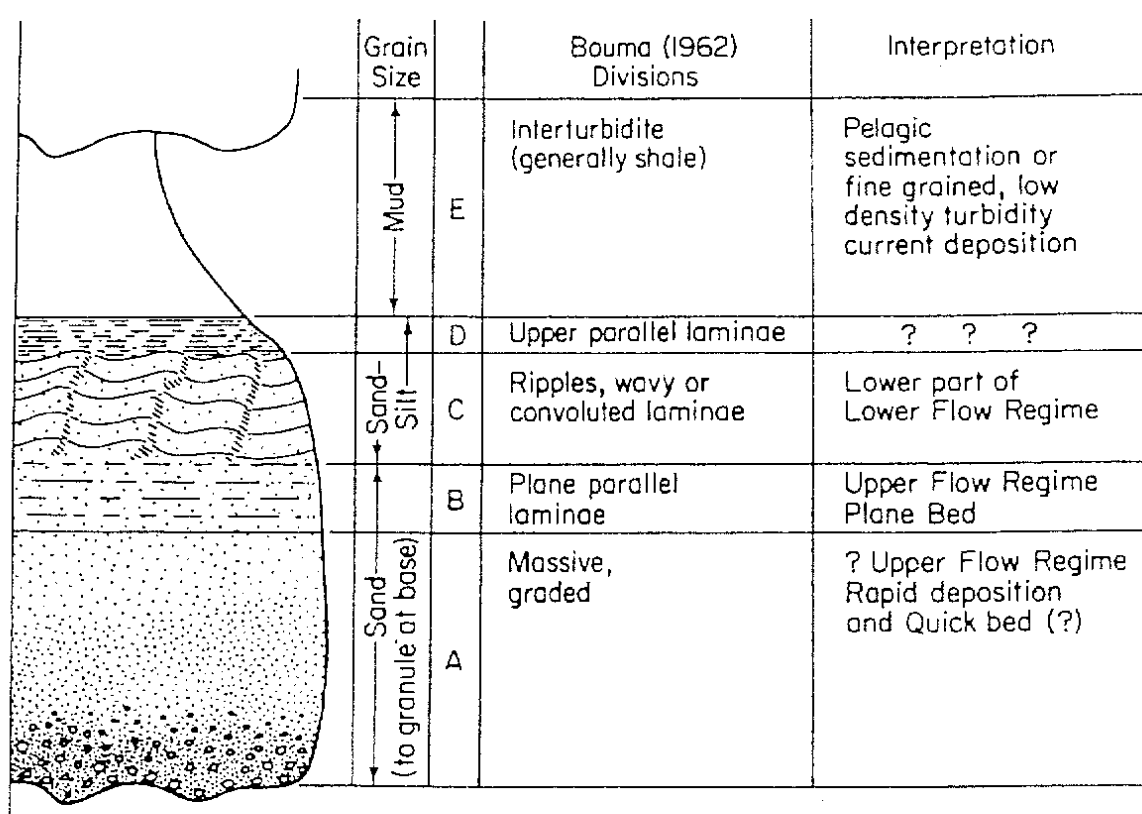
Aj keď bielopotocké súvrstvie už pravdepodobne nepredstavuje výslovne hlbokomorské prostredie, určite ešte nereprezentuje sedimentáciu molasového typu avizovanú Chmelíkom (1958).

Pieskovce bielopotockého súvrstvia pozostávajú v absolútnej prevahe z d r ô b. menej často drobových pieskovcov, arkózových pieskovcov, arkóz, sporadicky aj vápencových pieskovcov. Vytvárajú lavice hrubé 50–200 až 300 cm. Pieskovce v stenách ťažených lomov budia dojem veľkej homogénnosti, hrúbky a pevnosti. Po čiastočnom zvetraní miestami vidno, že v pôvodne hrubej celistvej lavici sa 2- až 3-krát opakuje nástup hrubej frakcie (ide teda pôvodne o 2 až 3

lavice so zrezanými intervalmi T_b, c, d). Postupne sa začína objavovať až tenkodoskovitý rozpad, oxidácia od okrajov (liesegangové kruhy) a následná dezintegrácia horniny na úlomky pieskocov až piesok. Na vrstvových plochách a puklinách sú časté povlaky Mn a Fe oxidov. Inde sú pripovrchové pukliny bez akejkoľvek výplne, resp. sú vyhojené kalcitom. Odlučné plochy v pôvodne homogénnej hornine sú miestami spôsobené vysokou koncentráciou sľudy (prevažne muskovitu), resp. zuhoľnatej rastlinnej drviny.

V hrubých laviciach pieskocov sa bežne nachádzajú niekoľkokentimetrové až decimetrové závalky (intraklasty) ílovcov, siltovcov, pelokarbonátov, prípadne aj „armoured mud balls“ – oblepených blatových gúľ (napr. s. od Levoče, pri Kováčovej vile a inde).

Pieskovce sú buď bezštruktúrne (homogénne zvrstvené), menej často gradačne, alebo aj nepravidelne zvrstvené. Vo vrchnej časti gradačne zvrstvených lavíc (T_b) vidno lamináciu podmienenú striedaním siltovcových lamín s hojným muskovitom s laminami zuhoľnatej rastlinnej drviny. Nad siltovcovou lamináciou buď nasledujú erozívne rozmyvy, alebo sú tu sporadicky vyvinuté tenké polohy väčšinou nevápnitých ílovcov (T_c až T_d ; obr. 16).



Obr. 16 Ideálna postupnosť textúr v turbiditnej vrstve, tzv. Boumove intervaly [Bouma (1962) a Blatt et al. (1972) – originál]

Í l o v c e v bielopotockom súvrství sú zriedkavé, pričom takmer vždy majú vysoký podiel piesčitej alebo siltovej prímеси. Sú slabo vápnité, častejšie však nevápnité, a dosahujú hrúbku od niekoľko mm maximálne do 30 cm. Celkom ojedinelé sú viac metrové polohy (napr. v lome na v. okraji Levoče).

Modálne zloženie pieskovcov (Ďurkovič in Gross et al., 1994, 1995) v západnej a centrálnej časti Levočských vrchov je takéto: kremeň 29,3–65 %; živce 1,2–18,7 %; úlomky karbonátov 1,5–14,1 %; úlomky metamorfík 0,9–33,6 %; úlomky vyvretých hornín 1,9–9,0 %; úlomky ostatných sedimentárnych hornín 1,0–9,6 %; sludy 0,9–4,2 %; základná hmota 6,3–26,6 %; tmel 1,8–11,2 %.

Modálne zloženie pieskovcov bielopotockého súvrstvia v severnej časti Levočských vrchov a v pribradlovej časti (tab. 9) šarišského paleogénu (listy 1 : 25 000 Stotince, Jakubany, Toporec, Podolinec, Stará Ľubovňa a Plaveč) je z širšieho súboru vzoriek takéto: kremeň 38,2–58,2 %; živce 1,3–11,0 %; úlomky karbonátov 1,8–15,6 %; úlomky metamorfovaných hornín 0,8–20,7 %; úlomky ostatných sedimentárnych hornín 2,2–5,6 %; sludy 0,1–7,2 %; základná hmota 10,4–27,8 %; tmel 1,3–11,2 %.

Tab. 9 Modálne zloženie pieskovcov bielopotockého súvrstvia (Ďurkovič in Buček et al., 1994, 1995)

Porad. číslo lokalít	1	2	3	4	5	6	7
Číslo vzorky	1 B	2 B	3 B	4 B	5 B	6 B	7 B
kremeň	58,2	57,5	49,6	50,4	38,2	42,3	39,6
živce	1,3	2,8	6,0	4,6	2,4	7,3	9,4
úlomky karbonátov	3,8	2,8	2,5	2,7	15,6	5,7	6,6
úlom. metamorf. hornín	1,0	2,8	4,3	10,1	1,0	16,3	20,7
úlom. vyvretých hornín							
úlomky ostatných sedimentárnych hornín	2,2	2,8	2,5	2,7	3,4	4,8	5,6
sludy	4,0	1,8	0,8	0,9	3,0	1,6	0,1
základná hmota	25,8	25,5	23,9	22,9	25,8	17,1	10,4
tmel	3,1	4,7	10,2	5,5	10,6	4,8	6,6
priemerná veľkosť zŕn (mm)	0,2	0,18	0,22	0,22	0,18	0,32	0,35

jemnozrnný drobový pieskovec – 1, 2

jemnozrnná droba – 3, 4, 5

strednozrnná droba – 6

strednozrnná arkóza – 7

hrubozrnná arkóza – 8, 9, 10

hrubozrnný vápencový pieskovec – 11

Lokality: 1 – Jakubovany; 2 – jv. od Čiernej hory (1 289 m); 3 – sz. od Širokého vrchu (1 084 m), záver potoka; 4 – Kolačkovská dolina 2; 5 – Jakubovany 3; 6 – Kolačkovská dolina 1; 7 – Jakubovany 2

Najrozsiahlejšie telesá „konglomerátového flyšu“, „mikrokonglomerátového flyšu“, resp. „hrubého flyšu“ (v zmysle Marschalka, 1966) sa nachádzajú asi v 1 km širokom a 3,7 km dlhom pruhu medzi Jablonovom, Klčovom a Doľanmi. Ďalšie hrubé polohy zlepencov sa nachádzajú na sz. okraji Levoče. Veľké plochy budované týmto vývojom sa vyskytujú aj na území znázornenom na liste 1 : 25 000 Torysky.

Mikrokonglomerátový (miestami až konglomerátový) flyš na území Levočských vrchov považujeme za distálnu časť sedimentov hrubých klastík, vstupujúcich do panvy zo sz. svahov Čiernej hory, resp. z východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Tento poznatok sa opiera o štúdiá paleoprúdových smerov viacerých autorov (napr. Marschalko, 1966; Marschalko a Radomski, 1960; Gross, 1967), ktoré preukázateľne indikujú vstup klastík z jv. priestorov. Vstupné kaňony transportujúce turbulentnú masu štrku, piesku a ílu z Čiernej hory majú najhrubší obliakový materiál na území Šarišskej vrchoviny (proximálna časť), zatiaľ čo vo väčšej vzdialenosti (napr. v centrálnej časti Levočských vrchov) je materiál očividne jemnozrnnejší a vytriedenejší. O vysokej eróznej sile rútiacej sa suspenznej štrkopieskovej masy svedčí aj skutočnosť, že dnes nachádzame hrubé polohy zlepencov v erozívnom kontakte dokonca priamo až s borovským súvrstvom (Karoli et al., 1994).

Výskyt polôh konglomerátového flyšu je takmer úplne viazaný na horizont bielopotockého súvrstvia, celkom nepatrne na najvyššie časti zubereckého súvrstvia (38a, 39a). V Šarišskej vrchovine, kde sa borovské súvrstvie usadzovalo až vo vrchnom eocéne až najnižšom oligocéne, sú tieto zlepence vrezané do tohto súvrstvia. Obdobie vstupu týchto klastík do panvy treba považovať za proces, ktorý sa odohrával v čase od spodného oligocénu.

Bielopotocké súvrstvie v Š a r i š s k e j v r c h o v i n e má v detailoch odlišný vývoj oproti západnému úseku regiónu. Karoli et al. (1994, 1995) tu uvádzajú tri subfácie:

- a) pieskovce s polohami zlepencov (33, 37),
- b) zlepence a pieskovce (36),
- c) zlepence a štrky s polohami pieskovcov (36).

Pieskovce s polohami zlepencov reprezentujú klasické bielopotocké súvrstvie (33). Vystupujú napr. v širokom okolí Chminianskych Jakubovian, kde reprezentujú zrejme už strednú časť náplavového kužľa (v zmysle Marschalka, 1981), ktorý pokračuje do Levočských vrchov. Hrúbka tejto litofácie dosahuje 300–400 m. Pri pieskovcoch prevažujú strednozrné variety. Hrubozrné pieskovce majú na báze prímies drobnozrnnej zlepencovej frakcie s vývojom pozitívneho gradačného zvrstvenia. V nich sa nachádzajú polohy drobno- až stredno-

zrnných zlepenčov, ktoré pre nedokonalé odkrytia sú prakticky nezmapovateľné. Z odobraných vzoriek vysoko prevažujú droby nad ojedinelými arkózami.

Zlepence a pieskovce na základe zloženia stotožňujeme s konglomerátovým a mikrokonglomerátovým flyšom s. s. vymedzeným Marschalkom (1965, 1966). Typické sú tu 5–50 cm hrubé telesá – lavice – hrubodetritického materiálu. Telesá zlepenčov sa striedajú s lavicami prevažne homogénne zvrstvených pieskovcov hrubými do 150 cm.

Obliaky zlepenčov sú veľké 1–5 cm, ojedinele dosahujú až 15 cm. Tvoria ich kremeň, kremence, granity, ruly, fylity, melafýry, rohovce, vápence a dolomity. Tmel je bežne piesčitý alebo piesčito-ílovitý.

Zlepence a štrky s polohami pieskovcov sú odkryté pozdĺž potokov v oblasti Kvačian, Bajerova, Žipova a Brežian. Často vytvárajú vrcholové časti kopcov. V zlepencoch dominujú obliaky karbonátov, kremeň, kremence, lydity a kremenné porfýry. Okrem nich sa tu nachádzajú aj obliaky a úlomky kryštalických bridlic (najmä svory), pieskovce a zlepence permského veku, vulkanické horniny s kaolinizovanými živcami, granity, migmatity, vulkanoklastiká a intraklasty paleogénnych pieskovcov. V odkryvoch pri okraji panvy (Križovany, Klenov, Suchá Dolina) sa vyskytujú bloky veľké do 50 cm, tvorené granitoidmi, kremencami, kremeňom a pieskovcami. Tieto veľké klasty sú súčasťou štrkov až slabo stmelených zlepenčov a reprezentujú zrejme (Karoli et al., 1995) piedmontovú fáciu náplavových kužeľov.

Veľmi výrazné sú prejavy erózie na podložné komplexy. V štrkovisku medzi Bajerovom a Kvačanmi vidno ostré nasadenie štrkovej masy bielopotockého súvrstvia na ílovce hutianskeho súvrstvia. Ide tu najskôr o sedimentáciu z úlomkových prúdov (debris flows), ktorých klastický materiál sa usadzuje obvykle bez výrazných erózných prejavov. Uvádzaný litotyp zodpovedá vrchnej časti náplavového vejára, keď pretrvával režim gravitačných tokov, rozdielných od turbiditných prúdov. V smere nosných prúdov od JV na SZ sa hrúbka vrstiev znižuje, podobne ako veľkosť zrn, pričom zlepence postupne prechádzajú do pieskovcov. Maximálna hrúbka vývoja nepresahuje 150 m.

Mikropaleontologické štúdiá (Samuel in Karoli et al., 1994) poukazujú na vrchnooligocénny vek.

Modálne zloženie pieskovcov (Ďurkovič in Karoli et al., 1994), kde sú dominujúcou horninou droby s ojedinelým výskytom arkózových pieskovcov, arkóz a celkom sporadicky karbonátových pieskovcov, je takáto: kremeň 34,7–55,4 %; živce 1,6–11,6 %; úlomky karbonátov 1,8–6,0 %; úlomky metamorfovaných sedimentárnych hornín 1,5–23 %; úlomky vyvretých hornín 0–2,3 %; úlomky ostatných sedimentárnych hornín 0,7–11,2 %; sludy 0,7–2,7 %; základná hmota 5,8–33,8 %; tmel 0,6–24,0 %.

Tvoria v bielopotockom (ojedinele v zubereckom i hutianskom) súvrství šošovkovité telesá dlhé desiatky až stovky metrov a hrubé 0,5–8 až 10 m. Podľa druhu, obsahu a interného usporiadania obliakového materiálu ich začleňujeme k podmorským zosuvným telesám (Gross a Samuel, 1982).

Ich charakteristickým znakom je prítomnosť úlomkov a blokov paleogénnych hornín (intraklastov), obyčajne plasticky deformovaných, značná nevytriedenosť klastického materiálu a masívnosť celej polohy. V mikrokonglomerátovom flyši sú lavice bežne gradačne zvrstvené.

Pri analýze obliakov, ktoré sú vcelku dobre ováľané, bol potvrdený materiál pochádzajúci z gemeríd a Čiernej hory (vápence – tmavosivé i čierne, krinoidové, rohovcové; pieskovce gemeridného karbónu, dolomity, kvarcity, kremence, biotitické fylity, svory, pararuly, serpentinity, kremitý porfýr, pestrofarebné bridlice spodného triasu, žilný kremeň, granodiority, úlomky až bloky paleogénnych pieskovcov, siltovcov a pelokarbonátov. Tmel je drobnozlepencový alebo hrubopiesčitý.

Na niektorých lokalitách zlepenkové telesá vo vrchnej časti postupne prechádzajú do pieskovca, ešte kde-tu s „utopenými“ osamotenými obliakmi. Marschalko (1966) opisuje podmorské zosuvné telesá v „typickom a netypickom divokom flyši“, ktoré spolu s konglomerátovým flyšom považuje za najtypickejších zastupiteľov okrajových litofácií.

Určovanie v e k u bielopotockého súvrstvia ako celku vždy narážalo na ťažkosti vyplývajúce z nedostatku vhodných hornín, ktoré by prechovávali akékoľvek faunistické spoločenstvá. Len sporadicky sa dajú nájsť iné ílovce ako s hojnou siltovou či piesčitou prímесou. Ak sa predsa len našli, boli zväčša nevápnité a sterilné. Napriek všetkým ťažkostiam pri určovaní mikrofaunisticky chudobných spoločenstiev, nanoplanktónu, peľu a spór (Samuel a Snopková et al. in Gross et al., 1996) sme štúdiom starých materiálov doplnených desiatkami nových odberov a určení zistili, že bielopotocké súvrstvie sa usadzovalo počas celého oligocénu, s maximom sedimentácie vo vrchnom oligocéne.

Niektoré vzorky obsahujú faunistické spoločenstvá (najmä nanoplanktón), ktoré nevyučujú zásah až do spodného miocénu (Hamršmíd in Janočko et al., 1998). Autori uvádzajú vo vzorke 2/97 druhy *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictiococcites bisectus*, *Helicosphaera euphratis*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictiococcites lockeri*, *Sphenolithus moriformis*, *Helicosphaera* cf. *scissura*, *Triquetrorhabdulus* cf. *carinatus*, ktoré kladú do zóny NP 25/NN 1.

Kvôli malému počtu pozitívnych vzoriek a všeobecne zlému zachovaniu organických zvyškov nechávame túto otázku otvorenú.

H r ú b k a bielopotockého súvrstvia je v študovanom regióne veľmi premenlivá. Je závislá predovšetkým od veľkosti zrezania povrchu v dôsledku

denudácie, prebiehajúcej v týchto priestoroch počas celého neogénu a kvartéru (t. j. viac ako 20 miliónov rokov), a v neposlednej miere od popaleogénnej tektoniky. Kryhy, ktoré boli vyzdvihnuté, majú dnes najvyššie časti úplne odstránené (napr. región Spišskej Magury).

Na základe údajov zo vzoriek, kde sa skúmal odraz vitrinitu (napr. vo vrte PU-1), bolo preukázané, že zo stĺpca paleogénnych sedimentov chýba cca 1,2 až 2 km (Franců a Müller, 1983). Na základe týchto údajov muselo byť toto súvrstvie pred denudáciou hrubé asi 2 000 až 2 500 m, možno i viac.

Pri stanovení hrúbky súvrstvia sa opierame o výsledky údajov zistených geologickým mapovaním, koreláciou s inými územiami s podobným vývojom a všetkými dostupnými údajmi z doteraz realizovaných technických prác.

V západnej časti územia v Popradskej a Hornádskej kotline hrúbka súvrstvia nepresahuje 200 m. V centrálnej časti Levočských vrchov (v priestoroch vrchov Chmeľov, resp. Čiernohuzec) predpokladáme maximálnu hrúbku opisovaného súvrstvia až 700–900 m.

Severným smerom, t. j. v území zobrazenom na liste Stotince (1 : 25 000), je hrúbka o niečo menšia (Nagy et al., 1994) a dosahuje 600 m, pričom v okolí vrchu Ihla (1 281,2 m) je hrúbka 650–700 m.

V severnej časti Levočských vrchov (jv. od ružbašského mezozoického ostrova) uvádza Ďurkovič et al. (1995) hrúbku v rozmedzí 200–300 m. V oblasti Stotinieca a Jakubian, kde sú najvyššie vrcholy Levočských vrchov (Čierna hora – 1 289 m, Siminy – 1 288 m), uvádzajú Buček et al. (1995) hrúbku 600 až 800 m.

V centrálnej a južnej časti Šarišskej vrchoviny Karolí et al. (1994) uvádzajú celkovo hrúbku do 550 m (z toho bielopotocké súvrstvie s. s. = 300–400 m; mikrokonglomerátový flyš do 150 m). Tí istí autori (1995) v oblasti Bachurne uvádzajú hrúbku 400 m, pričom smerom na sever hrúbka súvrstvia postupne klesá na cca 150 m (Sabinov, Jarovnice).

Na záver uvádzame údaje od Chmelíka (in Buday et al., 1967): „Maximální mocnost pískovcového souvrství odhaduji na 2 200–3 000 m (v ústředních částech Levočského pohorí). Jinde však může být daleko nižší (300–400 m).“,

Sumarizáciou všetkých výsledkov štúdia hrúbky bielopotockého súvrstvia prichádzame k záveru, že hrúbka kolíše v širokom rozmedzí, od 150 do 900 m.

NEOGÉN*

Neogénne sedimenty a vulkanity sa nachádzajú na východnom okraji regiónu na styku s Prešovskou kotlinou.

* Spracované v skrátenej forme z publikovanej geologickej mapy a vysvetliviek autorov Kaličiak et al. (1991).

- 32c zlepenca, pieskovce; spodný miocén;**
32b prešovské súvrstvie: pieskovce s polohami zlepenčov; egenburg
(max. 1 000 m)

Na povrch vystupuje v prešovskej tehelni a pokračuje smerom ku Kanašu. Prevládajú tu strednozrnné pieskovce s častými lavicami a šošovkami zlepenčov, ojedinele sú prítomné tenké vrstvy siltovcov a ílovcov. Zlepenca sú tvorené obliakmi prevládajúceho kremeňa a kremencov, bežné sú aj karbonáty a pieskovce, menej časté sú lydity a kryštalické bridlice. Z prešovského súvrstvia je známa bohatá morská makrofauna.

- 32a čelovské súvrstvie: jemnozrnné pieskovce až siltovce; egenburg**
(max. 400 m)

Na báze súvrstvia je niekoľko m hrubá poloha glaukonitických pieskovcov, vyššie pokračuje viac-menej rovnomerné striedanie siltovcov a jemnozrnných pieskovcov s ojedinelými polohami ílovcov a zlepenčov. Pre strop súvrstvia je charakteristická prítomnosť výraznejších polôh hrubšie detritických hornín.

- 31 teriakovské súvrstvie: lemešianske zlepenca; karpát (do 150 m)**

Je to bazálne súvrstvie karpát, v ktorom najspodnejšiu časť reprezentujú prevažne polymiktné lemešianske zlepenca s polohami pieskovcov. Majú charakter oligomiktných zlepenčov, pričom viac ako 90 % ich obsahu tvorí dolomit, zvyšok svetlé vápenca, pieskovce, kremeň a úlomky triasových kremencov. Na povrch vystupujú pri Lemešanoch, Drienovskej Novej Vsi, pri Radaticiach a Bzenove.

- 30 extrúzie pyroxenicko-amfibolického andezitu s granátom; stredný sarmat**

Andezity tvoria domatické extruzívne telesá ako napr. pod Šarišským hradom, pri Maliniaku a inde. Andezit je tmavosivý, celistvý, prevažne s nepravidelným blokovým a polygonálnym rozpadom. Na zvetranom povrchu má často guľovitú odľučnosť. Charakteristickým znakom horniny je prítomnosť granátu, ktorý tvorí ružovkasté oká veľkosti do 1–2 cm. Granát patrí do skupiny almandínu. V andezite sú časté xenolity rôznej veľkosti, tvorené zrohovcovatenými pelitickými sedimentmi až porcelanitmi.

KVARTÉR

Kvartérny pokryv regiónu leží väčšinou na paleogénnych súvrstviach podtatranskej skupiny. Je plošne aj objemovo veľmi premenlivý a nerovnomerne rozložený, pretože úložné pomery sedimentov, ich faciálna pestrosť a hrúbka úzko

súvisia s charakterom iniciálneho reliéfu a dominantných sedimentotvorných procesov. Všeobecne možno povedať, že kvartérne akumulácie sú na tomto plošne rozsiahlom území sústredené najmä do 3 hlavných celkov:

1. Popradská kotlina a dolina Popradu vrátane Ľubovnianskej kotliny,
2. Hornádska kotlina vrátane prelomových úsekov Hornádu,
3. Šarišské podolie.

Na základe stratigraficko-genetického členenia a prevahy výskytu istých genetických typov sú kvartérne sedimenty sústredené do 3 hlavných oblastí:

1. Popradská kotlina (glacigénne, glacifluviálne až fluviálne sedimenty),
2. dolina Popradu, Hornádska kotlina a Šarišské podolie, t. j. povodie Hornádu a Torysy (fluviálne a proluviálne sedimenty),
3. Levočské vrchy, Bachureň a Šarišská vrchovina (deluviálne a deluviálno-proluviálne sedimenty horského kvartéru).

Z celkovej škály zachovaných genetických typov majú čo do objemu hmoty najväčšie rozšírenie rozličné druhy s v a h o v ý c h s e d i m e n t o v. Tento typ akumulácie sa vyskytuje priebežne na celom mapovanom území, no viazaný je hlavne na horské časti, ako sú Levočské vrchy, Hromoš, Jakubianska brázda, Bachureň, Šarišská vrchovina a okrajové časti Braniska, Čiernej hory a Slovenského rudohoria, kde sa na ich tvorbe uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené so zvýšenou energiou odnosu. To zapríčinilo, že na týchto územiach sú svahoviny, okrem aluviálnej výplne dna dolín, často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie.

Popradská kotlina je v mapovanom území predpolím veľkého úseku Vysokých a Belianskych Tatier. Jej severovýchodný výbežok prechádza do vlastnej doliny Popradu (úsek od Toporca – Holumnice po Plaveč – Orlov, teda vrátane Ľubovnianskej kotliny). V oblasti užšieho kotlinového predpolia glaciálnych vysokotatranských dolín sú v rozsahu jeho zobrazenej časti zachované mohutné akumulácie glacigénnych sedimentov vystupujúcich vo forme valov koncových morén. V širšom kotlinovom predpolí Vysokých a Belianskych Tatier dominujú glacifluviálne náplavy vnesené pleistocénnymi tokmi z tatranských dolín. Vyskytujú sa od nepatrných zvyškov cez takmer súvislé pásy kužeľov a terás potokov až po dnovú štrkovú výplň s ostancami nízkej terasy.

Popri spomínaných typoch sedimentov kvartéru majú z hľadiska genézy, stratigrafie i rozsahu výskytu na zobrazenom území dominantné postavenie fluviálne akumulácie v terasovom vývoji (vrátane výplne dna dolín – dnová akumulácia) a proluviálne akumulácie kvartérnych vodných tokov. Na mapovanom území sú komplexy riečnych terás sústredené pozdĺž tokov v dolinových a kotlinových častiach hlavných riek a ich väčších prítokov.

S l a d k o v o d n é v á p e n c e sa na mapovanom území vyskytujú hlavne v podobe morfológicky výrazných svahových a údolných kôp, ale aj terás, kas-

kád na dne dolín s aktívnym tokom a almov v blízkosti prameňov minerálnych vôd. Medzi najznámejšie výskyty zaraďujeme travertínový komplex Vyšné Ružbachy – Nižné Ružbachy v doline Popradu, travertíny „travertínovej línie“ gánovského zlomu (Gánovce a Ondrej – Hôrka), výbežku Hornádskej kotliny k nízkemu medzikotlinovému rozvodu, travertínové kopy okolia Spišského Podhradia a i.

Pre úplnosť možno spomenúť výskyty eolických sedimentov pokrývajúcích fluvialne terasové akumulácie Torisy v Šarišskom podolí, ako aj výskyty organických sedimentov (humolitov) v močaristých miestach s nepriepustným podložím najmä Popradskej a Hornádskej kotliny.

NEČLENENÝ KVARTÉR

K sedimentom bez bližšieho stratigrafického zaradenia v rámci kvartéru pričleňujeme z účelového a technického hľadiska jednak travertíny (penovce), jednak rozličné genetické a litologické typy svahovín. Pretože stratigrafické rozpätie veku travertínov, ktorých rozsah a lokalizáciu zobrazuje mapa, siaha od pliocénu po recent, bola pre ne použitá len jedna vysvetlivka, spoločná pre celý región, označujúca ich ako úsek „neogén–kvartér“. Obdobne je situácia vyriešená pri deluviálnych sedimentoch so stratigrafickým rozsahom najčastejšie od vrchného pleistocénu po holocén.

Pliocén–holocén

29 sladkovodné vápence – travertíny a penovce

Sladkovodné vápence sa na zobrazenom území nachádzajú v podobe morfológicky výrazných svahových a údolných kôp (Ružbachy, Gánovce, Ondrej – Hôrka, Sivá brada, Sobotisko, Dreveník a i.), terás (Ružbachy, Holumnica, Šindliar a i.), kaskád na dne dolín s aktívnym tokom (Ružbachy, Dubovica – Holcija a i.) alebo len v podobe almov a inkrustovaných pôd v blízkosti prameňov (Baldovce, Lipovce). Horninová náplň týchto sedimentov je pestrá a pozostáva zo sypkých, zemitých až pieskovecových penovcov, štruktúrnych penovcov a doskovitých, penovcových a pevných masívnych travertínov.

Pretože podrobná a detailná stratifikácia, morfoanalýza a mikrolitofaciálny rozbor týchto útvarov si vyžaduje špeciálnu publikáciu, neboli sladkovodné vápence pre potreby geologickej mapy bližšie stratifikované. V stručnosti sa zmieňujeme len o najznámejších lokalitách.

Travertínový komplex Vyšné a Nižné Ružbachy je situovaný na neotektonických líniiach doliny Popradu, presnejšie v bočnej Ružbašskej doline potoka Rieka, ľavobrežného prítoku Popradu. Hlavný smer zlomových línii je SSZ–JJV.

Ide o veľkú kompaktnú skupinu travertínových a penovcových telies (s vývermi liečivých minerálnych vôd) na lokalite Vyšné Ružbachy (najmä v kúpeľoch) a o travertínové doskovito-terasovité telesá Nižných Ružbách. Posledné mapovacie makroštúdium na účely tejto geologickej mapy (komplexná morfoanalýza telies, makrolitofaciálny rozbor horniny) priniesli niekoľko nových poznatkov k možnostiam stanovenia ich bližšej stratigrafie a geologického vývoja. Zatiaľ je možné konštatovať, že tvorba travertínov sa tu nepochybne začala už v počiatkoch plenipleistocénu a prerušovane prebieha až dodnes.

Travertíny tohto komplexu sú vo väčšine belavosivé, pevné, kompaktné, slabšie porózne a často doskovité. Unikátom je zachované kráterové teleso („kráter“) s jazierkom silného živého výveru vôd. V travertínoch Nižných Ružbách sa miestami nachádzajú aj uzavreniny drobných štrkov (kremence a kremenné pieskovce a i.).

V miestach výverov minerálnych prameňov sú na travertínovej línii gánovského zlomu hojne rozšírené vápnné pramenné sintre. Tento druh sladkovodných vápence sa vyskytuje od Gánoviec cez dolinu Gánovského potoka až po Ondrej – Hôrku.

Gánovské travertíny sú rôzneho veku i genetického typu: najmladšie (recentné) a holocénne sú vápnné inkrustácie, povlaky až penovce, potom zväčša pleistocénne, viac-menej kompaktné doskovité travertíny a travertínové kopy. Spreádzajú ich pramene a výverky minerálnych vôd (vrátane vrtných).

Vo veľkej travertínovej kope Hrádok v Gánovciach je svetoznáme nálezisko lebky (mozgovne) *Homo sapiens neanderthalensis* a rozličných cicavcov, kostí stavovcov, ulít mäkkýšov (gastropóda), odtlačkov makroflóry a i. Kopa sa v hlavnej časti datuje do posledného interglaciálu (riss-würm) a do strednopaleolitickej kultúry mousterien.

Nálezisko v travertínovej kope Ondrej – Hôrka (s výskytom členitej série hlinitých a fosílnych pôdnych vrstiev) je v posledných rokoch objektom sústredeného komplexného výskumu geológov a archeológov zo Slovenska i Českej republiky. Z najnovších výsledkov tunajšieho výskumu možno spomenúť nález lebky fosílného človeka a artefaktov kladených do stredného paleolitu (mousterien), nálezy kostí stavovcov a ulít mäkkýšov. Stratigrafické zaradenie vrstiev a polôh lokality je doteraz predmetom diskusií. Ide o finálne stupne stredného až vrchného pleistocénu.

Ako poslednú z významných lokalít možno spomenúť skupinu mohutných travertínových a travertínovo-penovcových telies okolia Spišského Podhradia v Podhradskej kotline tvoriacej podcelok Hornádskej kotliny. Telesá (kopy) sú tu väčšinou situované v pásme tektonicky ohraničenej, pod paleogén poklesnutej východnej vetvy vikartovského chrbta na križovaní s priečnymi zlomami paralelnými so s.-j. ohraničením Braniska. Najstaršie lavicovité až doskovité masívne sivobiele travertíny s častými uzavreninami štrkov paleogénu a kryšta-

linika (pliocén–spodný pleistocén) sú na lokalitách Dreveník – Spišský hrad a Šibeničná hora. Všetky sú poznačené centrálnym blokovým rozpadom destabilizovaných okrajových častí, gravitačne poklesávajúcich po ílovcových horninách paleogénu. Mladšie doskovité travertíny s pieskovcovými a štruktúrnymi penovcami (spodný až stredný pleistocén) nachádzame najmä na západnejších lokalitách Spišská Kapitula, Kalvária a najmladšie (vrchný pleistocén–holocén až recent) na lokalite Sivá brada. Recentné vývery tunajších minerálnych vôd sú okrem spomínaných hornín lemované výskytom sypkých až zemitých penovcov a inkrustovaných zemín vytvárajúcich na úpätí almy.

Pleistocén–holocén

28 zosuvy

Takmer všetky zosuvné telesá zobrazené na geologickej mape sú viazané na hutianske a zuberecké súvrstvie podtatranskej skupiny paleogénu obsahujúce ílovcové vrstvy, ktorých sklon približne zodpovedá sklonu svahov. Na mape sú zobrazené len zosuvy väčších rozmerov. Ide najmä o plytké plošné zosuvy (Lipany – Dubovica a i.), ale aj kryhové až blokové zosuvy (Čierna hora – Tichý Potok, Brezovica, Jakubany – Kýčery a i.). Bližšie informácie sú v kapitole o inžinierskogeologických pomeroch územia.

27 svahoviny vcelku – litofaciálne nečlenené (nerozlíšené svahové hliny a sutiny)

Do tejto skupiny zaradujeme tie sedimenty, pri ktorých nebolo možné technicky (malé plochy rozšírenia), ale aj v dôsledku častého striedania frakcií jednotlivých svahovín a sutín stanoviť reprezentačný typ. Spravidla ide o zmes svahovín a sutín, od balvanovito-blokovitých, kamenitých, piesčito-kamenitých a piesčitých cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po výlučne hlinité. Na mape je zaznamenaná len hrúbka presahujúca odhadom 2 m.

26 balvanovito-blokovité kamenité akumulácie polygenetických (periglaciálnych) svahových sutín

Väčšinou ide o druhotne soliflukčne rozvlečené balvanovito-blokovité sedimenty morén, resp. produktov mrazového zvetrávania hornín, nachádzajúce sa v pásme úpätia Vysokých Tatier (severne od Tatranskej Lomnice a i.).

25 svahové hliny (polygenetické), sporadicky s obsahom sutín

Výraznejší, až plošne prevažujúci výskyt týchto sedimentov zaznamenávame na menej exponovaných územiach s hladko modelovaným reliéfom na flyšových

súvrstviach s prevažujúcim obsahom ílovcov (Popradská, Lubovnianska a Hornádska kotlina, Jakubianska brázda, Šarišské podolie, územie južne od Levoče, resp. územie medzi Fričovcami a Víťazom a i.). Ide o pôvodné eluviálne pokrovy poznačené pôdotvornými procesmi, neskôr resedimentované, resp. len posunuté do nižších polôh vplyvom svahových procesov (ron, tečenie, soliflukcia a i.). Často prechádzajú do deluviálno-fluviálnych splachových hĺn, s ktorými úzko geneticky súvisia a často s nimi tvoria pokryvy strednopleistocénnych fluviálnych sedimentov riečnych terás Hornádu (Spišská N. Ves), Popradu (Stará Lubovňa) a Torusy (Sabinov, Šarišské Michaľany). Ich hrúbka často presahuje 2 m.

24 hlinito-kamenité, piesčité, piesčito-kamenité až kamenité sutiny

Ide o najčastejší a plošne i objemovo najrozšírenejší typ sedimentov na celom zobrazenom území, no obzvlášť v samotných Levočských vrchoch, v Hromoši, Bachurni a Šarišskej vrchovine. Hliny a piesčité hlíny tohto typu obsahujú premenlivé množstvo skalných úlomkov až blokov, ktoré niekedy prevažujú. Na miestach s výstupom zlepcov (borovské súvrstvie, šambronské vrstvy) sú medzi úlomkami hojné aj obliaky.

Na exponovaných svahoch s výstupom skalného podložja, resp. na miestach skalného rútenia, nachádzame kamenné moria (Čierna hora – Tichý Potok, Spišská – 1 056,5 m n. m, Kýčery – 1 060,6 m n. m). Sutiny tvoria takmer kompaktný pokryv podložja, no situácia na mape zohľadňuje len ich hrúbku presahujúcu 2 m.

23 deluviálno-fluviálne, splachové (ronové) hlíny a piesčité hlíny, miestami s úlomkami

Výskyt uvedeného typu sedimentov je viazaný prevažne na horninové komplexy s vyšším pomerným zastúpením ílovcov (hutianske súvrstvie). Ide o akumuláciu jemnozrnnejších spláchnutých súčastí pôdneho pokryvu, ale aj drobného detritu pochádzajúceho zo zvetraných eluviálnych sedimentov. Sedimenty nachádzame v dnách niektorých úvalín, úvalinových dolín, dolín bez aktívneho toku a na úpätiach miernych svahov lemujúcich dná dolín (Hornádske podolie, Jakubianska brázda, Šarišské podolie, Šarišská vrchovina a i.).

Pleistocén

Spodný (starý) pleistocén

Premindel

Tieto kvartérne usadeniny vytvárajú najstaršie náplavové kužele a terasy na predpolí Vysokých a Belianskych Tatier v strednej a v. časti Popradskej kotliny.

Vcelku sú to hrubé štrky, granitoidné alebo polymiktné (bez granitoidov i s granitoidmi), typicky silno navetrané až rozvetrané, s hojnými pieskami a rozsypmi, všeobecne slabo zrnitostne triedené, zväčša chaoticky uložené. Hojná prítomnosť pieskov a rozsypov je pre granitoidy príznačná.

Podľa litológie, petrograficko-mineralogického zloženia a navetrania, úložných pomerov vrstiev, ich morfológie a morfometrie, výsledných foriem i konfigurácie povrchu a podľa rozšírenia sedimentov je možné potvrdiť, že ide o akumulácie (náplavy) glaciáluviálneho charakteru, vynesené z dolín Vysokých a Belianskych Tatier. Dnes sú zachované len vo zvyškoch kužeľov a terás potokov. Sedimenty i zachované formy povrchu pritom poukazujú na akumulácie usadené v troch generáciách. Všetky sú však staršie ako tie glaciáluviálne akumulácie v predpolí, pri ktorých môžeme podľa rovnakých uvedených kritérií, ale najmä na príklade západnejších výskytov (t. j. na predpolí Vysokých Tatier), konštatovať paralelizáciu so zachovanými morénami zaľadnení v Tatrách – presnejšie, zaľadnenia starého (smokovského), maximálneho (štôlskeho), predposledného (rakytovského), ako aj posledného zaľadnenia Štrbského plesa. Preto diskutované staré akumulácie aj na študovanom území zaraďujeme do spodného, čiže starého (premindelského) pleistocénu, a to v ďalej uvedených troch generáciách. Zodpovedajúce vrstvy nazývame (od najstarších) v miestnej tatranskej stratigrafii ako novolesnianske, hybianske a gerlachovsko-východnianske. Výskyty a charakteristiku jednotlivých vrstiev v kotline ďalej špecifikujeme len heslovite.

22 novolesnianske vrstvy

Najstaršie vrstvy kvartéru sú na území zachované na týchto lokalitách: litostratotypová oblasť Nová Lesná (západne od Novej Lesnej – Dolný Smokovec – Horný Smokovec); chrbát Smrkovec (vrcholová plošina severne od Veľkej Lomnice); na východe kotliny pri Malom Slavkove (plošina na chrbte Cigánka západne od obce). Od ostatných starších akumulácií sa výraznejšie odlišujú najmä maximálnym stupňom navetrania. Ide o rozpadavé, rozvetrané granitoidy s nepatrným obsahom kremencov a rozsypové piesky (náplav Skalného potoka a Kežmarskej Bielej vody). Rozsypy pri Novej Lesnej pozostávajú z obliakov.

21 gerlachovsko-východnianske vrstvy a hybianske vrstvy

V dôsledku nedostatku väčších odkryvov, ale najmä pre podobnosť litofácií spôsobujúcich ich slabú rozlíšiteľnosť v teréne, ich uvádzame spolu na nasledujúcich lokalitách: južnejšie výskyty (prínos z dolín Vysokých Tatier) – lokality na SZ od Veľkej Lomnice, v jv. okolí Novej Lesnej (ku Mlynici) a pri Veľkom Slavkove. V sedimentoch dominujú silno navetrané štrky z granitoidov s lokálne vzácnou prítomnosťou kremencov a silným podielom rozsypových pieskov.

Prevažujúci počet majú ostatné výskyty najmä pri dnešnom toku Čiernej vody a obojbrežne okolo súčasnej Kežmarskej Bielej vody (aj s paleogeografickým údajom vtedajšieho zdrojového toku náplavov). Na lokalitách západne od Rakús sú obliaky kremenca, vzácne aj karbonatických hornín (absencia granitoidov) s hrubou kôrou navetrania (náplavy Bielej), prislúchajúce zrejme k relatívne staršej generácii. K mladšej generácii možno priradiť sedimenty troch výskytov – Spišská Belá-juh (náplav Bielej s prevahou kremencov bez granitoidov), a najmä Mlynčeky-severozápad (náplav Kežmarskej Bielej vody s prevahou granitoidov a kremencov) a Stráne pod Tatrami-juh, kde v náplave Kežmarskej Bielej vody a Skalnatého potoka dominujú granitoidy, menej kremence, zriedkavo i paleogénne pieskovce.

Okrem toho, dve staré, na mape bližšie vekovo nerozlíšené akumulácie sú na lokalite Spišská Belá-severozápad (Myší vrch) v náplave Bielej s obliakmi kremenca a vzácne aj karbonatických hornín a pieskovcov paleogénu bez granitoidov, na lokalitách Kežmarok/Strážky, Mlynčeky-východ (Kamenec), Stráne pod Tatrami-sever a Kežmarok-západ, všade s prevahou granitoidov nad kremencami, vzácne paleogénnych pieskovcov a i., čo poukazuje na náplavy Kežmarskej Bielej vody. Posledný (veľký) výskyt je na ľavobreží Popradu na úseku Huncovce – Malý Slavkov („na Huncovskom“), kde obliaky, zrejme naplavené Kežmarskou Bielou vodou a Skalnatým potokom, pozostávajú dominantne z granitoidov a len ojedinele z kremencov a iných hornín.

Paralelizácia opísaných glaciáluviálnych sedimentov v terasovom systéme sa týka plošinovej terasy a vysokých terás (IX, VII, VI). To zodpovedá spodno-pleistocénnym stupňom (biber, donau, günz).

20 reziduálne fluviálne štrky (güenz)

Zvyšky štrkov vysokých terás sú na študovanom území zriedkavé a až na oblasť úseku doliny Popradu (od línie Toporec -- Holumnica až po Plaveč a Orlov) zatiaľ spoľahlivo nepotvrdené. Z troch (štyroch) úrovní je v doline Popradu významná a preukázateľná len najnižšia z nich. Ide o plošinku chrbta sz. od Podolínce (+80 m nad Popradom) a dve izolované plošinky (Šibeničná hora a Jarabinská) sz. od Starej Ľubovne (+95 m nad tokom Popradu). V Podolínci pozostávajú reziduá navetraných štrkov z miestnych pieskovcov paleogénu a pri Starej Ľubovni z roztratených štrkov s \varnothing 2–8 cm, obsahujúcich obliaky zo sivých kremenných pieskovcov, resp. z poloopracovaných klastík ílovcov paleogénu.

Záverom o paleogeografii možno konštatovať, že pre riekú popradského smeru tečúcu v tom čase nemožno petrograficky preukázať prínos materiálu z Tatier. Spomenutá akumulácia patrí do tzv. 3. vysokej terasy (najnižšej), do stupňa VI (VIa), teda do mladšieho stupňa günz.

V povodí Hornádu a Torysy nie je otázka premindelských štrkov zatiaľ spoľahlivo vyriešená. Známa je síce prítomnosť pozostatkov menších, laterálnou eróziou zarovnaných plôch vo výške +80 až 100 m (Hornád, Torysa) nad tokom, ale výskyt ojedinelých, na nich sa nachádzajúcich nezvetraných obliakov kremeňa, kremenca, vápenca, bázických a kyslých paleovulkanitov (Hornád – Teplička) alebo nezvetraných obliakov kremeňa, kremenca aj kremenného pieskovca a vápenca (Torysa) jednoznačne nepotvrdzujú fluviálnu genézu. Výskyt skôr pripomína obliaky uvoľnené zo zlepencov borovského súvrstvia, resp. v doline Torysy z konglomerátov bielopotockého súvrstvia a šambronských vrstiev paleogénu.

Stredný pleistocén (staršia časť)

Mindel

19a fluviálne štrky a piesčité štrky (nerozlíšené akumulácie vrchných terás)

V popradskej kotline ide o malé zvyšky štrkových terasových akumulácií potokov na juh od Novej Lesnej a v Stráňach pod Tatrami, pozostávajúcich z piesčitých štrkov granitoidov s menším obsahom často dosť navetraných paleogénnych pieskovcov.

V nadväzujúcej doline Popradu sa terasové štrky zachovali v dvoch oblastiach. V prvej z nich pri Nižných Ružbachoch ide o 4 výskyty pozdĺž Popradu s bázou štrkov +60 (65) m a tiež 82 m nad tokom. Druhá oblasť s hlavným a zložitejším výskytom je v medzihorskej zníženine prítokových potokov Veľký Lipník (Litmanovský potok) a Malý Lipník, prakticky len na ľavobreží Popradu medzi Hniezdnym a Starou Ľubovňou. Spolu je tu 9 izolovaných výskytov. Bližšie z nich, ktoré priamo súvisia s riekou Poprad, majú relatívnu výšku bázy štrkov +45 až 50 m alebo +58 m a tiež +65, resp. 67 m (vyšší stupeň) nad tokom. Výskyt analogickej terasovej plošinky so štrkami je aj na pravobreží v Starej Ľubovni so štrkovou bázou asi +60 m nad Popradom.

Sedimenty terás pri Nižných Ružbachoch tvoria na vyššej terase rezíduá hrubých a veľmi hrubých štrkov (\varnothing 5–15 cm) zložených z kremencov a kremenných pieskovcov s prímiesou poloopracovaných miestnych paleogénnych pieskovcov. Aj v nižšej terase je už zachovaná akumulácia polymiktných štrkov (rozličné kremence a kremenné pieskovce, pieskovce paleogénu, ojedinele granity z Tatier) s hrubými a veľmi hrubými obliakmi (\varnothing 5–10–15 cm). Sedimenty analogických ľavobrežných izolovaných terasových „čiapok“ na úseku Hniezdne – Stará Ľubovňa možno charakterizovať pri vyššom stupni (Hniezdne) ako stredné až hrubé štrky (\varnothing 2–5–10 cm) pozostávajúce z kremencov a kremenných pieskovcov, granitov (\varnothing 2–6 cm) a pieskovcov i siltovcov paleogénu, zriedkavo z karbonatických hornín (vápenkové rohovce, sivé vápence). V nižšom stupni

(favobrežie pri Starej Ľubovni) sa našli štrky s \varnothing 2–6 cm, boli tu zastúpené kremence a kremenné pieskovce, málo karbonatické horniny, vzácné aj pieskovce paleogénu (granity sa tu zatiaľ v riedkom povrchovom výstupe priamo nezistili).

Z uvedených poznatkov vyplýva, že všetky študované terasové sedimenty v doline Popradu boli po celý čas transportované Popradom až z Tatier. Morfopozične a podľa materiálu sedimentov ide o terasové akumulácie tzv. vrchných terás (stupne V, IV), ktoré na mape bližšie nerozčleňujeme. Stratigraficky to značí mindelské stupne.

Začiatok ich sedimentácie znamená vo vývoji kvartéru doliny Popradu zásadnú sedimentačnú (paleogeografickú) zmenu. Spôsobili ju neotektonické pohyby, výrazne aktívované v tejto etape kvartéru (dislokačná kryhová tektonika).

Pomerne hojný výskyt tejto fluviaálnej akumulácie, doložený v dvoch stupňoch (úrovniah tzv. vrchných terás) zaznamenávame aj v povodí Torysy. Piesčité štrky tu vystupujú vo forme pruhu prerušovaného bočnými prítokmi pozdĺž hlavného toku, no najmä na väčších plochách pri Sabinove. Báza štrkov tohto zdvojeného systému sa tu pohybuje vo výške +65 až 70 m (vyšší stupeň) a +45 m nad hladinou toku. Hrubozrnné opracované štrky týchto akumulácií pozostávajúce väčšinou zo zvetraných obliakov pieskovcov, spestrených karbonátmi a kremencami, sú často pokryté piesčitými deluviálnymi hlinami a eolickými sprašovými hlinami, čím ich hrúbka narastá na 8–10 m.

V zobrazenej časti údolia Hornádu a jeho väčších prítokov nie sú zatiaľ akumulácie staršej časti stredného pleistocénu spoľahlivo doložené, i keď ich niekdajšia prítomnosť je veľmi pravdepodobná. V zodpovedajúcej výške +70 až 80 m nad hladinou toku Hornádu nachádzame zvýšený výskyt inak ojedinelých obliakov kremeňa, kremencov a vápencov. Ich vzhľad a slabá miera navetrania pripomína obliaky uvoľnené zo zlepcov borovského súvrstvia bazálneho paleogénu. Tieto štrky sa nachádzajú väčšinou na pozostatkoch menších, laterálne zarovnaných plochách po oboch stranách doliny Hornádu medzi Tepličkou a Vítkovcami.

19b glaci-fluviaálne štrky, hrubé až balvanovité

Sedimenty predstavujú pásy rozčlenených kužeľovo-terasových výskytov, vytvárajúcich v súčasnosti zhruba paralelne vyššie úrovne chrbtov, ktoré od vyústenia tokov z tatranských dolín do kotlinového predpolia pohoria nasadajú takmer kolmo na priebeh úpäťnej línie Vysokých a Belianskych Tatier. Postupnosť chrbtov s výskytom glaci-fluviaálnych hrubých až balvanovitých štrkov sa začína v smere priebehu úpätia pohoria štrkami rieky Poprad na jej pravobreží južne od Popradu a na vyvýšenine terajšieho gánovského rozvodia. Postupnosť vlastných chrbtov s glaci-fluviaálnymi štrkami je nasledujúca: 1. popri terajšom veľkoslavkovskom Červenom potoku vrátane výskytu na JZ od Matejoviec; 2. po

súčasnóm pravobreží Studeného potoka, t. j. popri terajšom Skalnom, a najmä Červenom potoku; 3. po ľavobreží Skalnatého potoka; 4. dva výskyty východne od Malého Slavkova možno pričleniť už k ľavobrežiu Skalnatého potoka; 5. hojné výskyty takmer výlučne na dnešnom ľavobreží Kežmarskej Bielej vody na sever až po terajší potok Čierna voda, a to najmä v priestore Rakúsy – Mlynčeky až Strážky – mesto Kežmarok; niekoľko výskytov na juhu presahuje až na dnešné pravobrežie Kežmarskej Bielej vody v páse medzi Stráňami pod Tatrami a mestom Kežmarok; 6. čiastočne po pravobreží Bielej (Rakúsy – cigánska osada, Spišská Belá-SZ a S).

Podľa uvedených výskytov možno v stručnosti charakterizovať sedimenty akumulácií takto: Na lokalitách 1, 2 a 3 sú zastúpené takmer výlučne granitoidy Vysokých Tatier. Náplavy rieky Poprad (Poprad-J, gánovské rozvodie) sú tu silno polymiktné, s prevahou granitoidov. V sedimentoch pri Malom Slavkove (lok. 4) dominujú granitoidy a zriedkavé zastúpenie majú pieskovce paleogénu a kremence. Výlučne vysokotatranský materiál dokladá vtedajšiu paleohydrografiú Skalnatého potoka. Početné výskyty rekonštruovaného migračného pásma Kežmarskej Bielej vody (lok. 5) na území kotliny podopierajú petrografickým zložením svojich štrkov paleomorfologické závery. Sedimenty sú polymiktné a prevažujú v nich granitoidy nad kremencami a vápencami a paleogénnymi pieskocami pri absencii metamorfitov. Popri riečke Bielej (lok. 6) ide vo výskytoch o obliaky kremencov, karbonatických hornín a paleogénnych pieskocov. Granitoidy sa tu nenachádzajú.

Sedimenty všetkých akumulácií a ich zvyškov pozostávajú z hrubých až balvanovitých štrkov (piesčité obliaky) so selektívnym, zväčša stredne intenzívnym navetraním.

Opísané akumulácie korelujeme s fluviálnymi akumuláciami oboch vrchných terás (V, IV), stratigraficky so stupňami mindelu, glaciálne s predmaximálnym čiže starým (smokovským) zaľadením Tatier.

Stredný pleistocén (mladšia časť)

Starší riss s. l.

18 glacigénne balvanovito-blokovité sedimenty, v rezíduu z denudovaných morén

Mladší riss s. l.

14 glacigénne balvanovito-blokovité sedimenty erodovaných morén

Ide o tzv. staršie morénové sedimenty a sčasti aj morény ako formy, nazvané morénami štôlskymi (maximálneho zaľadenia) a rakytovskými (predposledného

zaľadnenia). Tieto morény, na rozdiel od mladších morén posledného zaľadnenia, predstavujú zväčša iba erodované až denudované balvanovito-blokovité klastiká pochádzajúce z niekdajších koncových morén, zachovaných výlučne na kotlinovom predpolí glaciálnych vysokotatranských dolín v Popradskej kotline.

V rozsahu mapovaného územia sú to výskyty morén dvoch predposledných generácií vystupujúcich ako zvyšky štôlskych (maximálnych) morénových sedimentov v predpolí tatranských dolín, presnejšie v predpolí Studenej doliny pod Cestou slobody na J od Tatranskej Lesnej a na Ceste slobody medzi Tatranskou Lesnou a Tatranskou Lomnicou, ako aj v predpolí doliny Kežmarskej Bielej vody na svahoch pod zlomovým úpäťm pohoria obojstranne po jej toku. Všade ide o poloopracované bloky a balvany navetraných granitoidov (zo Studenej doliny) alebo bloky granitoidov aj s podielom rozličných vápencov a kremencov (z doliny Kežmarskej Bielej vody). Sedimenty úložne vystupujú spod čiel mladých morén Wb a Wc.

Mapované územie zaberá aj 2 zvyšky sčasti zerodovaných čelných rakytovských morén (predposledného zaľadnenia) v predpolí Skalnatej doliny vo svahu nad stanicou lanovky na SZ od Tatranskej Lomnice a v predpolí Studenej doliny nad Cestou slobody v Tatranskej Lesnej. Rakytovský morénový sediment tu tvoria poloopracované až poloostrohranné, zväčša len mierne navetrané granitoidové balvany a bloky (\varnothing asi 15–50 cm i viac) s drobnejšími „štrkovými“ klastikami (\varnothing asi 5–15 cm). Aj na nich sú naložené čelá mladých morén Wb a Wd₀.

Morénové sedimenty v redefinovanom alpskom systéme zodpovedajú glaciálnym stupňom starší riss (+protoriss?) a mladší riss.

Starší riss s. l.

17 glacifluviálne štrky a piesčité štrky, hrubé až balvanovité

Mladší riss s. l.

13 glacifluviálne piesčité štrky, prevažne hrubé

Tieto sedimenty dnes vytvárajú najčastejšie a najrozšírenejšie kvartérne pokryvy na celom kotlinovom predpolí Vysokých a Belianskych Tatier. Od vyústení z dolín Tatier sa pásy ich kuželových a terasových nánosov v dvoch až troch stratigrafických stupňoch šíria pozdĺž tokov podľa poradia v smere priebehu úpätia Tatier na SV.

Hlavné glacifluviálne stredné terasy rieky Poprad sa vyskytujú rozčlenené obojstranne v katastri mesta Poprad, no najmä na pravobreží rieky Poprad, počnúc od Spišskej Teplice vrátane centra mesta. Výskyty analogických glacifluviálnych terás prítokov z Tatier sú nasledujúce: 1. severozápadne od Veľkej

popri Gerlachovskej vode a Červenom potoku; 2. v širokom páse terás pozdĺž Studeného potoka; 3. pozdĺž Kežmarskej Bielej vody a Skalnatého potoka; 4. od vyústenia doliny rieky Bielej v Tatranskej kotline vo veľkom rozširujúcom sa vejári glacifluviálnych terás.

Sedimenty akumulácií uvedených terás pozostávajú obvykle z piesčitých štrkov, v ktorých prevažuje hrubá a veľmi hrubá frakcia (\varnothing 5–10–15 cm), niekde až balvanovitá (\varnothing 15–25 cm). Zrnitostná vytriedenosť je slabá, úložné textúry sedimentov sú pri viacerých výskytoch často neusporiadané. Obliaky sú opracované veľmi rozdielne, navetranie je vcelku slabšie a selektívne. Petrografické zloženie sedimentov je úzko závislé od znosových oblastí. V terasách Bielej prevládajú karbonatické horniny a kremence, menej pieskovce paleogénu, zriedkavé sú granitoidy. V terasách Kežmarskej Bielej vody, na rozdiel od toho, prevažujú granitoidy nad karbonatickými horninami, kremencami a pieskovcami paleogénu. Dominancia granitoidov s nepatrným zastúpením pieskovcov paleogénu je výrazná pri terasách ostatných tatranských prítokov Popradu. Terasy rieky Poprad majú štrky silno polymiktné (granitoidy, metamorfity, kremence, melafýry, vápence a pieskovce paleogénu).

Charakterizované glacifluviálne akumulácie treba paralelizovať s fluviálnymi akumuláciami až troch stredných terás (III, IIb, IIa). Stratigraficky zodpovedajú glaciálnym risským stupňom – protoriss (?), starší riss, mladší riss.

Starší riss s. l.

- 16** **proluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami;**
- 15** **fluviálne piesčité štrky a štrky**

Mladší riss s. l.

- 12** **proluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami;**
- 11** **fluviálne piesčité štrky a štrky**

Bližšie nečlenené fluviálne piesčité štrky stredných terás sa vo vlastnej časti Popradskej kotliny na predpolí Vysokých a Belianskych Tatier vyskytujú pozične v naložených dolinkách miestnych potokov. Zistili sa tam pozdĺž potoka Hučavy (Tatranská Kotlina-juh), potoka v Stráňach pod Tatrami, Chotárneho potoka pod Tatranskou Lomnicou, a najmä pozdĺž potokov v Novej Lesnej.

Okrem týchto ľavobrežných prítokov Popradu je prvý a druhý stupeň stredných terás výrazný v priestore Poprad-juh, t. j. v dolinke bývalého pravého prítoku Popradu z juhu, dnes len sčasti prietočnej a využitej pre hlavnú trasu železnice. Táto dolinka v pleistocéne nepochybne súvisela s odtokom Kvetnickej doliny na sever. Hlavné fluviálne štrkové akumulácie troch stredných terás sa

vyskytujú priamo v doline Popradu, kde tvoria celý jeho terasový systém. Ide o obojbrežný úsek doliny od okrajov mesta Poprad, zhruba od sútoku s Velickým potokom, odkiaľ približne náplavy rieky v terasách nadobúdajú fluviálny charakter, až po priestor Veľká Lomnica a Huncovce. Ďalej po toku sú už terasy kotliny zachované aj na pravobreží Popradu. V tomto úseku je zachovaná aj jediná štrková akumulácia najmladšej, čiže 3. strednej terasy (tzv. kežmarská mestská terasa v centre mesta a v Ľubici).

Sedimenty uvedených terás sú zastúpené piesčitými štrkami a štrkami. Podľa výskytu variabilne prevažujú stredné až hrubé (\varnothing 2–5–10 cm) alebo hrubé až veľmi hrubé (\varnothing 5–10–15 cm), rôzne opracované a vcelku menej navetrané obliaky. Od výskytov je závislé aj zastúpenie hornín. V štrkoch potoka Hučava sú prevažne karbonatické horniny a kremence, málo granitoidy a paleogénne pieskovce, v terasách potokov v Stráňach pod Tatrami, v Novej Lesnej a na JV od Tatranskej Lomnice dominujú granitoidy s menším obsahom pieskovcov paleogénu a polymiktné fluviálne štrky terás Popradu v priestore Poprad-juh obsahujú granitoidy, kryštalické bridlice, melafýry, kremence, vápence, pieskovce a ílovce paleogénu.

Fluviálne piesčité štrky a štrky akumulácií troch stupňov tzv. stredných terás sa v porovnaní s ich glacifluviálnymi ekvivalentmi aj vo východnej časti Popradskej kotliny (od Huncoviec) vyskytujú oveľa menej. Územie východu kotliny má tieto terasy sústredené predovšetkým v doline Popradu pozdĺž toku a sú tu zrejme pôvodne jedinými terasovými akumuláciami Popradu vôbec. V študovanom úseku vlastnej doliny od Veľkej Lomnice/Huncoviec po Podhorany/Holumnicu je ľavobrežné pásmo stredných terasových akumulácií až do Bušoviec takmer súvislé. Obliaky v terasách sú polymiktné. Dominujú granitoidy, potom nasledujú buď kryštalické bridlice a kremence, alebo pieskovce či ílovce paleogénu, sporadicky vápence, resp. melafýry. Zistená báza piesčitých štrkov popradskej terasy IIa sa v exkurznom odkryve Bušovce pri sútoku Bielej s Popradom nachádza cca +0,5 až 1 m nad hladinou Bielej, čo je asi +6 m nad blízkou hladinou Popradu a v ďalších izolovaných výskytoch na úzkom pravobreží Popradu v obciach Križová Ves, Huncovce, a najmä v jadre mesta Kežmarok (kežmarská terasa) a v Ľubici vo výške asi +4 až 5 m nad tokom Popradu (detto najnižšia stredná terasa Popradu IIa).

Analogické piesčité štrky strednoterasových fluviálnych akumulácií potokov majú na kotlinovom predpolí Belianskych a časti Vysokých Tatier nepatrný výskyt. Sú uložené ako náplavy v naložených dolinkách miestnych potokov, resp. potokov zo svahov úbočia Tatier i potokov z dolín bez pleistocénneho zaľadnenia. Tieto akumulácie sa zistili v priestore Výborná – Slovenská Ves pozdĺž vtedajšieho toku Výbornianskeho potoka z doliny pod kopcom Barich v Spišskej Magure, v doline od cigánskej osady v Rakúsoch po Strážky pozdĺž Čiernej vody, ako aj pozdĺž jej terajšieho pravého prítoku

(potok Krivodol) z obce Rakúsy a v doline Stránskeho potoka nižšie po toku od obce Stráne pod Tatrami.

Sedimenty opísaných akumulácií a výskytov na tokoch východnej časti Popradskej kotliny sú litofaciálne podobné, no zastúpenie hornín je rôzne a indikuje znosovú oblasť, resp. dolinu v Tatrách a jej príslušný tok. Ide vcelku o piesčité štrky a štrky s obliakmi, prevažne strednými až hrubými (\varnothing 2–5–10 cm) alebo hrubými či veľmi hrubými (\varnothing 5–10–15 cm), rôzne opracovanými a mierne až málo navetranými.

V akumuláciách Výbornianskeho potoka nachádzame pieskovce a ílovce paleogénu, v náplavoch pozdĺž Čiernej vody a potoka Krivodol pieskovce paleogénu, granitoidy, kremence, vápence (resedimentácia časti glaci-fluviálnych náplavov Kežmarskej Bielej vody) a v náplavoch Stránskeho potoka prevažne pieskovce paleogénu a granitoidy (resedimentácia z glaci-fluviálnych náplavov najmä Skalnatého potoka).

Proluviálne náplavy výškovo členitého systému kužeľov sú lokalizované iba v oblasti Výborná – Slovenská Ves – Vojňany na východnom koncovom okraji Popradskej kotliny. Výnosové sedimenty kužeľov potokov zo Spišskej Magury (pozri mapu) sú tvorené pieskovcami a ílovcami paleogénu, sú málo opracované (s prímiesou úlomkových klastík), slabo triedené, často hlinité až piesčito-hlinité.

Charakterizované fluviálne (proluviálne) sedimenty akumulácií Popradskej kotliny patria v systéme terás ku všetkým trom stredným terasám (III, IIb, IIa). Stratigraficky ekvivalentné sú risské glaciálne stupne – protoriss, starší a mladší riss.

Starší riss

16 proluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami;

15 fluviálne piesčité štrky a štrky (akumulácia 1. a 2. strednej terasy)

Tieto fluviálne sedimenty sú sčasti rovnakého veku ako sedimenty opísané v predchádzajúcom texte. Keďže však osobitne dolina Popradu (t. j. úsek toku mimo Popradskej kotliny), ale aj doliny Hornádu, Torysy a ďalších väčších tokov zobrazeného územia majú vo vzťahu k Popradskej kotline jedinečný a odlišný ráz náplavov, opisujeme ich osobitne. Fluviálne akumulácie všetkých troch, resp. niekde len dvoch stredných terás sú základom stavby kvartéru v dolinách spomínaných hlavných tokov.

Stupeň staršej akumulácie sa zistil iba pri Starej Ľubovni. Báza štrkov pozostávajúcich prevažne z kremencov, paleogénnych pieskovcov a len ojedinele z granitov je tu v úrovni asi +35 m nad hladinou Popradu.

Hlavný stupeň možno označiť v doline Popradu ako staroľubovnianska terasa. Prvý výskyt sa nachádza na ľavobreží toku nad železničnou stanicou Nižné Ružbachy a ďalší v Starej Ľubovni vo forme prerušovane súvislej sídelnej terasy mesta v dĺžke vyše 2,5 km pozdĺž Popradu na jeho pravobreží. Ďalej sú tu známe aj 2 izolované terasky na ľavobreží. Nižšie po toku je výrazný ľavobrežný izolovaný chrbát terasky pri železnici (Chmeľnica) a pravobrežná prerušovaná terasa v obci Plavnica.

Relatívna výška bázy štrkov terasového stupňa nad tokom v súčasnosti kolíše v sumárnom rozpätí od +15 do +28 m. Presnejšie v Nižných Ružbachoch je to +15 až +17 m, v Starej Ľubovni na typovej terase pravobrežia postupne po toku od +18 do +22 m a za priečnou dolinou Jakubianky +18 m, na ľavobrežných teraskách pri Starej Ľubovni +27 až 28 m, v Chmeľnici +20 až +22 m a v Plavnici na polosúvislej terase +19 až +20 m, za priečnou dolinou Plavnického potoka i okolo +17 m. Príčinu rozkolísania morfometrických údajov bázy štrkov možno interpretovať účinkami neotektoniky.

Akumulácia hlavnej terasy v doline Popradu dosahuje hrúbku 10–5 m (Nižné Ružbachy, ľavobrežie pri Starej Ľubovni), 15–20 m (typová terasa v Starej Ľubovni) alebo 10 m (Chmeľnica, Plavnica). Jej sedimenty pozostávajú zo zväčša stredno- a hrubozrnných (\varnothing 2–5–10 cm) až veľmi hrubých (\varnothing 10 až 15 cm) piesčitých štrkov s maximálnym \varnothing obliakov okolo 20 cm. Polymiktné štrky tvoria prevažne kremence a kremenné pieskovce, pieskovce a ílovce paleogénu, karbonatické horniny, ktorých obsah miestne kolíše, granity a i. Menšia časť obliakov je poväčšine selektívne mierne navetraná. Štrkové súvrstvia súvislejších výskytov terasy sú obvykle zvodnené.

Uvedené skutočnosti svedčia o riečnej genéze sedimentov naplavených už terajším tokom Popradu z Tatier.

V údoliach Hornádu a Torysy je z dvoch úrovní terasového systému tohto obdobia zachovaná len mladšia – hlavná stredná terasa IIb. Tá je v údolí Hornádu pomerne dobre vyvinutá najmä v mimoprelomových úsekoch (Spišské Bystré – Spišský Štiavnik, Spišské Vlchy a i.). Pri týchto plošne najrozsiahlnejších výskytoch dosahuje hrúbka jej sedimentov až 10 m a báza piesčitých štrkov kolíše v rozmedzí +15 až +25 m nad hladinou toku. Prelomové úseky majú túto akumuláciu plošne i objemovo veľmi zredukovanú (erózne zvyšky po oboch stranách toku). Hrúbka sedimentov tu kolíše od 2 do 4 m a výška eróznej bázy od +20 do +28 m. V sedimentoch prevládajú pestré, dobre opracované, stredno- až hrubozrnné, selektívne navetrané piesčité štrky, tvorené v hornej časti úseku doliny Hornádu bazaltmi, kremencami, permskými pieskovicami a mela-fýrmi, v dolnej časti pieskovicami paleogénu, vápencami a permskými pieskovicami.

V údolí rieky Torysy tvoria horninovú náplň fluviálnej akumulácie hlavnej strednej terasy dobre opracované a selektívne mierne navetrané piesčité štrky

tvorené pieskovcami, kremencami, kremeňom a sporadicky vápencami. Bába terasy sa nachádza vo výške +18 až +28 m. Hrúbka akumulácie narastá v smere toku od 2 do 6 m.

Všetky stupne spomínaných fluvialnych akumulácií prínáležia v karpatsko-panónskom systéme terás Slovenska k prvej, a najmä druhej, čiže hlavnej strednej terase, teda k stupňom III a IIb. V alpskej redefinovanej strednoeurópskej škále kvartérnej stratigrafie zodpovedajú glaciálom (stupňom) protoriss a starší riss.

Mladší riss

11 fluvialne piesčité štrky (akumulácia 3. strednej terasy);

12 proluvialne hlinité štrky s úlomkami

Táto fluvialna štrková akumulácia najnižšieho terasového stupňa zo všetkých kvartérnych sedimentov na celom mapovanom území je v doline Popradu najlepšie dokumentovaná odkryvmi na známych lokalitách v Podolínci (ľavobrežná terasa nad železnicou v meste), v Nižných Ružbachoch (ľavobrežná sídelná terasa v strede obce), vo Forbasoch – Hniezdnom (pravobrežný výskyt „typovej“ súvislej terasy nad železnicou – exkurzná lokalita Hniezdne-juh), v Hniezdnom (2 výskyt v oblasti potočnej vodnej nádrže nad cestou na SV od obce – exkurzná lokalita Hniezdne-sever s najkrajším odkryvom celého študovaného územia vôbec), v Starej Ľubovni (pravobrežné výskyt nižšej sídelnej terasy v meste), v Plavnici – Hromoši (pás pravobrežnej terasy – exkurzná lokalita Plavnica s odkryvom nad železnicou) a v Plavči (pravobrežný pás terasy nad cestou pred vstupom do obce).

Najčastejšia hodnota výšky báz štrkov nad tokom Popradu, opierajúca sa najmä o zistenia v spomenutých odkryvoch, predstavuje +4 m s odhadom do hĺbky terasy až +6, +7 m a v Plavnici na terasovej hrane je báza štrkov v úrovni asi +6 m nad tokom. Hrúbka akumulácie podľa stavu zachovania terasy miestne kolíše, a to od 5–10 m do najčastejších 10–15 m. Maximálna hodnota je odhadnutá až na 20 m.

Sedimenty terasovej akumulácie Popradu predstavujú súvrstvie piesčitých štrkov. Tie sú prevažne hrubé až veľmi hrubé (\varnothing 5–10–15 cm), sporadicky stredné (\varnothing 2–5 cm) a balvanovité (max. \varnothing 25–30 cm), často obohatené aj o polohy hrubých pieskov so štrčíkmi. Obliaky sú miestami limonitizované a súvrstvie je horizontálne zvrstvené. Z hornín prevládajú kremence a kremenné pieskovce, charakteristicky hojné sú granity, najmä na báze súvrstvia, značný je aj podiel pieskovcov paleogénu, miestami sú prítomné aj karbonatické horniny (vápnité rohovce, vápence). Príznačný je fluvialny hlinitý až prachovito-jemnozrnne piesčitý pokryv štrkového súvrstvia v hrúbke do 1,5 m.

Od základného opisu sa mierne líšia len sedimenty stupňa v Plavnici. Štrky sú tam v hrúbke 1,5 m typicky zahlinené. Majú väčšie zastúpenie frakcií stredných a drobných štrkov (\varnothing 2–5 cm a 1–2 cm). Z hornín v uvedenom poradí je menší podiel karbonatických hornín a pieskovcov paleogénu.

Okrem sedimentov Popradu reprezentuje sedimenty Litmanovského potoka exkurzná lokalita Hniezdne-sever (Uhliská). Ide o silno štrkovité súvrstvie bez krytu. Z frakcií štrkov dominuje hrubá a stredná (\varnothing 5–10 cm a 2–5 cm), príznačne hojná je aj veľmi hrubá až balvanovitá frakcia (\varnothing 10–15–25 cm), sporadické sú drobné štrky a štrčíky (\varnothing 1–2 cm a okolo 1 cm). Štrky sú tu polymiktné, ale bez zastúpenia granitov. Pozostávajú len z hornín paleogénu, a najmä bradiel (kremence a kremenné pieskovce, rohovce, silicity, pestré vápence, žilný kremeň, pieskovce a siltovce paleogénu).

Získané údaje potvrdzujú fluviálny transport sedimentov tohto terasového stupňa doliny riekou Poprad. Iba na lokalite Hniezdne-sever ide o náplav jeho prítoku.

Popri spomínaných častých výskytoch tejto fluviálnej terasovej akumulácie v doline Popradu zaznamenávame častejší a rozsiahlejší výskyt aj pri sedimentoch nižšej strednej terasy Hornádu a jeho prítokov, tvoriacej výrazný prerušovaný stupeň i v prelomových úsekoch. Na miestach s rozsiahlejšími plochami tejto akumulácie (Spišský Štiavnik – Betlanovce, Smižany – Spišská Nová Ves, Olcava – Spišské Vlchy, Levočský potok a i.) dosahuje hrúbka sedimentov do 10 m, na iných miestach často kolíše od 2 do 8 m. Výška bázy štrkov sa v prelomových úsekoch pohybuje okolo +8 m nad hladinou toku, no na väčšine územia dosahuje len +3 až +5 m. Horninová náplň sedimentov je obdobná ako pri staršej hlavnej strednej terase. Vo vyššej, západnej časti toku Hornádu prevládajú bazalty, permské pieskovce, siltovce, vápence a kremence. Výnimku tvoria náplavy Levočského potoka, pozostávajúce temer výlučne z dobre opracovaných pieskovcov a siltovcov paleogénu s bohatou prímесou strednozrných pieskov.

V doline Torusy tvorí mladšia stredná terasa mnohopočetné malé, ale aj rozsiahle (Sabinov, Uzovský Šalgov), bočnými prítokmi prerušované plochy. Morfológicky veľmi výrazná je už od obce Brezovica. Jej báza štrkov sa pohybuje od +3 do +5 m nad tokom a hrúbka akumulácie od 2 do 8 m, pričom od Rožkovian je pokrytá aj premenlivou vrstvou spraší, sprašovitých a sprašových hlín. Horninová náplň je obdobná ako pri staršej akumulácii Torusy. Prevládajú navetrané pieskovce a siltovce, nezvetrané kremence, sporadické sú vápence a žilný kremeň.

Výrazné mladé stredné terasy sú zachované aj v údoliach Veľkej a Malej Svinky (Jarovnice).

Vo všetkých spomínaných prípadoch ide o tretiu strednú terasu (IIa) s najnižšou „naddnovou“ akumuláciou. V alpskej stratigrafickej škále zodpovedá predposlednému glaciálu – mladšiemu rissu.

Proluviálne akumulácie vytvárajú náplavové kužele v kontaktnej alebo obdobnej pozícii, v akej je opísaná terasová akumulácia IIa, a sú s ňou súveké.

Z územia zobrazeného na geologickej mape možno spomenúť 2,5 km dlhý terasovaný kužel pri vyústení potoka Holubnica do doliny Hornádu. Jeho materiál je stredne opracovaný a často sa v ňom striedajú štrky s úlomkami až blokmi. Petrograficky prevládajú rozličné druhy vápencov. Ojedinele sa tu nachádzajú aj kremence. Piesčitá frakcia je v telese rovnomerne rozptýlená a smerom na povrch pribúdajú hliny.

Plošne rozsiahle proluviálne akumulácie nachádzame aj medzi obcami Studené, Ordzovany a Pongrácovce v malej kotlinke sv. od Spišského Podhradia. Ide o ploché terasované kužele obsahujúce chaoticky usporiadané štrky a úlomky pieskocov paleogénu. Strednozrnná piesčitá frakcia je v telesách sústredená do šošoviek. Väčšiu časť ich povrchu pokrývajú 2–3 m hrubé vrstvy deluviálno-fluviálnych spláchnutých hĺn s úlomkami a štrkami pochádzajúcimi zo samotných telies.

Proluviálne (výplavové) hlinité štrky s úlomkami sú v doline Popradu vyvinuté a zachované vo forme kuželčeka iba na jedinom mieste, v Nižných Ružbachoch nad Kostolom. Ide o výnos z Ružbašskej doliny na kontakt s rovnovekou terasou Popradu v obci.

Vrchný (mladý) pleistocén

Würm

10 spraše, sprašovité a sprašové hliny

Výskyty uvedených typov eolických sedimentov zaznamenávame predovšetkým v doline Torusy (Šarišské podolie), v neucelenom pásme od Rožkovian cez Sabinov, Veľký Šariš a Prešov, ďalej pokračujúc na juh. Spraše pravobrežia Torusy tu v hrúbke 2–4 m pokrývajú jej stredné terasové akumulácie (Rožkovany, Sabinov, Ražňany, Ostrovany, Veľký Šariš a i.), alebo sa nachádzajú v úpätných častiach záveterných svahov (Uzovský Šalgov, Medzany, Prešov). Väčšinou ide o typické žltookrové vápnité spraše najmladšieho štadiálu, vo vrchnej časti prechádzajúce do drobnovrstvovitých vápnitých splachov, tvoriacich aj väčšiu hrúbku resedimentovaných sprašovitých hĺn. Lavobrežie Torusy reprezentujú popri menších výskytoch spraší v Sabinove najmä mohutné, až do 8 m hrubé veľkoplošné pokryvy sprašových hĺn medzi Sabinovom, Jakubovanmi a Šarišskými Michal'ňami. Najčastejšie pokrývajú štrkovo-piesčité akumulácie vrchných terás Torusy. Hliny sú podobné sprašiam, nevápnité. Obsahujú väčšie množstvo drobnozrnných, zväčša deluviálnych zložiek pozostávajúcich z ostrohranných úlomkov hornín paleogénu.

9 deluviálne sedimenty: balvanovito-blokovité akumulácie periglaciálnych sutinových kužeľov a prúdov

Ide o sedimenty hruboklastických sutinových kužeľov alebo prúdov, akumulované najmä v periglaciálnom prostredí (pleistocénnych glaciálov), a to lineárne usmernenými polygenetickými svahovými procesmi (geneticky sem patrí aj väčšina tzv. kamenných ľadovcov).

Tieto veľmi hrubé usmernené piesčito-kamenité sutiny sú na území zachované vo forme kužeľov pri zlomovom úpätí Vysokých Tatier v blízkosti Tatranskej kotliny a nad Kežmarskými Žľabmi, ako aj na okrajových svahoch plochého zálivu štrkových náplavov potoka v Tatranskej Lomnici.

8 glacigénne balvanovito-blokovité sedimenty morén

Z dolín Vysokých Tatier zasahujú do paleogénu kotlinového predhoria aj čelá mladých morén posledného zaľadnenia. Ide o morénové valy všetkých troch pleniglaciálnych štádií posledného glaciálu (würmu). Vo Vysokých Tatrách sa označujú písmenami ako štádium b (maximálne), štádium c (submaximálne) a štádium d₀ (hlavné ústupové štádium s výkyvmi).

Na zobrazenej časti územia Vysokých Tatier a ich predpolia sú známe výskyty čelných morén ľadovca Studenej doliny nad Tatranskou Lomnicou s valmi morén štádií Wb Štósy (morfolitostratigrafická jednotka) a Wd₀ Veža (morfolitostratigrafická jednotka), výskyty čelných morén ľadovca Skalnatej doliny nad Tatranskou Lomnicou s valmi morén štádií Wb a Wd₀ a výskyty čelných morén ľadovca doliny Kežmarskej Bielej vody nad Kežmarskými Žľabmi s valom morény štádia Wc Tatranská Lomnica.

Uvedené morény štádií posledného zaľadnenia na našom území tvoria mohutné valy koncových morén (najmä zo Studenej doliny). Hrúbka morénových akumulácií tu podľa morfoanalýzy dosahuje asi 20 m a v prípade morén ľadovca Studenej doliny rádovo vyše 50 m (cca 70–90 m). Morénové sedimenty sú hrubé, balvanovito-blokovité (klasty dosahujú aj viacmetrové rozmery), poloúlomkovité, pomerne čerstvé, zložené prakticky výlučne z granitoidov, iba pri Kežmarskej Bielej vode aj z karbonátov.

7 glacifluviálne hlinito-piesčité štrky, hrubé až balvanovité (obliaky)

Prevažnú väčšinu dnových štrkových akumulácií dolín územia Popradskej kotliny tvoria na predpolí Tatier náplavy glacifluviálnej genézy vynesené tokmi z čiel roztápajúcich sa a ustupujúcich dolinných ľadovcov Vysokých a Belianskych Tatier, a to v čase ústupu ich posledného zaľadnenia (glaciálu).

Výskyt tohto typu sedimentov je priebežný (pozri mapu), teda všade, kde nie sú v nasledujúcej vysvetlivke opísané výskyty dnových štrkov vo fluvialnej fáci.

Úložnou formou sedimentov sú plošné dnové štrkovité (štrkovito-balvanovité až piesčito-štrkovité) nánosy, ktoré sú v nivách obvykle prekryté tenkou vrstvou menej hrubozrnných nivných náplavov postglaciálu. Často sprievodné sú laterálne zvyškové stupne nízkych terás v nadnivnej pozícii alebo pri migrácii tokov celého dna fosílnych dolín opustených pôvodnými tokmi.

Sedimenty glaci-fluviálnych dnových štrkových akumulácií, ktorých hrúbka zriedkavo prevyšuje 10 m, tvoria prevažne hrubé a veľmi hrubé (\varnothing 5–10–15 cm) až balvanovité (\varnothing 15–20 cm) štrky. Sú zrnitostne slabo vytriedené, s častejšie menej opracovanými obliakmi a s nepravidelnou úložnou textúrou sedimentu. Petrografia obliakov sa líši podľa oblastí znosu. Napríklad v doline Bielej prevládajú v kotline vápence a kremence nad horninami paleogénu (pieskovce, ílovce) a sporadickými granitoidmi a v doline Kežmarskej Bielej vody v kotline prevažujú granitoidy nad vápencami, kremencami a horninami paleogénu. Akumulácie týchto sedimentov sú vždy silno zvodnené.

5 fluviálne piesčité štrky, piesčité štrky a hliny dnovej akumulácie;

6 proluviálne hlinité štrky s úlomkami

Na území Popradskej kotliny majú fluviálny charakter predovšetkým náplavy rieky Poprad, počínajúc od západných okrajov mesta Poprad. Okrem toho sa s jednoznačne fluviálnymi sedimentmi posledného glaciálu stretávame v kotline len zriedkavo. Ide predovšetkým o nánosy vôd niekoľkých potokov v pleistocéne nezařadnených dolín a svahov Tatier alebo potokov prameniach v kotline. Výskytu sedimentov zaznamenávame v dvojakej podobe. Jednak ako priame výstupy štokových akumulácií na povrch vo forme zvyškov morfológického stupňa nadnivnej, tzv. nízkej terasy, jednak v nive ako štrkové podložie pod jemnozrnejšími holocénnymi nivnými náplavmi tokov.

Sedimenty dnovej akumulácie rieky Poprad a niektorých jeho prítokov (Vojniansky, Slovenský a Výborniansky potok i potok Barich z úboče Spišskej Magury, dná dolín Hučavy a Čiernej vody, Stránsky, Chotárny a Lomnický potok v Tatranskej Lomnici a potoky južne od Novej Lesnej a i.) sú v Popradskej kotline v priemere tvorené prevažne stredno- a hrubozrnnými (\varnothing 2–5–10 cm) až veľmi hrubými (\varnothing 10–15 cm), rôzne opracovanými, väčšinou čerstvými piesčitými štrkami. Petrograficky sú rozdielne a závislé od oblasti znosu. Pri potokoch zo Spišskej Magury sú zastúpené takmer výlučne miestami až polostrohranné paleogénne pieskovce a siltovce (ílovce). Čierna voda i s prítokom má prevahu kremencov a vápencov nad granitoidmi a paleogénnymi pieskovcami. Stránsky potok, ako aj iné potoky priameho predpolia Tatier transportovali v dne doliny dominantne granitoidy a pieskovce paleogénu. Iba v dolinke pri Tatranskej Kotline sú štrky karbonatické, s pieskovcami paleogénu i granitoidmi.

Dnová štrková výplň Popradu dosahuje hrúbku 8–10 m. Je polymiktná (granitoidy, kremence, kryštalicke bridlice, vápence, melafýry, paleogénne pieskovce a ílovce). Pri železničnej zastávke a trati v Huncovciach sú zvyšky nízkej terasy Popradu tvorené výrazne hlinitými piesčitými štrkami, sčasti prekrytými aj bočnými hlinitými splachmi. Analogické hliny so štrkami sú aj v dne zníženiiny rašeliniska Spišská Belá-sever.

Fluviálna štrková výplň dna doliny Popradu a jeho väčších prítokov sa aj v mimokotlinovom úseku prejavila v povrchovom reliéfe buď v podobe priamych a pôvodných výstupov štrkových akumulácií vo forme zvyškov morfológického stupňa nadnivnej, tzv. nízkej terasy, resp. nízkej terasy potokov väčších dolín, alebo ako štrkové podložie (akumulácia) pod jemnozrnejšími holocénnymi nivnými náplavmi tokov.

Opisované fluviálne štrky dnovej akumulácie sú na pravobreží Popradu v samotných Levočských vrchoch najvýraznejšie vo forme zvyškov stupňa nízkej terasy v doline popradského prítoku Holumnického potoka, kde výškový rozdiel povrchovej nízkej terasy a príľahlej nivy predstavuje 2–3 m. Sediment tu má dominantné zastúpenie plochých obliakov paleogénnych pieskovcov (\varnothing najčastejšie 5–10 cm).

Báza štrkov dnovej akumulácie Popradu sa nachádza v priemere okolo 5 m pod úrovňou toku. Hrúbka súvrstvia sa tu pohybuje zhruba okolo 5–6 m v nive a 8–10 m v nízkej terase (miestami aj viac).

Sedimenty dnového štrkového súvrstvia v doline Popradu sú tvorené piesčitými štrkami, miestami po okraji nízkej terasy prekrytými mladšími splachovými hlinami. Štrky sú prevažne čerstvé, stredno- a hrubozrnné (\varnothing 2–5–10 cm) až veľmi hrubé (\varnothing 10–15 cm), opracované. Z hornín obliakov prevažujú rozličné kremence a kremenné pieskovce, ako aj granity, menej časté sú pieskovce (siltovce) paleogénu a podľa úsekov rieky kolísavo zastúpené aj karbonatické horniny (vápnité rohovce, vápence).

Vrchnopleistocéna fluviálna akumulácia sa okrem doliny Popradu a jeho prítokov prejavila aj na ostatnom území dvojakým spôsobom. Buď ako priame výstupy dnových akumulácií na povrch vo forme zvyškov priemerne 2–5 m vysokého stupňa nadnivnej, tzv. nízkej terasy (Hornád – Hranovnica, Hrabušice, Betlanovce, Olcava a i., Torysa – Krivany, Svinka – Jarovnice a i., Jakubianka), alebo ako štrkové podložie jemnozrnejších holocénnych nivných náplavov väčšiny tokov. Aj pri týchto tokoch pozostávajú sedimenty dnovej akumulácie z dobre opracovaných, čerstvých, stredno- až hrubozrnných piesčitých štrkov, smerom na povrch sa zjemňujúcich a v miestach zachovania nivných sedimentov prechádzajúcich aj do pieskov. V horských potokoch je charakter sedimentov dnovej akumulácie odlišný. Ak sa tu vrchnopleistocéna akumulácia zachovala, tak väčšinou vo forme na povrchu i globálne resedimentovaných piesčitých štrkov, často len poloopracovaných a s prímiesou klas-

tík. Najčastejšie však v horských potokoch dochádza k úplnému nahradeniu sedimentov vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie sedimentmi holocénu. Petrografické zloženie štrkov je veľmi variabilné a závislé od znosovej oblasti toku a dĺžky transportu (Hornád – čerstvé permské pieskovce, melafýry, bazalty, žilný kremeň, po toku pribúdajú karbonatické horniny a pieskovce, siltovce paleogénu, Torysa – prevažne čerstvé pieskovce, siltovce, sporadicky kremence a vápence). Hrúbka dnovej akumulácie Hornádu a Torisy kolíše v priemere od 4 do 8 m.

Vrchnopleistocénna štrková výplň dolín mapovaného územia – dnová akumulácia (I) – je výsledkom posledného periglaciálneho zaštrkovania dolín v pleistocéne. Z hľadiska alpsko-stredoeurópskej škály ide o würm.

Proluviálne sedimenty posledného glaciálu sú v doline Popradu v pozícii výplne dna doliny a predstavujú vôbec hlavné náplavové kužele územia. Známe sú výskyty kužel'ov vyústení Holumnického potoka, Krížneho potoka v Podolínci, potokov západne od Starej Ľubovne a v Novej Ľubovni, ako aj kužele potokov v Plavnici a v Plavči. Sediment predstavuje chaoticky uložené hlinité štrky s obsahom úlomkov hornín prevažne paleogénu.

Sedimenty vrchnopleistocénnych náplavových kužel'ov sú okrem doliny Popradu sústredené predovšetkým v dolinách Hornádu a jeho prítokov (Hranovnica, Harichovce, Teplička, Chrasť, Spišské Podhradie – Studené a i.), Torysy (Jakubova Voľa), ale aj v pohorí (Jakubany), a to v miestach vyústenia bočných dolín do dolín hlavných tokov. Prevažne štrkový materiál týchto náplavových kužel'ov je často premiešaný s hrubým, čiastočne opracovaným a chaoticky usporiadaným detritom. Štrky bývajú často veľmi zahľinené, zložené z hornín nachádzajúcich sa v znosovej oblasti toho-ktorého toku. Ich stratigrafická interpretácia je analogická ako pri štrkovej dnovej akumulácii.

Pleistocén / holocén

Würm / holocén

4 proluviálne hliny so štrkami a úlomkami

Tieto sedimenty sú na zobrazenom území pomerne časté. Tvoria prechodný typ medzi nízkymi a nivnými kužel'mi. Ich materiál je často uložený na sedimentoch dnovej akumulácie, alebo prstovite zasahuje do jej vrchnej časti. Tvoria ho najmä piesčité hliny so striedavým obsahom úlomkov hornín. Hliny zväčša zaberajú povrchovú časť (hrúbka 1–2 m). Bázu kužel'ov tvoria piesky a úlomky hornín priemeru do 5 cm, zväčša monotónneho petrografického zloženia. Priemerná hrúbka telies sa pohybuje okolo 4 m.

Holocén

3 organické sedimenty (humolity): rašeliny, rašelinové hliny

Na území Popradu, a najmä v priúpätnom páse Vysokých až Belianskych Tatier je na mape naznačených celkom 12 rašelinísk na lokalitách Poprad-juh (2x), Stará Lesná-sever (2x), Štósy nad Tatranskou Lesnou (2x), Štart nad Tatranskou Lomnicou (1x), Tatranské Matliare-juhovýchod (1x), Kežmarské Žľaby-východ až Rakúsy-západ (1x) a 2–3 km na JV od Tatranskej Kotliny (2x).

Najväčšie z nich v Kežmarských Žľaboch má rozlohu približne 16–18 ha. Rašeliny sú uložené najmä na štrkových akumuláciách dnových až strednoterasových glacifluviálnych náplavov, resp. na paleogénnom podloží; iba dve lokality sa nachádzajú na povrchu mladých morén (Štósy) alebo polygenetických sutín priúpätných svahov Tatier (Štart). Tvorba rašelin sa tu obvykle začína na zaničajúcich nivách holocénnych ramien potokov a iných postglaciálnych zníženín. Preto sú lokality rašelin väčšinou rozšírené v starých dolinách a koncom pleistocénu v dolinách opustených pôvodným tokom, a to najmä Kežmarskej Bielej vody a Studeného potoka.

Na severovýchodnom výbežku Popradskej kotliny sú vyvinuté tri rašeliniská strednej veľkosti: Podhorany-severozápad, Spišská Belá-sever a Rakúsy-východ.

Najväčšie a najvýznamnejšie zo spomenutých výskytov je rašelinisko Spišská Belá-sever. Rašeliny tu zaberajú plochu cca 12 ha a rašelinové hliny cca 22 ha. Leží v rozsiahlej a zamokrenej terénnej zníženine, ktorá je pozostatkom fosilnej doliny Bielej. Na paleogénnom podloží sú tu zachované zvyšky najmä najmladšej sedimentácie následných potokov po opustení toku Bielej. Tieto sedimenty sú tvorené hlinami so štrkami (würm), hlinami a humóznymi hlinami (holocén). Zníženina v súčasnosti sústreďuje zdrojnice odtokového potoka vyvierajúce zo zvodnených zvyškov glacifluviálnych štrkov najmladšej terasy Bielej, dnes rozmiestnených po okrajoch zníženiny.

Rašeliny sú prevažne vrchoviskového typu a dosahujú hrúbku rádovo do 2 až 3 m. V rámci prieskumu a odberu vzoriek na palynológiu boli sondované aj veľké rašeliniská Kežmarské Žľaby a Spišská Belá. Podľa predbežného spracovania materiálu odberov sa zistilo peľové spektrum, ktorého asociácie dokladujú holocénnu stratigrafiu v neprerušenom úseku boreál-subatlantik.

V konkávných častiach reliéfu na zvodnených miestach so zlým odtokovým režimom, resp. na miestach s nepriepustným podložíom sa aj na viacerých lokalitách priamo v pohorí, resp. v Hornádskej kotline zachovali rašeliniská vrchoviskového i slatinného typu, ako aj močiarne humózne hliny (Hrabušice, Baldovce, Lipovce a i.).

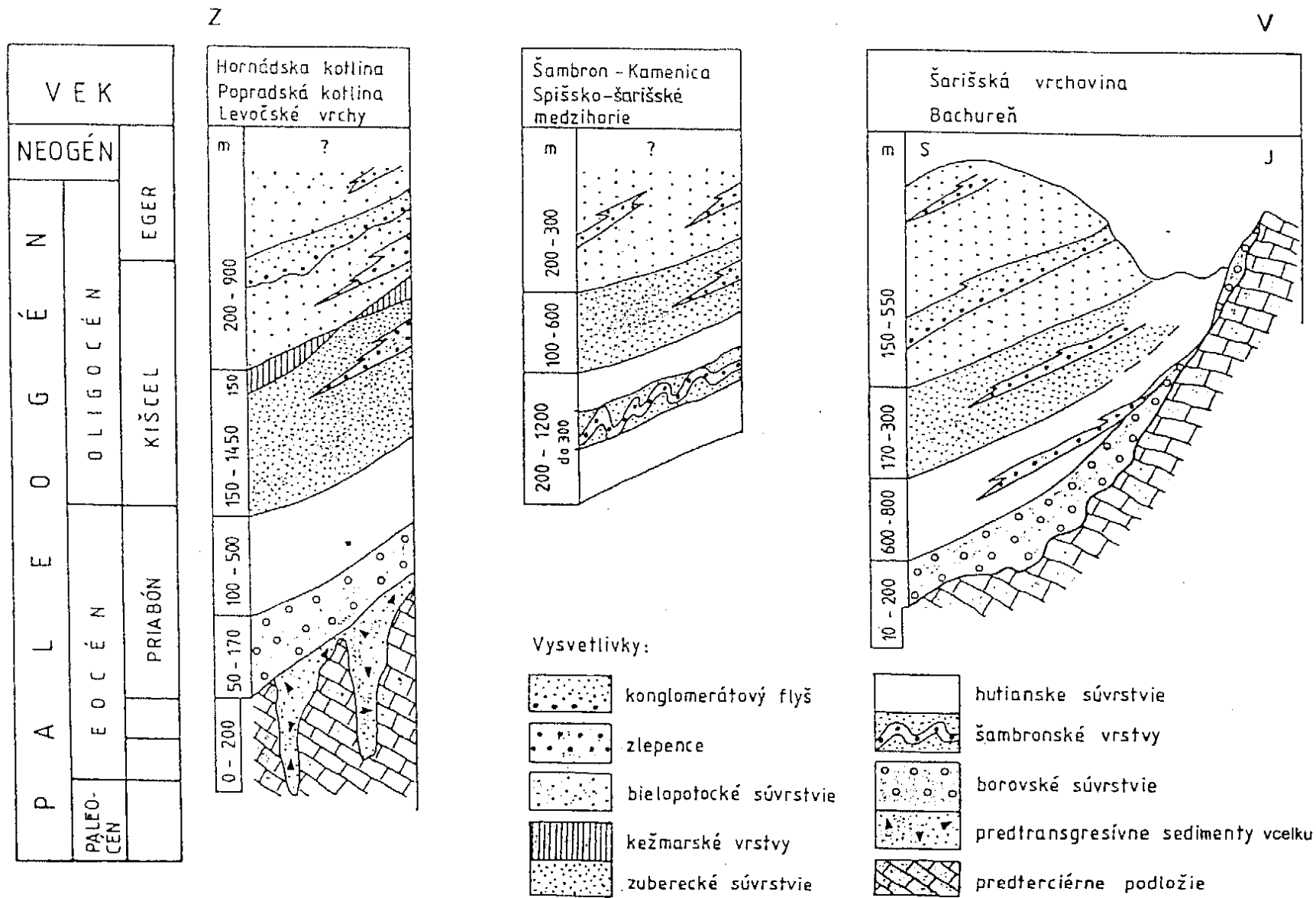
- 1 fluviálne nívne sedimenty (prevažne hlinité alebo hlinito-štrkovité);
- 2 proluviálne nívne hliny

Fluviálne postglaciálne náplavy tvoria aluviálny jemnozrnný sedimentačný pokryv štrkového súvrstvia dnovej akumulácie (alebo len samostatnú výplň dna dolín) pri všetkých tokoch tak, ako sú zobrazené na mape. Sedimenty sú väčšinou tvorené flovitými alebo piesčitými hlinami a pieskami, v spodnej časti s obsahom obliakov alebo úlomkov hornín. V horských potokoch, kde absentuje dnová akumulácia, sú tieto sedimenty tvorené hrubšími hlinito-štrkovými až balvanovito-štrkovitými alebo len piesčito-kamenitými akumuláciami v celom profile. V nivách riek Poprad, Hornád, Torysa, Veľká a Malá Svinka a v nivách potokov tieto sedimenty pokrývajú v malej hrúbke (1–1,5 m) niekedy litofaciálne ťažko odlišiteľné staršie (periglaciálne) štrkovité dnové akumulácie. Ide najmä o výrazné nívne štrky najmladších nánosov, obvykle najmä v prikorytovom páse nazývanom „kamence“ v zálivoch so štrkovými lavicami. Špecifikovaná litológia postglaciálnych náplavov je na mape lokálne vyznačená aj na najnižšom (nivnom) zvyškovom stupni fluviálnych náplavov (na tzv. vyššom nivnom stupni), a to na ľavom brehu riečky Bielej v Lendaku. Tunajšie hliny so štrkami poukazujú pozične a litológiou na usadenie na rozhraní pleistocénu a holocénu.

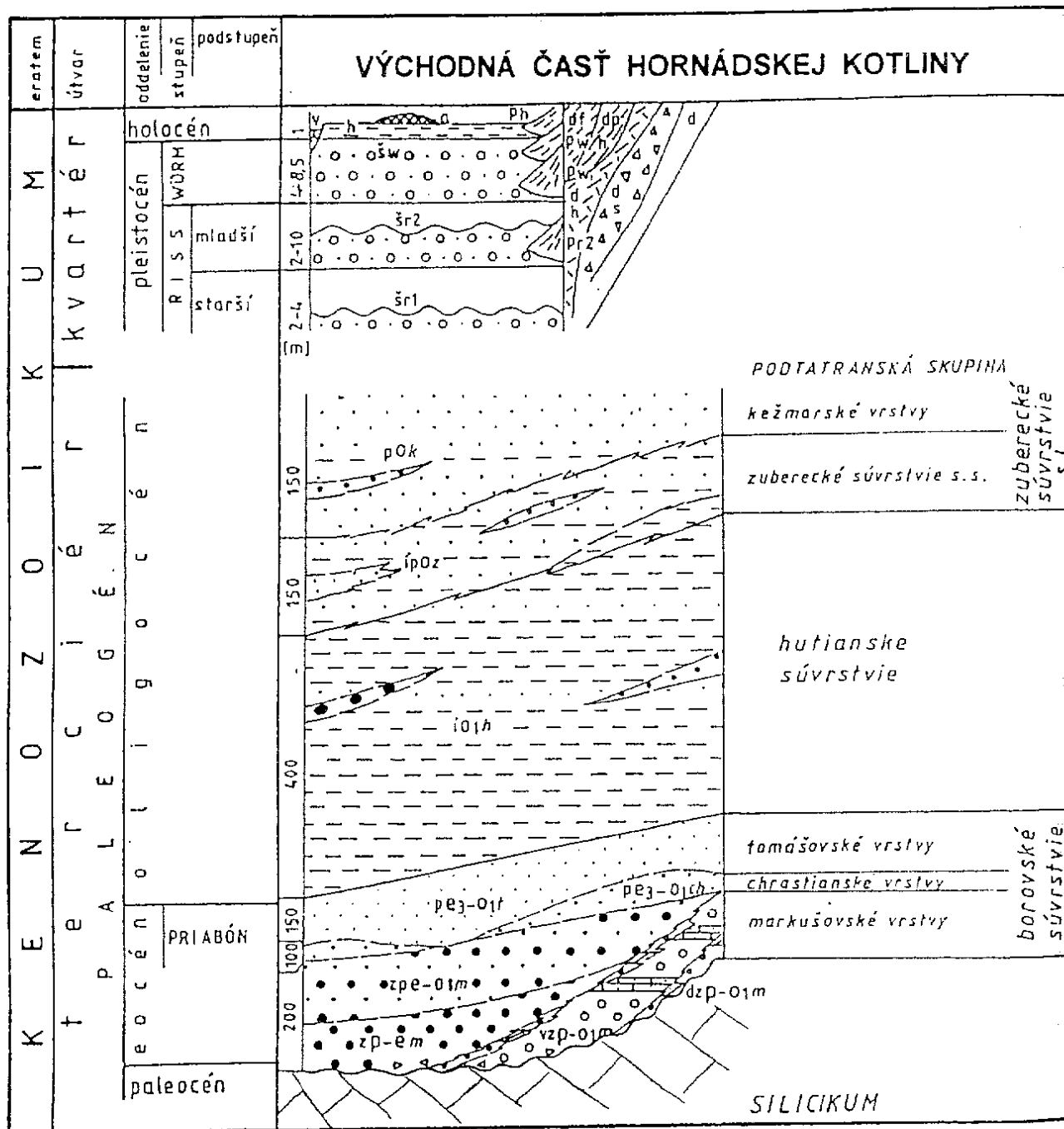
Z ďalších možných variantov holocénnych fluviálnych sedimentov možno spomenúť výskyt močiarnych (paludiálnych) náplavov humózných kalových hlín až hlinokalov v nivách potokov zdrojnice rašeliniskovej zníženičky lokality Spišská Belá-sever a humózne kalové hliny vyplňajúce bývalé mŕtve ramená potokov v dne doliny s terajším prietokom Čiernej vody – na západ od Rakús – alebo výplne iných znížení na JZ od Novej Lesnej.

Proluviálne nívne hliny v nivných kuželčekoch sa priebežne nachádzajú na celom zobrazenom území v miestach zmien spádovej krivky tokov, spravidla pri vyústeniach menších tokov do doliny väčších tokov. Všetky kužele sú pomerne ploché a miestami ťažko pozorovateľné. Obsahujú pomerne veľa hlinitej zložky a od nivných sedimentov sa odlišujú okrem iného aj slabšou opracovanosťou drobných úlomkov hornín.

Výraznejšie kužele na území sú pri vyústeniach potočných dolín na ľavobrežnú nivu Popradu v kotline (Huncovce, Spišská Belá). Najväčšie z nich sú na ľavobreží popradskej doliny pri Hniezdom a v Plavči.

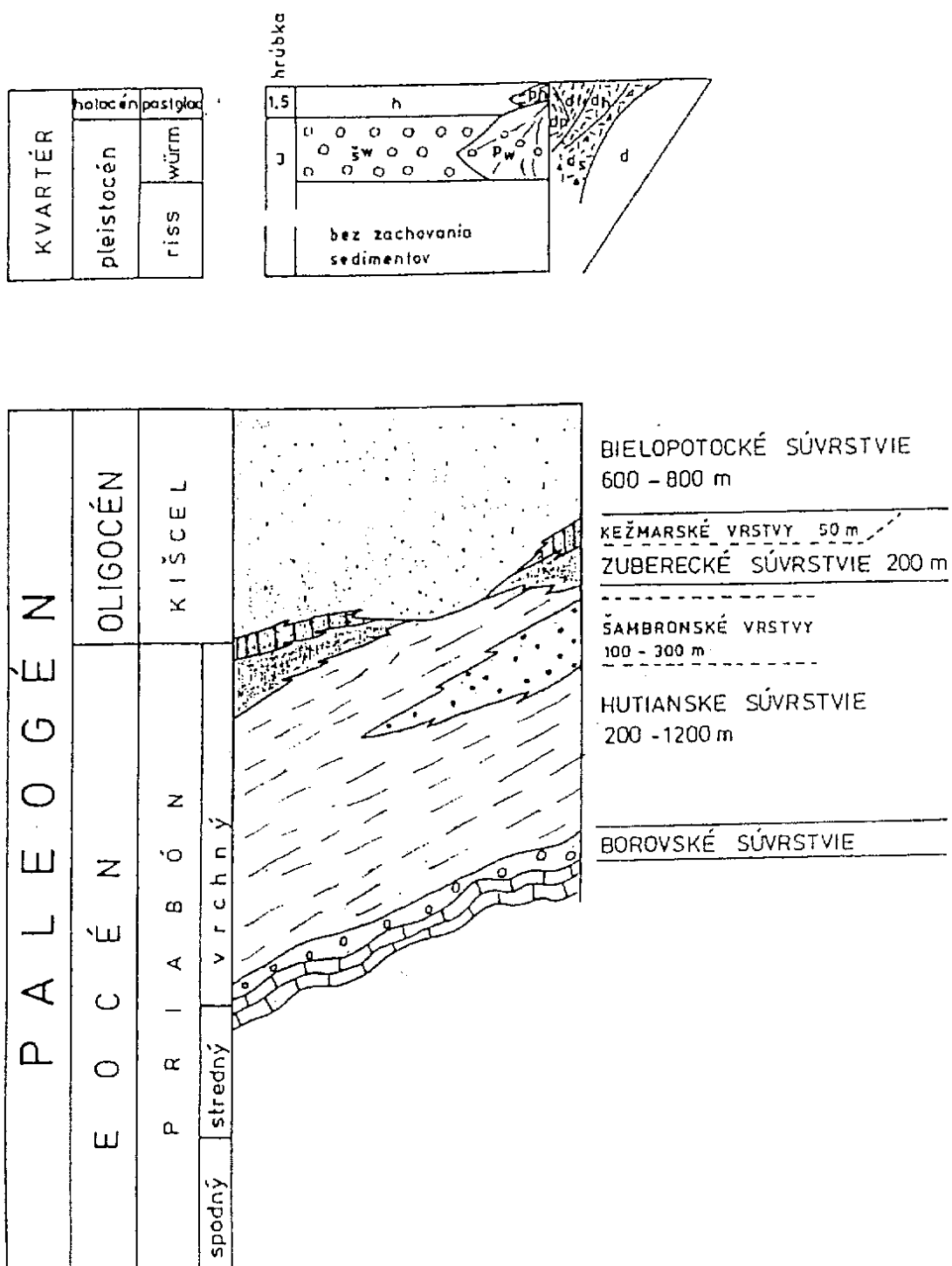


Obr. 17 Korelačná litologicko-stratigrafická tabuľka (Zostavil: Gross, 1996)



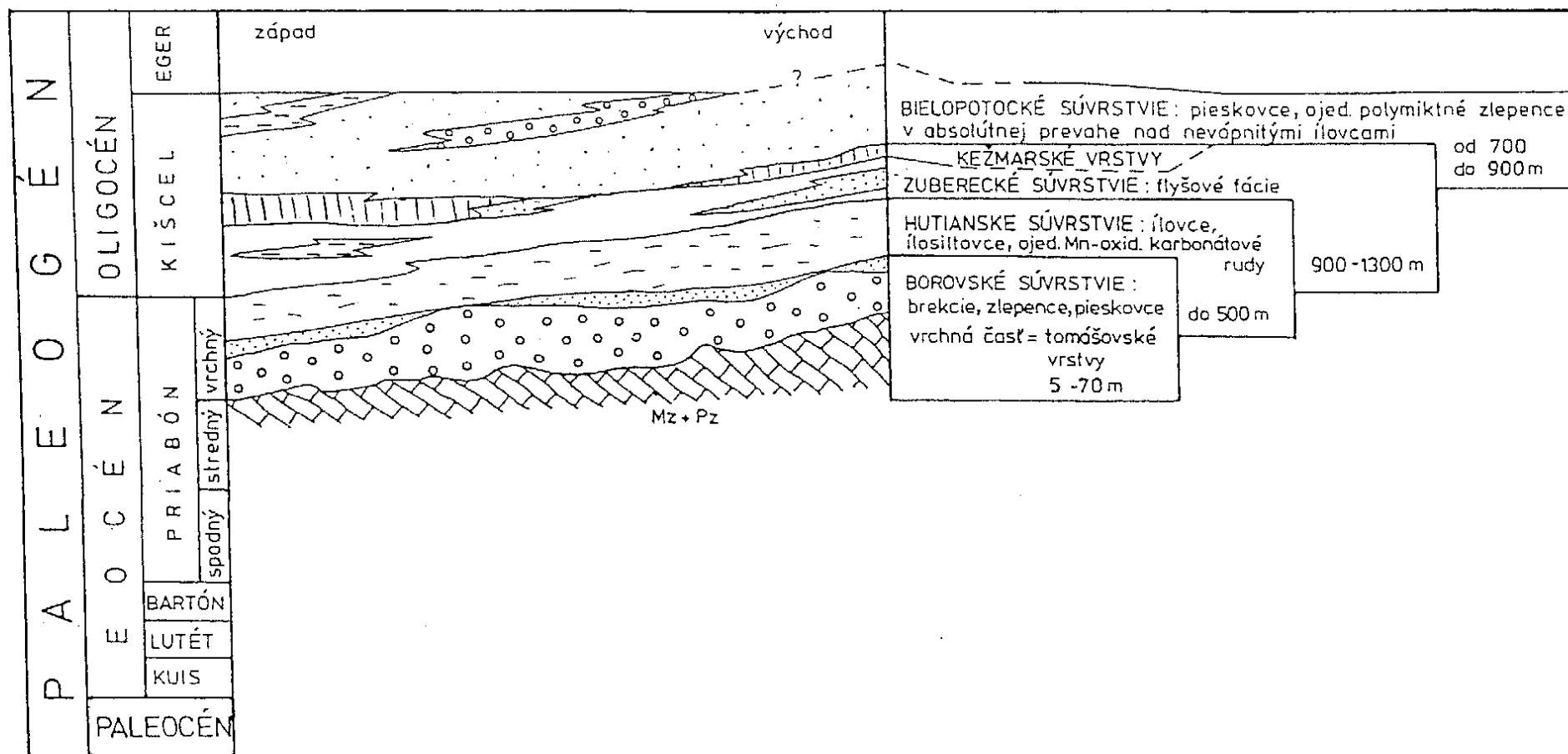
Obr. 18 Litologicko-stratigrafická tabuľka časti regiónu (Spracoval: Filo, in Filo et al., 1995)

Severná časť LEVOČSKÝCH VRCHOV (Jakubovany, Ihl'any)

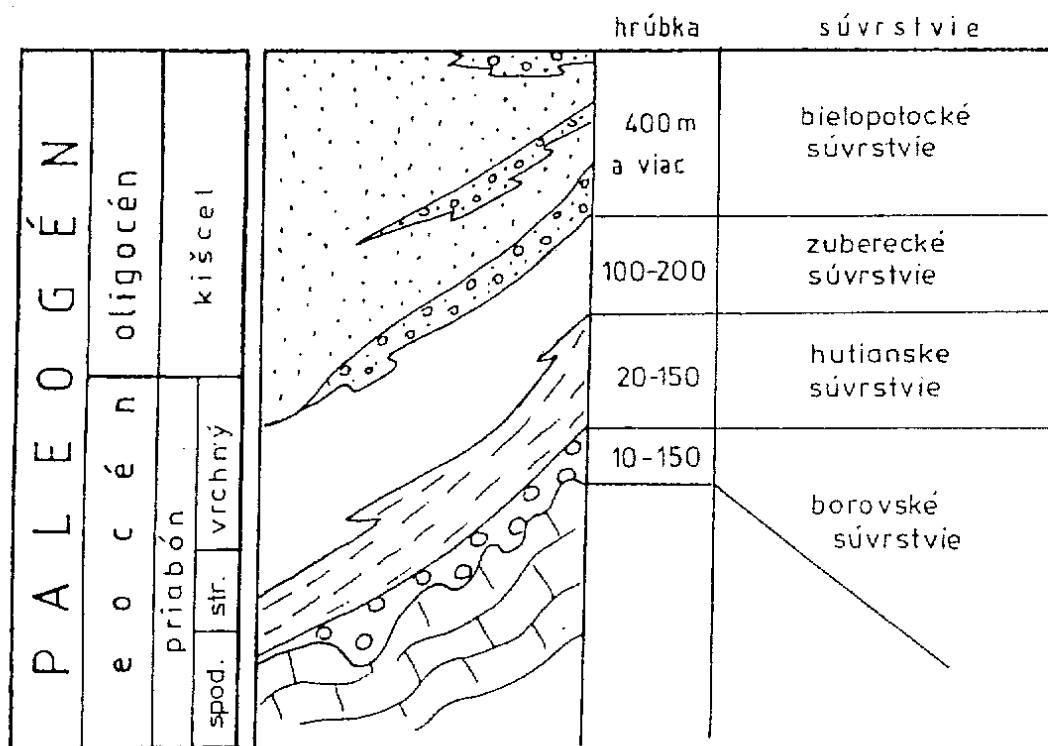
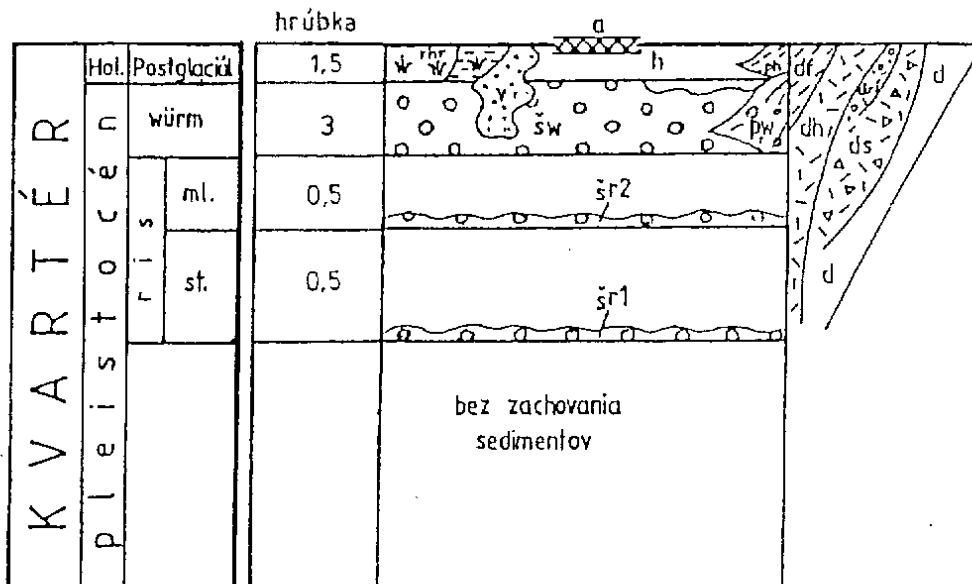


Obr. 19 Litologicko-stratigrafická tabuľka časti regiónu (Zostavili: Maglay, Nagy a Buček, 1995)

Južná a centrálna časť LEVOČSKÝCH VRCHOV

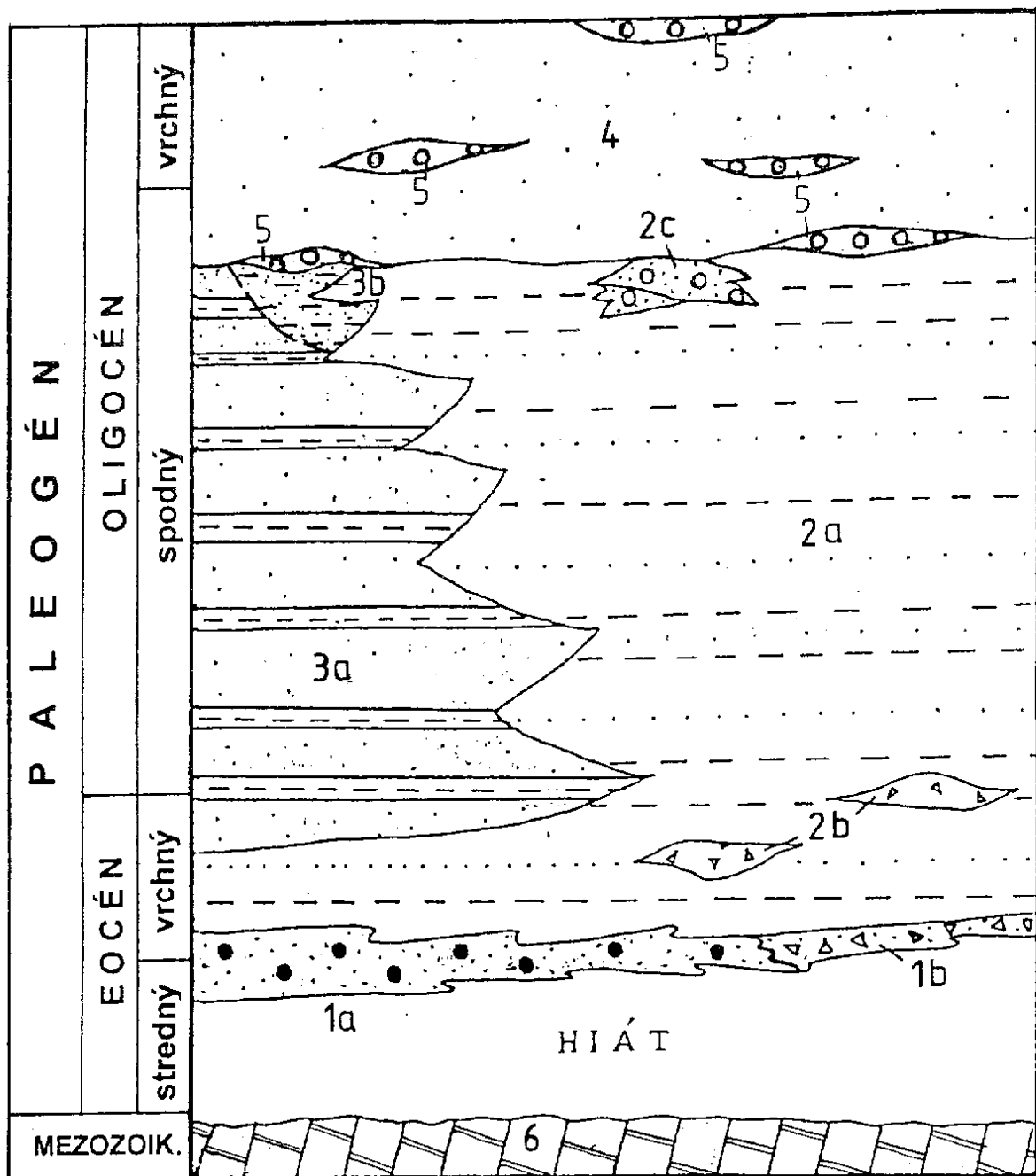


Obr. 201 litologicko-stratigrafická tabuľka paleogénu podtatranskej skupiny južnej a centralnej časti Levočských vrchov (Zostavil Gross, 1995)



Obr. 21 Litologicko-stratigrafická tabuľka paleogénu a kvartéru v južnej a centrálnej časti Šarišskej vrchoviny (Zostavili: Nagy, Buček a Maglay, 1995)

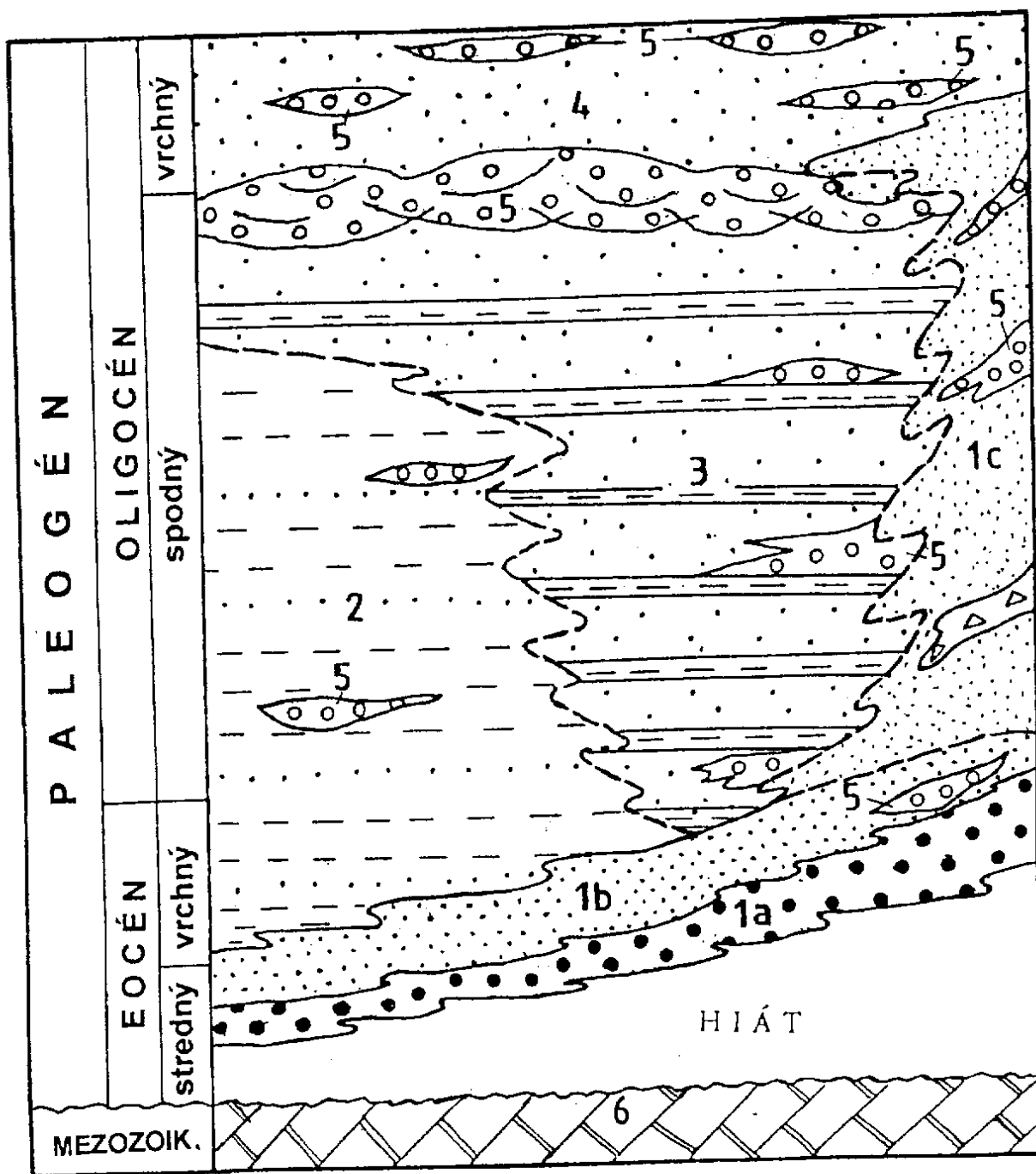
PRI STYKU S BRADLOVÝM PÁSMOM



Obr. 22 Litologicko-stratigrafická schéma paleogénnych sedimentov na liste Plaveč 1 : 25 000 (Zostavili: Karoli et al., 1995)

1 – borovské súvrstvie: a) zlepence a pieskovce, b) brekcie; 2 – hutianske súvrstvie: a) ílovcovo-pieskovcový vývoj, b) intraformačné brekcie; c) šambronské vrstvy; 3 – zuberecké súvrstvie: a) pieskovcovo-ílovcový vývoj, b) ílovcovo-pieskovcový vývoj; 4 – bielopotocké súvrstvie; 5 – zlepencové polohy; 6 – mezozoikum vcelku.

PRI SEVERNOM OKRAJI ČIERNEJ HORY



Obr. 23 Litologicko-stratigrafická schéma paleogénnych sedimentov časti regiónu (Zostavil: Karoli, 1994)

1 – borovské súvrstvie: bazálny vývoj – a) zlepenková fácia, b) pieskovcová fácia; okrajový vývoj; c) pieskovcovo-prachovcová fácia; 2 – hutianske súvrstvie; 3 – zuberecké súvrstvie; 4 – bielopotocké súvrstvie; 5 – zlepenkové polohy; 6 – mezozoikum vcelku.

CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POMEROV A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Popradská kotlina, Hornádska kotlina, Levočské vrchy a spišsko-šarišský paleogén predstavujú denudačné zvyšky prevažne flyšových sedimentov usadených v najvyššom priabóne a v oligocéne. Dnes sú z veľkej časti prekryté smerom na severozápad (k Tatram) hrubnúcimi kvartérnymi sedimentmi rôzneho genetického typu. Dnešné morfológické obmedzenie kotlín, pahorkatín a vrchovín nezodpovedá konfigurácii vynorených pevnín existujúcej v paleogéne, ale je výsledkom terciérnej a kvartérnej tektoniky, dlho pretrvávajúcich eróznou-akumulačných procesov a činnosti človeka.

Vznik sedimentačného priestoru paleogénu podtatranskej skupiny je spojený s poklesom západokarpatského bloku ako celku (Gross, 1990) v období stredného a vrchného eocénu. V čase medzi laramskou fázou vrásnenia a bartónskou, resp. priabónskou transgresiou do týchto priestorov uplynulo zhruba 25 miliónov rokov, keď tu pretrvával režim kontinentálnej suchozemskej éry.

Morská transgresia vo vrchnom eocéne na rôzne členy krížňanského a chočského príkrovu, súvrstvia silicika a gemerika je nesporným dôkazom, že príkrovová stavba centrálnych Západných Karpát vznikla pred týmto obdobím, a navyše, že chočský príkrov už plošne súvisle neprekryval krížňanský príkrov.

Paleogénne sedimenty spolu so svojím podložím sú tektonicky porušené. Pôvodne usadené litostratigrafické celky, ako aj predpaleogénne zvrásnené a presunuté komplexy boli po oligocéne postihnuté germanotypnou zlomovou tektonikou. V dôsledku účinkov helvétskej fázy a mladších fáz alpínskeho orogénu dochádzalo k rozlámaniu územia na celý rad kryh s väčšou alebo menšou amplitúdou vertikálnych (poklesy, prešmyky) i horizontálnych pohybov. Kryhy budované plastickejšími horninami (napr. ílovcami hutianskeho súvrstvia) boli pôsobením tlakov lokálne detailne zvrásnené. Horniny priamo na zlomových línii, ako aj v ich bezprostrednej blízkosti bývajú často až vo vztýčenej pozícii.

Úvodom poznamenávame, že všetky zlomy, ktoré sme zakreslili na geologickú mapu, boli identifikované pri povrchovom geologickom mapovaní. Je zaujímavé, že veľa zlomov, pozdĺž ktorých sa stýkajú rozličné paleogénne lito-logické celky, geofyzikálne práce nepotvrdzujú, a naopak, mnohé línie, indikované napr. gravimetriou alebo diaľkovým prieskumom zeme (Šutora a Pospíšil et al., 1994), neboli ničím doložené pri mapovaní územia. Je veľmi pravdepodobné, že viaceré tektonické línie (alebo vertikálne hustotné rozhrania) síce existujú, no postihujú predovšetkým iba predpaleogénne podložie.

Paleogénne súvrstvia sú vcelku uložené plocho (0–20°, ojedinele i viac), mierne prehnuté do plochých antiklinál a synklinál. Vysoké sklony sa zistili v tzv.

hromoško-šambronskom chrbte, kde dosahujú 60–90°. Tektonické línie príkrovového charakteru, ako uvádza napr. Golab (1952) alebo predpokladá Rudinec (1989), neboli v mapovanom území ničím doložené.

Niektoré zlomy sú aj dnes morfológicky veľmi výrazné, iné sa dajú identifikovať náhlou zmenou smeru i sklonu súvrstvia za predpokladanou zlomovou líniou. Navyše, mnohé zlomy sú sprevádzané líniovými vývermi obyčajných, resp. minerálnych vôd s tvorbou penovcov a travertínov (napr. Dreveník, Sivá brada, Baldovce atď.).

V doterajších predstavách o tektonike študovaného územia vo všeobecnosti platila určitá schéma časovej následnosti vzniku zlomových systémov. Tá spočívala v tom, že v podstate tu ide o popaleogénne zlomy s nasledujúcimi relatívnymi vekmi v niektorých častiach:

V bývalom kišovsko-švábovskom mangánovorudnom revíri stanovil Ilavský (1950) takúto časovú postupnosť vzniku zlomov: Najstaršie zlomy majú priebeh zsz.-vjv. smeru, mladšie ssv.-jjz. smeru. V bezprostrednej blízkosti (list Poprad 27-333; Gross et al., 1990) majú najstaršie zlomy priebeh zhruba V–Z, mladšie zlomy majú priebeh SZ–JV alebo SV–JZ a najmladšie majú smer S–J. Už aj Chmelík (1958) píše: „Nejasným ostáva pomer porúch podtatranského smeru JZ–SV k „braniskovým poruchám“ s.-j. smeru. Podľa pomerov z východnej strany vidno, že sú rovnakého veku. Avšak západnejšie v Popradskej kotline a najmä na Liptove sú severojužné zlomy preukázateľne mladšie. Tieto porušujú už skôr stabilizovaný „podtatranský zlom v.-z. smeru.“

Už pri prvom pohľade na geologickú mapu regiónu vidíme dve morfológicky výrazné hrast'ové štruktúry. Je to tektonická polohrast' Kozích chrbtov a typická hrast' masívu Braniska. Masív Kozích chrbtov je založený na výrazných v.-z. zlomoch, ktoré sú v detailoch preukázateľne popretínané a odhadzované mladšími zlomami s.-j. smeru.

V úplnom protirečení je masív Braniska, vyzdvihnutý pozdĺž s.-j. zlomov (tie sú rovnako výrazné na východnom i západnom okraji horstva), ktoré sú miestami preťaté (Poľanovce) alebo až zakončené na v.-z. zlomoch (Vyšný Slavkov).

Z uvedeného vyplýva, že pokiaľ robíme závery o časovej postupnosti vzniku popaleogénnych zlomov z určitého menšieho územia (napr. z územia znázorneného na liste mapy 1 : 25 000), môžeme dospieť k jednoznačným názorom a záverom. No už na susedných územiach alebo o niekoľko desiatok kilometrov vzdialenejších miestach môžeme konštatovať celkom inú časovú schému vzniku zlomov.

Z toho vyplýva, že v regionálnom meradle nemožno nekompromisne tvrdiť, že ten-ktorý systém zlomov je mladší alebo starší. Tieto konštatovania majú iba úzku lokálnu platnosť. Zlomy zakreslené na geologickú mapu sú popaleogénne, bez všeobecne platnej schémy časovej následnosti. Je možné, že rôzne smerové systémy zlomov vznikali aj súčasne.

Príkladom sa k verzii Chmelíka (1958; 1967), ktorý tvrdí, že na mnohých zlomoch nastali najmä v kvartérnom období spontánne pohyby bez ohľadu na ich predchádzajúcu časovú postupnosť vzniku, čím sa zotreli pôvodné záznamy. Je nesporné, že niektoré zlomy sú „zdedené“, t. j. sú v paleogéne iba rejuvenizované a fungovali počas paleogénnej éry (napr. vikartovský zlom) i po nej. Iným príkladom zlomu je muránska línia. Má výrazné prejavy predovšetkým v predpaleogénnych horninových komplexoch, pričom paleogénne sedimenty ňou už nie sú dotknuté (konzervujú ju), alebo v smere jej priebehu v centrálnej časti Levočských vrchov sú lokálne iba nepatrne poznamenané.

V nasledujúcom texte opíšeme prejavy výrazných zlomov porušujúcich paleogénne súvrstvia, resp. „zlomové pásma“ oddeľujúce terciérne sedimenty od okrajov, tvorených mezozoickými alebo paleozoickými súbormi.

Jednou z najvýraznejších tektonických línií v regióne je vikartovský zlom, pozdĺž ktorého boli vyzdvihnuté Kozie chrbty. Pretože zlom sa nachádza na južnej strane chrbtov, kde je maximálny zdvih, ide tu o typickú jednostrannú hrast' s jej plynulým upadaním na sever, pod bazálne súvrstvie podtatranskej skupiny v Popradskej kotline. Zlom, ako aj Kozie chrbty, možno sledovať zhruba od Vikartoviec až po Spišský Štvrtok, kde sú náhle uťaté severo-južným zlomom a za ním poklesli asi 400 m pod dnešný povrch. Ako je známe z viacerých vrto (napr. BŠ-3 s hrúbkou paleogénu 310 m; K1-1 s hrúbkou paleogénu 137,5 m; BŠ-2 s hrúbkou paleogénu 136 m; ide o lokality Spišský Hrhov, Klčov a Baldovce), Kozie chrbty, a teda aj vikartovský zlom, pokračujú v pôvodnom smere na východ až po okrajové zlomy Braniska.

Od Vikartoviec po Štiavnik má zlom takmer lineárny priebeh. Od Štiavnika až po Spišský Štvrtok je zlom prerušovaný priečnymi zlomami a je odhadzovaný buď na sever, alebo na juh do vzdialenosti horizontálneho posuvu až 500 m.

O sklone vikartovského zlomu sa viedli početné diskusie (napr. Roth, 1938; Ilavský, 1950 atď.). Uvedení autori „propagovali“ jeho úklon strmo na sever s tým, že je to prešmyková tektonická línia. Iní autori nevidia žiadne fakty, ktoré by tento názor potvrdzovali. Na základe značnej analógie s líniou podtatranského zlomu, ktorý, ako vieme, je strmo uklonený na juh (Gross et al., 1980), a na základe toho, že masív Vysokých Tatier a vrchovina Kozích chrbtov sú veľmi podobné jednostranné hrasti, je najskôr aj študovaný zlom strmo uklonený na juh.

Veľmi zaujímavý je aj tzv. „malý vikartovský chrbát“ (Gross et al., 1994), ktorý prebieha od Filíc na južný okraj Šváboviec. Ide o podobnú v.-z. hrast' ako Kozie chrbty, no táto hrast' je zo severnej i z južnej strany obmedzená zlomami, ktoré sú sprevádzané početnými vývermi minerálnych vôd s tvorbou penovcov. Samotnú hrast' budujú horniny borovského súvrstvia, pričom za jej zlomovým obmedzením sa po oboch stranách tektonicky stýka s hutianskym súvrstvom.

Vikartovský zlom a opisované podružné línie sú relatívne najstaršie línie (založené ešte v predpaleogénnom období), pozdĺž ktorých sa opakovali pohyby

vo viacerých časových úsekoch. Dôkaz, že „vikartovský chrbát“ existoval (snáď iba ako podmorská elevácia?) už v období paleogénu, je i v tom, že na juh od neho, v Hornádskej kotline, sa zachovali iné vrstvové sledy ako na sever od neho, v Popradskej kotline. Ako príklad uvádzame tomášovské vrstvy, ktoré sa bežne vyskytujú v Hornádskej kotline, ale v Popradskej kotline sa nenašli.

Maximálna výška skoku na vikartovskom zlome v rozsahu 500–600 m sa zistila (Filo et al., 1994) v jeho východnej časti pri Vydrníku. Smerom na západ sa výška skoku postupne znižuje.

Jeden z najvýraznejších priečných zlomov ssv.-jjz. smeru prebieha na západnom okraji Gánoviec. Na juhu vchádza do masívu Kozích chrbtov. Prejavy zlomu v permskom chrbte Dubina sú viac ako výrazné; pri prechode do gánovskej depresie je územie na východ od neho vo vyzdvihnutej kryhe oproti západnej, ktorá je v normálnej pozícii. Na priesečníku tejto línie s v.-z. zlomami sa v Gánovciach vytvorila známa travertínová kopa Hrádok s nálezom *Homo sapiens neanderthaliensis* a inými hojnými organickými zvyškami.

Tektonicky značne postihnutá je aj oblasť Čingova, kde okrem v.-z. zlomov sa preukázateľne prejavujú aj zlomy s.-j. smeru. Morfológicky najvýraznejší zlom prebieha pri hoteli Flóra a pokračuje na juh. Pozdĺž neho poklesla západná kryha asi o 100 m (v prípade prejavu horizontálnej zložky pohybu by išlo o sinistrálny posun). Kryha Čingova je z juhu ohraničená zlomom z.-v. smeru, pozdĺž ktorého poklesli paleogénne sedimenty oproti triasu stratenského príkrovu minimálne o 100 m.

Ďalší významný tektonický fenomén ssv.-jjz. priebehu je známa muránska línia. Jej prejavy v Muránskej planine a horninách Slovenského raja sú veľmi výrazné. Na jej severnom pokračovaní, resp. na niektorej sperenej s.-j. línii sprevádzajúcej muránsky zlom sa končí povrchový priebeh Kozích chrbtov. Od muránskej línie v smere na východ dochádza k avizovanému 400 m poklesu Kozích chrbtov pod dnešný povrch. Zaujímavá je skutočnosť, že pokračovanie muránskej línie ďalej na SSV je v paleogénnych horninách nepostrehnuteľné. V miestach jej očakávaného priebehu (Čenčice, Bukovinka atď.) vystupuje tektonicky neporušené zuberecké a bielopotocké súvrstvie so sklonmi okolo 0 až 15°. Nevyskytujú sa tu ani iné sprievodné znaky „veľkých zlomov“, ako sú napr. morfológické prejavy, resp. líniové vývery vôd atď. Z doteraz zistených poznatkov vyplýva, že pohyby pozdĺž muránskej línie sa museli odohrávať v predpriabónskom období, pričom paleogénne sedimenty sa javia už ako potektonické. Pretože študovaná línia podľa družicových snímok a niektorých iných geofyzikálnych interpretácií má isté prejavy existencie, nevylučujeme možnosť, že v neogénnom alebo v kvartérnom období sa na nej odohrávali vertikálne pohyby, ale s malou výškou skoku, nepostrehnuteľnou pri geologickom mapovaní paleogénnych sedimentov Levočských vrchov. K zhodným zisteniam dospel pri svojich výskumoch aj Marko (1993), ktorý tu

pracoval celkom inými metódami. Píše: „...nenašli sme reálny záznam neogénnej aktivity muránskeho zlomu“.

Z tektonických línií zúčastňujúcich sa na stavbe Hornádskej kotliny (Filo et al., 1995) prisudzujeme najvýznamnejšiu úlohu zlomom smeru V–Z až SZ–JV, pozdĺž ktorých poklesla severná kryha tvoriaca depresiu Harichovce – Trst'any. Tento systém zlomov je narušený poruchami s.-j. smeru, na ktorých je založená dolina Levočského potoka a dolina Lodiny v úseku Spišský Hrhov – Jamník. Z porúch smeru JZ–SV je najvýznamnejší zlom Markušovce – Jamník, pozdĺž ktorého nastal výrazný pokles sz. kryhy.

Kvartérna neotektonika Popradskej kotliny

Aktivitu neotektonického cyklu je tu možné preukázať pre obdobie plenipleistocén–holocén (Halouzka in Gross et al., 1995), t. j. pre posledných 0,6 až 0,7 milióna rokov. Popradská kotlina je osobitnou neotektonickou makroštruktúrou, ohraničenou podtatranským úpätným zlomom, gánovským zlomom, popradským zlomom, lendackým a vojnianskym zlomom a limitujúcimi zlomami Spišskej Magury (obr. 24).

Kotlina sa neotektonicky člení na južnú (popradskú) časť a na „vybiehajúcu“ sv. časť (kežmarsko-hornospišskú). Ich rozhranie sa nachádza na spojnici Veľkej a Tatranskej Lomnice (Halouzka, 1995 in Gross et al., 1996).

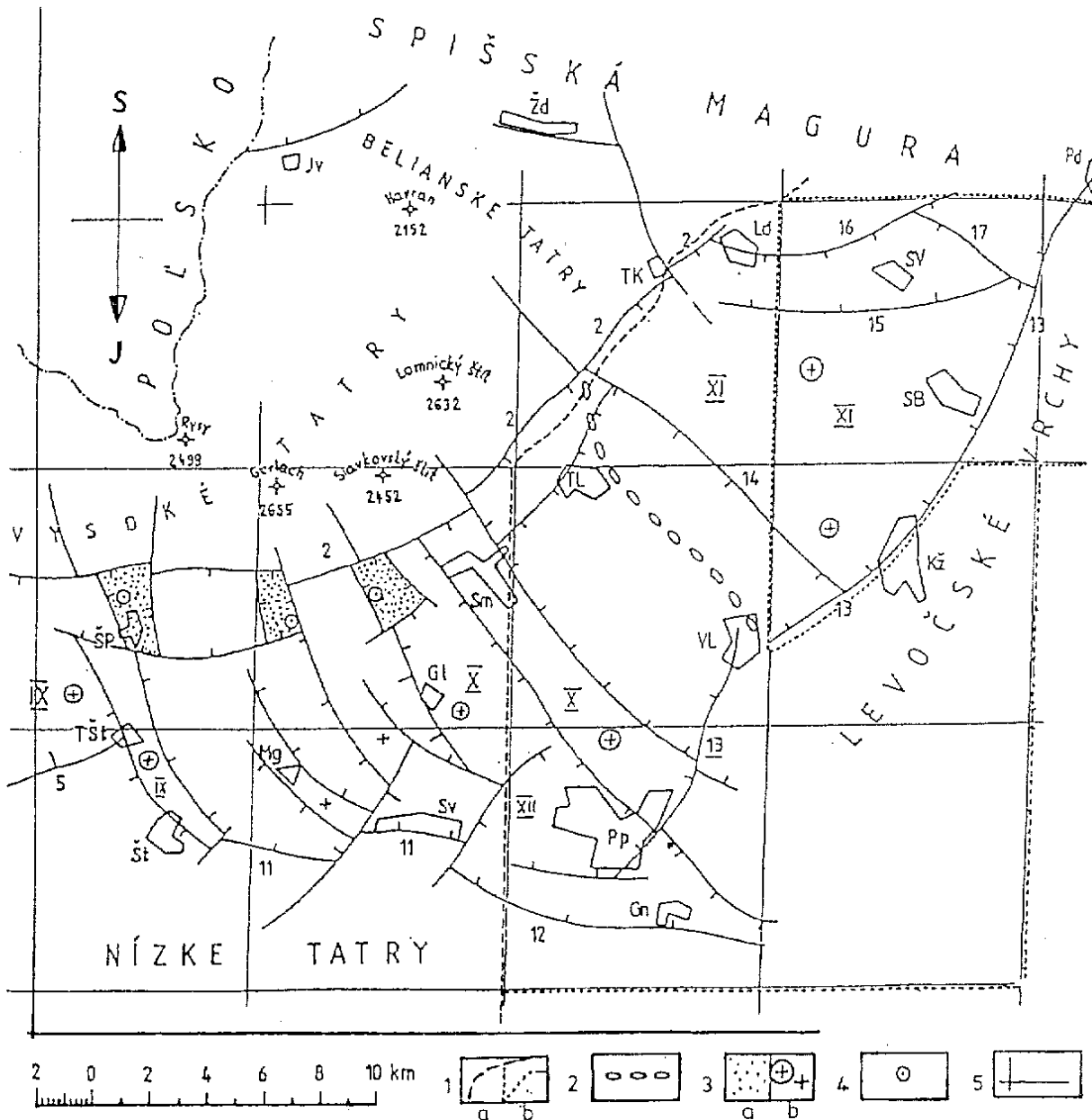
Popradská kotlina je neotektonicky silno poklesnutá a vnútorne výrazne diferencovaná. Maximum poklesov s líniami sv.-jz. smeru sa nachádza v podhorskom páse pozdĺž okraja Vysokých a Belianskych Tatier. V prípade zlomov čiastkových štruktúr prevažuje smer SZ–JV.

Maximálne hodnoty priúpätných poklesov kryh (najmä vo vzťahu k masívu Vysokých Tatier) dosahujú 400–600 m, čo je v kvartéri v slovenských Karpatoch jednoznačne najviac. Z ostatných priečných neotektonických kvartérnych štruktúr sú výrazné: poklesová kryha Popradu a Veľkej (ktorá poklesom v strednom pleistocéne zapríčinila presmerovanie toku Popradu sv. smerom ku Kežmarku, čím vznikla súčasná Popradská kotlina), zdvihové gerlachovsko-smokovské kryhy, kryhy Spišskej Belej a štrbské kryhy.

Južná a centrálna časť L e v o č s k ý c h v r c h o v spolu so svojim predterciálnym podložím je rozlámaná na množstvo kryh so vzájomnými vertikálnymi i horizontálnymi posunmi.

Relatívne staršie zlomové línie majú zhruba v.-z. smer (vikartovský), pričom už nie sú také morfológicky výrazné ako v Hornádskej kotline. Zlomy tohto smeru boli zaznamenané v línii severne od Spišského Podhradia s priebehom v smere na Doľany.

V ich blízkosti sa zistili sklony súvrstvia 60–90°. Tieto línie sú často spre-
vádzané výskytmi prameňov obyčajných i minerálnych vôd. Opisovaný vikar-



Obr. 24 Neotektonická mapa Popradskej kotliny (Zostavil: Halouzka, 1994)

Značky: 1a – hranica regiónu; 1b – rozhrania v rámci regiónu; 2 – rozhranie dvoch častí Popradskej kotliny: južnej (popradskej) a severovýchodnej (kežmarskej, hornospišskej); 3 – kryhy v kvartéri, maximálne poklesové (a) alebo zdvihové (b); 4 – vrty; 5 – listoklad vojenských topografických podkladov v mierke 1 : 25 000;

Čísla a skratky na mape: 11 – svitský zlom (úpätňý zlom Nízkyh Tatier); 12 – gánovský zlom (úpätňý); 13 – popradský zlom (v dvoch úsekoch a vekoch); 14 bielovodsko-slavkoský zlom; 15 – zlom Bielej; 16 – lendacký zlom (úpätňý); 17 – vojniansky zlom (okrajový)

IX – štrbské kryhy (predhorská, hrasť štrbského prahu); X – gerlachovsko-smokovské kryhy; XI – kryhy Spišskej Belej; XII – poklesová kryha Popradu a Veľkej;

ŠP – Štrbské Pleso; TŠt. – Tatrská Štrba; Št – Štrba; Mg – Mengusovce; Sv – Svit; Gl – Gerlachov; Sm – Smokovce; Pp – Poprad; Gn – Gánovce; TL – Tatrská Lomnica; VL – Veľká Lomnica; Kž – Kežmarok; SB – Spišská Belá; SV – Slovenská Ves; Ld – Lendak; TK – Tatrská Kotlina; Žd – Ždiar; Jv – Javorina; Pd – Podolíneec

tovenský systém zlomov nie je súvislý, ale býva často odhadzovaný mladšími zlomami. Zlomy tohto smeru sa zistili za západným zakončením Braniska s priebehom od Korytného v smere na Studenec.

Jeden z najvýraznejších zlomov smeru SZ–JV vychádza z masívu Braniska pri Poľanovciach a pokračuje na Babiú horu v smere na Podproč. Na tomto zlome, ktorý evidentne porušuje okrajový severo-južný poľanovský zlom a odhadzuje tak severnú časť Braniska v smere na západ, sa porušujú a odhadzujú severo-južné línie, pozdĺž ktorých bolo vyzdvihnuté Branisko. Okrem vertikálnej zložky je tu evidentná aj jeho horizontálna zložka s dĺžkou sinistrálneho (ľavého) posunu až 1 km. Na ňom sú zakončené aj výrazné priečne zlomy, tiahnuce sa od Sivej brady v smere na Babiú horu. Ich severné pokračovanie v bielopotockom súvrství sme nezaznamenali.

Ďalšie línie sz.-jv. smeru s priebehom sledovateľným až do 10 km sme zaznamenali s. od Nemeckej hory (k. 630,4 m) v smere na južný okraj Pavlian až z. od Závady. Zlomy podobného smeru prechádzajú bezmenným potokom s. od Uhliska (k. 876,6 m) a južným okrajom Vyšných Repáš nad s. okraj Závady.

Zlomy s.-j. priebehu sa v samotných Levočských vrchoch javia ako najmladšie. Našlo sa nemálo dôkazov, že pohyby na nich prebiehali preukázateľne aj v kvartérnom období. Na týchto zlomoch sa narušuje lineárny priebeh všetkých starších zlomov, resp. ich odhadzujú buď severnejšie, alebo južnejšie.

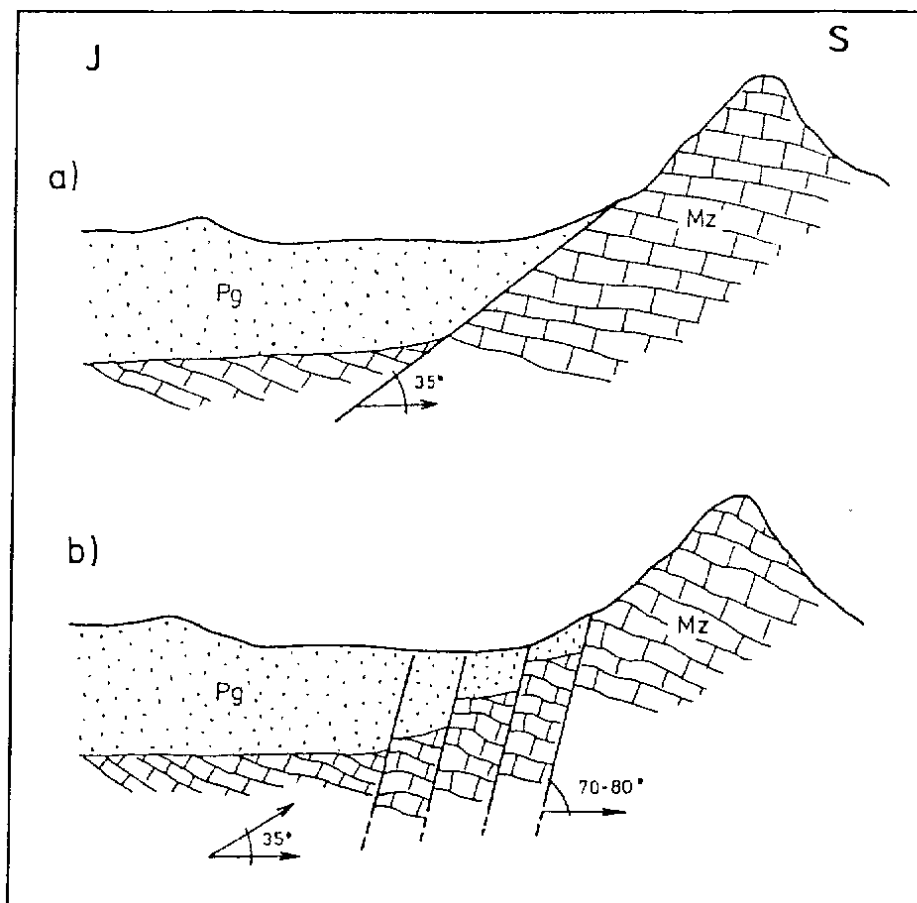
Na týchto zlomoch boli najskôr založené zárodky dnešnej riečnej siete, pretože napr. Lučanský potok alebo bezmenný potok v doline Peklisko prebiehajú evidentne na severo-južných tektonických líniách.

Aj travertíny Križovej hory a Sivej brady sa dostali na povrch na prieseku zlomov s.-j. smeru so staršími líniami zsz.-vjv. smeru. Je však zaujímavé, že v travertínoch Križovej hory vidno otvorené pukliny zsz.-vjv. smeru, čo nasvedča možnosti, že po usadení travertínov (pleistocén–recent) sa lokálne obnovovali pohyby po relatívne starších tektonických líniách.

V severozápadnej časti regiónu sú najvýraznejšie dve tektonické línie: a) podtatranský zlom, b) popradský zlom.

Podtatranský zlom bol opísaný v mnohých prácach (sumarizované in Gross et al., 1980), kde ho starší autori interpretovali ako prešmykový, so strmým úklonom na sever. Naše práce (Gross et al., 1980) doplnené technickými prácami a geofyzikálnymi vyhodnoteniami potvrdili opak, t. j. ide o poklesovú zlomovú líniu so strmým úklonom na juh, pozdĺž ktorej bola vyzdvihnutá jednostranná hrast' Tatier oproti Liptovskej kotline a západnej časti Popradskej kotliny minimálne o 3 500 m. Amplitúda vertikálneho skoku (obr. 25) v smere na východ k ružbašskému mezozoickému ostrovu sa plynule znižuje na výšku niekoľko stoviek metrov.

Výzdvih masívu Tatier pozdĺž chočsko-podtatranského zlomu (Gross, 1973) sa začal pred cca 12 miliónmi rokov (Král', 1977), t. j. v sarmate, pričom ich dví-



Obr. 25 Interpretácia sklonu podtatranského zlomu v úseku Belianske Tatry – Ružbachy (schéma)

Verzia: a) sklon 35° na juh (údaj zistený geofyzikálnymi meraniami – Mořkovský, ústne oznámenie); b) sklony zlomov $70\text{--}80^\circ$ na juh, mezozoické podložie na spojnici vrcholov kryh upadá 35° na juh (interpretácia Grossa, 1996)

hanie pretrvávajú dodnes. Podtatranský zlom je potrebné chápať ako zónu paralelných línií so sústavným „schodovitým“ poklesávaním kryh južným smerom. Dôkazom toho je aj existencia podtatranských „mezozoických ostrovov“, ktoré sú zo severnej i z južnej strany obmedzené sústavou paralelných tektonických línií.

Veľmi významná tektonická línia, zakreslená už v edícii máp v mierke $1 : 200\,000$ (Fusán et al., 1963) a spresnená v práci Fendeka et al. (1992), je tzv. popradský zlom, prechádzajúci údolím rieky Poprad jz.-sv. smerom s úklonom na SZ. Pozdĺž tohto zlomu došlo k vyzdvihnutiu bloku Spišskej Belej a následnej denudácii nadložia až po úroveň zubereckého súvrstvia, ktoré vystupuje na ľavobreží Popradu (obr. 23). Opisovaný zlom je výrazne znázornený aj na mape Šutoru et al. (1994) – Indikace vertikálných hustotných rozhraní. Podobne ako podtatranský zlom aj popradský zlom sprevádzajú viaceré paralelné tektonické línie, sledovateľné od údolia Popradu až po predpokladaný (v podloží) priebeh muránskej línie.

Z priečných neotektonických kvartérnych štruktúr (Halouzka in Gross et al., 1995) sa tu nachádza kryha Spišskej Belej (predpolie Belianskych Tatier). Táto elevácia je ďalej rozčlenená bielovodsko-slavkovským zlomom a výrazným zlomom Bielej.

K amplitúde vertikálneho pohybu na opísaných zlomoch (okrem podtatranského zlomu) sa nemožno konkrétnejšie vyjadriť, pretože táto veličina zväčša nepresahuje hrúbku súvrstvia, v ktorom sa nachádza.

Šambronsko-kamenické (resp. hromošsko-kamenické) štruktúrne pásmo z hľadiska tektoniky detailne študoval a opísal Plašienka (in Soták et al., 1995). Pri tektonickej interpretácii uvádzame (s povolením autora) nasledujúce skutočnosti:

Opisovaná štruktúra je široká asi 5 km, pričom z jz. strany (obr. 26) tesne sleduje východoslovenský úsek pieninského bradľového pásma v dĺžke cca 40 km v úseku od Novej Ľubovne po oblasť sv. od Sabinova.

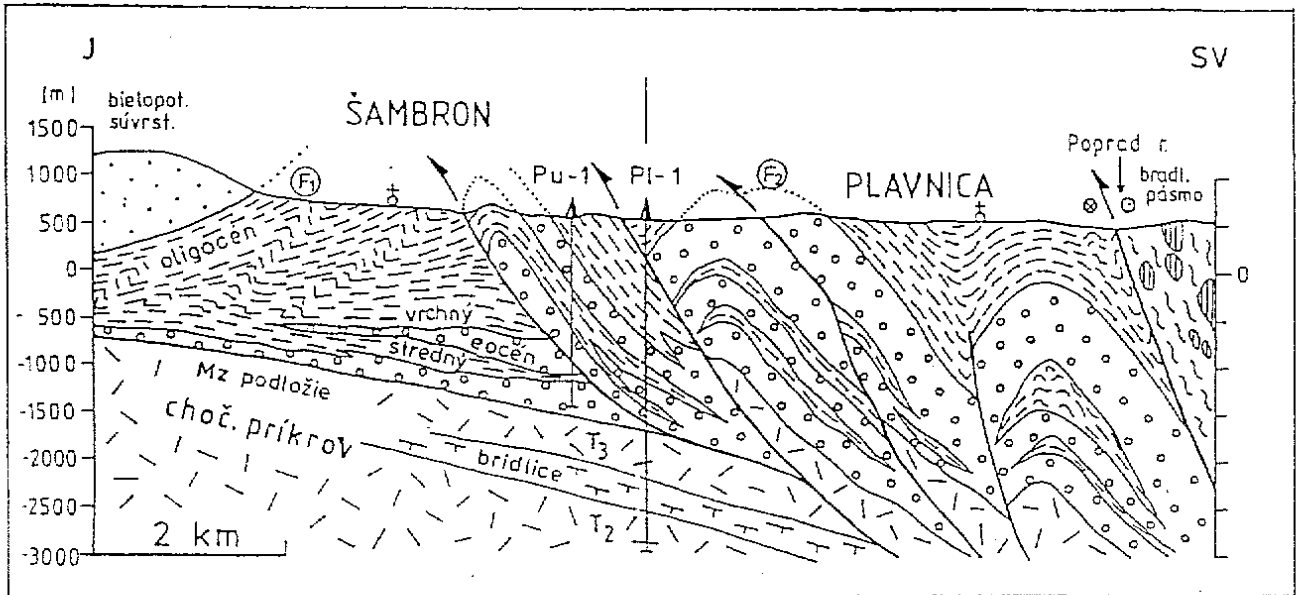
Šambronsko-kamenické pásmo (v ďalšom texte ŠKP) tvoria dve kulisovite sa zastupujúce zložité brachyantiformné megaštruktúry s osami z.-v. až zsz.-vjv. smeru, ktoré sú vo vzťahu k ohraničeniu ŠKP a bradľového pásma mierne diagonálne. Západnejšia anti-forma bola nazvaná šambronská, východnejšia kamenická.

Mezozoické podložie bolo v období popaleogénnych deformácií pomerne stabilné, zatiaľ čo paleogénny nadložný komplex sa relatívne pohyboval smerom na SSV. Rozhodujúci význam pri pohybe mal najskôr sklon podložnej dosky. Na väčšine seizmických rezov je tu viditeľný jeden výrazný reflex, ktorý sa interpretuje ako báza paleogénnych súvrství. Jeho sklon v smere na SZ-S-SV dosahuje 10–20°, pričom jeho priebeh je pozoruhodne rovný – priamočiary. Pod južným okrajom jadra šambronsko-kamenickej anti-formy sa v hĺbke okolo 2 000 m vytráca.

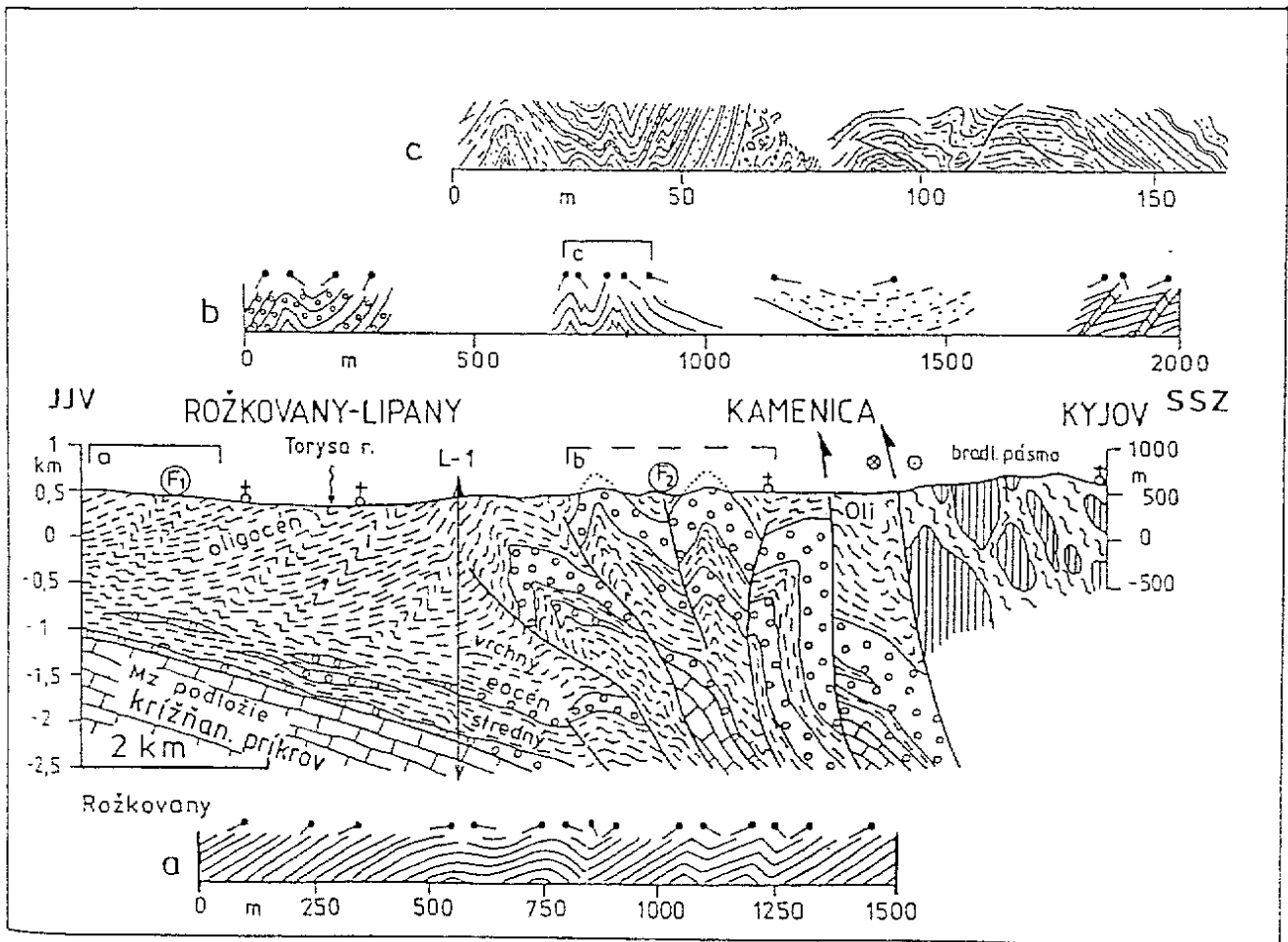
V opisovanom území je typické, že sedimenty borovského súvrstvia sú monoklinálne (subhorizontálne) uložené, kým nadložné šambronské vrstvy sú zvrásnené, čo sa potvrdilo v niektorých vrtoch. Nad opisovanými zvrásnenými súbormi je možné konštatovať zónu odlepenia (obr. 26, 28), nad ktorou v takmer horizontálnej pozícii leží bielopotocké súvrstvie. V ňom sa zistili len extenzné puklinové štruktúry, poukazujúce na smer extenzie do centra panvy.

Na základe týchto skutočností predpokladáme vytvorenie svahu v podložných mezozoických (kompetentných) komplexoch a následnú gravitačnú nestabilitu kompetentných bielopotockých pieskocov a ich diferenciálny severovergentný pohyb vo vzťahu k podložíu. Tento pohyb, ktorý musel byť rádovo väčší ako niekoľko 100 m, sa kompenzoval deformáciou menej kompetentných súvrství (ílovce až flyš) pod nimi. Takto mohol vzniknúť systém vrás označený ako F_1 (Plašienka in Soták et al., 1995) s výraznou severnou vergenciou, vyskytujúci sa v drobnorytmickom flyši a ílovcoch vystupujúcich v nadloží šambronských zlepencových vrstiev a v podloží bielopotockého súvrstvia.

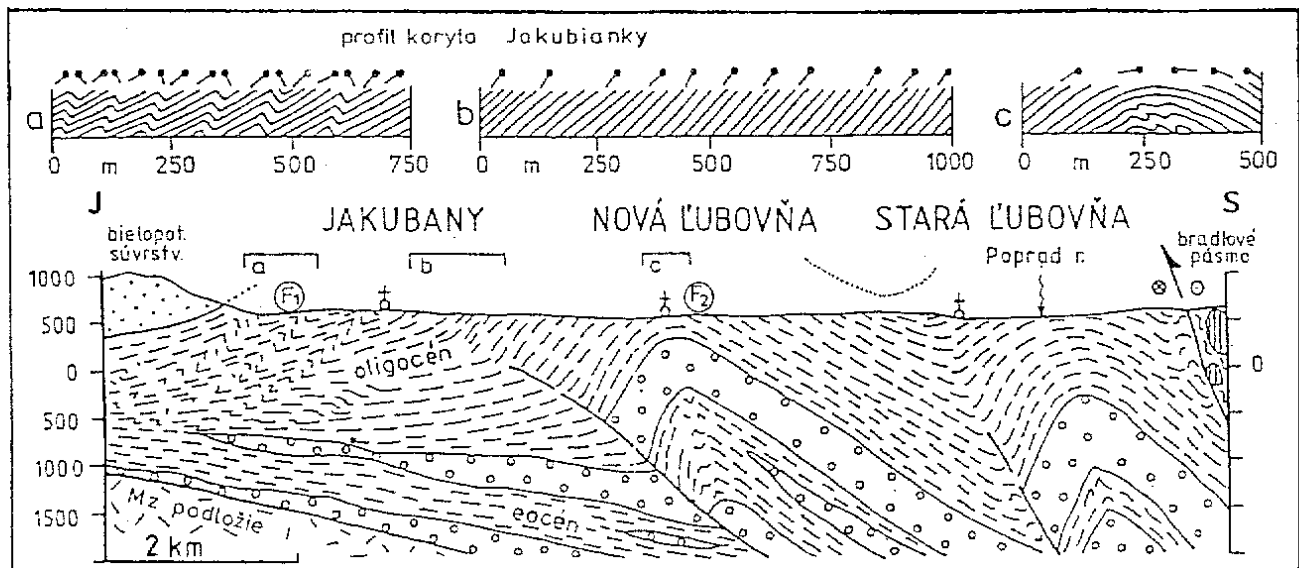
Vrásový systém označený ako F_2 má odlišnú genézu. Pozostáva z veľkorozmerových antiklinálnych zalomených vrás, vytvorených v hrubých telesách šambronských zlepen-cov, medzi ktorými sú ílovcové sedimenty intenzívne disharmonicky prevrásnené. Osové roviny sú strmo uklonené na sever. Vrásnený komplex sa tu kompletne odlepil od podložia, a teda vznikli početné prešmykové zlomy, ktoré na základe celkovej geometrie interpretujeme ako juhovergentné, veľmi strmé, čiastočne slepé prešmyky (pozri obr. 26, 27).



Obr. 26 Rez územím v úseku Šambron – Plavnica (Plašienka in Soták et al., 1995, upravené)



Obr. 27 Lipiansky tektonický profil s detailmi meraných defilé (Plašienka in Soták et al., 1995, upravené)



Obr. 28 Rez územím v úseku Jakubany – Stará Ľubovňa (Plašienka in Soták et al., 1995, upravené)

Osi týchto veľkých brachyantiforiem (šambronská a kamenická) sú postavené šikmo proti hraniciam ŠKP a bradlového pásma, čo naznačuje dextrálny posuvný pohyb v tejto zóne. Vytvorenie šambronsko-kamenických antifonných zväzkov pokladáme za dôsledok transpresie v zóne smerného posunu pri bradlovej zóne, ale oddeľujúce ŠKP od bradlového pásma ako primárnu plochu presunu. Je to v skutočnosti ďalekosiahly bočný posuv (strike-slip), ktorý nepochybne amputoval sv. okrajové časti vnútrokarpatskej paleogénnej panvy (cf. Marschalko, 1975).

Aj keď naše povrchové merania smerov a sklonov vrstvičiek v šambronsko-kamenickom pásme nie sú všade v súlade s údajmi Plašienku, predkladáme tu jeho interpretáciu s výhradami, že táto problematika bola načatá a ostáva do značnej miery naďalej otvorená.

Celé študované územie Levočských vrchov a spišsko-šarišského paleogénu je na severe limitované priebehom veľmi osobitej geologicko-tektonickej štruktúry pieninského bradlového pásma. Uvedené celky sa stýkajú pozdĺž presunovej línie prebiehajúcej sz.-jv. smerom. Pozdĺž uvedenej línie prebieha strmý násun bradlového pásma na sedimenty podtatranskej skupiny smerom na juh. Strmé prešmyknutie bradlového pásma na juh je možné pozorovať v úseku až dvoch stoviek kilometrov (od oravského úseku cez šarišský a snád' i beňatinský úsek). Sklon násunovej línie, žiaľ, nie je viditeľný v žiadnom prirodzenom odkryve kvôli prekrytiu kvartérnymi svahovinami rôznej hrúbky. V oravskom úseku bradlového pásma (Gross et al., 1993), kde ide takmer o identickú pozíciu, sa však našiel odkryv, v ktorom namerané hodnoty sklonu sa pohybovali v rozmedzí 50–70°.

Vo východnej časti regiónu je dominantnou tektonickou štruktúrou masív Braniska. V rámci jadrových pohorí Západných Karpát predstavuje ojedinelé pohorie, vytvárajúce výraznú morfológickú hrast' predĺženú v smere S–J. Od

paleogénnych sedimentov podtatranskej skupiny (Polák, 1987, 1994) je Branisko ohraničené zlomovými líniami. Zo západu je topoľanovský zlomový systém (s.-j., resp. ssz.-jjv. smeru) a z východnej strany šindliarky zlomový systém (sv.-jz. smeru). Kým sústava poľanovských zlomov je takmer vertikálna, miestami uklonená na východ, šindliarske zlomy sú výrazne sklonené na Z, resp. SZ, v uhle cca 60–70°.

Preukázateľne sa uplatnili aj zlomové línie v.-z. smeru, najmä pri severnom okraji Braniska. Zvrásnené fľovce hutianskeho súvrstvia v týchto miestach sú dôkazom tlakových účinkov rigidných hornín Braniska na svoje „mäkšie“ paleogénne predpolie. To však zároveň svedčí aj o intenzívnych tlakoch a pohyboch zo severu na juh, ktoré sa sčasti prejavili aj južnou vergenciou (Polák, 1994) v mladopaleozoických a mezozoických komplexoch, predovšetkým v sv. časti Braniska.

Na západnom okraji Braniska je výraznou tektonickou líniou s.-j. poľanovský zlom, prístupný na priame pozorovanie v opustenom lome jz. od Korytného pri štátnej ceste do Dúbravy. Vidno tu tektonický styk triasových (ramsauských) dolomitov s bielopotockým súvrstvom. Dolomity sú silno drvené, pieskovce sú postihnuté podstatne menej. Poľanovský zlom zhruba v línii priesmyk Branisko v smere na kostol v Poľanovciach je porušený priečnym (sz.-jv.) zlomom, ktorý odhadzuje priebeh poľanovského zlomu, a tým aj celú severnú časť Braniska zhruba o 1 km západným smerom. Po tomto horizontálnom (sinistrálnom) posunutí pokračuje poľanovský zlom už v neprerušenej línii až na s. okraj Vyšného Slavkova, kde je zakončený? na severnom okrajovom zlome Braniska v.-z. smeru, tiahnucom sa v smere do Lačnova.

Na východnom obmedzení Braniska prebieha šindliarsky zlom (v zmysle Rösinga, 1947), prechádzajúci z. okrajom Lipoviec, kde tektonicky oddeľuje stredno- až vrchnotriasové dolomity chočského príkrovu od zubereckého súvrstvia. Pod Lipovcami je uťatý výrazným zlomom vsv.-zjz. smeru, pod ktorým pokračuje južným smerom do Šindliara (Gross a Gaál, 1983). Ďalšia tektonická línia zsz.-vjv. smeru pod Šindliarom znova odhadzuje a posúva šindliarsky zlom západným smerom pod Kopytovú horu, odkiaľ pokračuje ďalej na JJZ. V týchto miestach sa na ňom tektonicky stýka kryštalinický komplex Patrie s paleogénnym flyšom zubereckého súvrstvia.

Branisko ako tektonická štruktúra severo-južného priebehu sa v popaleogénnom období dvíhalo nerovnomerne. Južné a centrálné úseky boli elevované viac ako severná časť. Zatiaľ čo stredná a južná časť výrazne výškovo prevyšujú okolité sedimenty paleogénu, severná časť budovaná tatrikom a hronikom sa postupne znižuje, až nakoniec sa ponára pod sedimenty bazálneho paleogénu (borovského súvrstvia) vrchoviny Bachurne.

Tektonické línie severne od Braniska majú prevažne sv.-jz. smer. Ide napr. o zlom prebiehajúci údolím Dubovice (sprevádzaný výskytmi travertínov),

opísaný už v práci Harčára (1972). Zlom z oblasti Renčišovskej doliny smerom na Rožkovany je možné sledovať i v morfológii terénu. Zaujímavý je aj zlom s priebehom dolinou Svinky s pokračovaním južne od Vysokej v.-z. smeru so sklonom na S, ktorý preukázateľne fungoval už počas paleogénneho obdobia (Karoli et al., 1995).

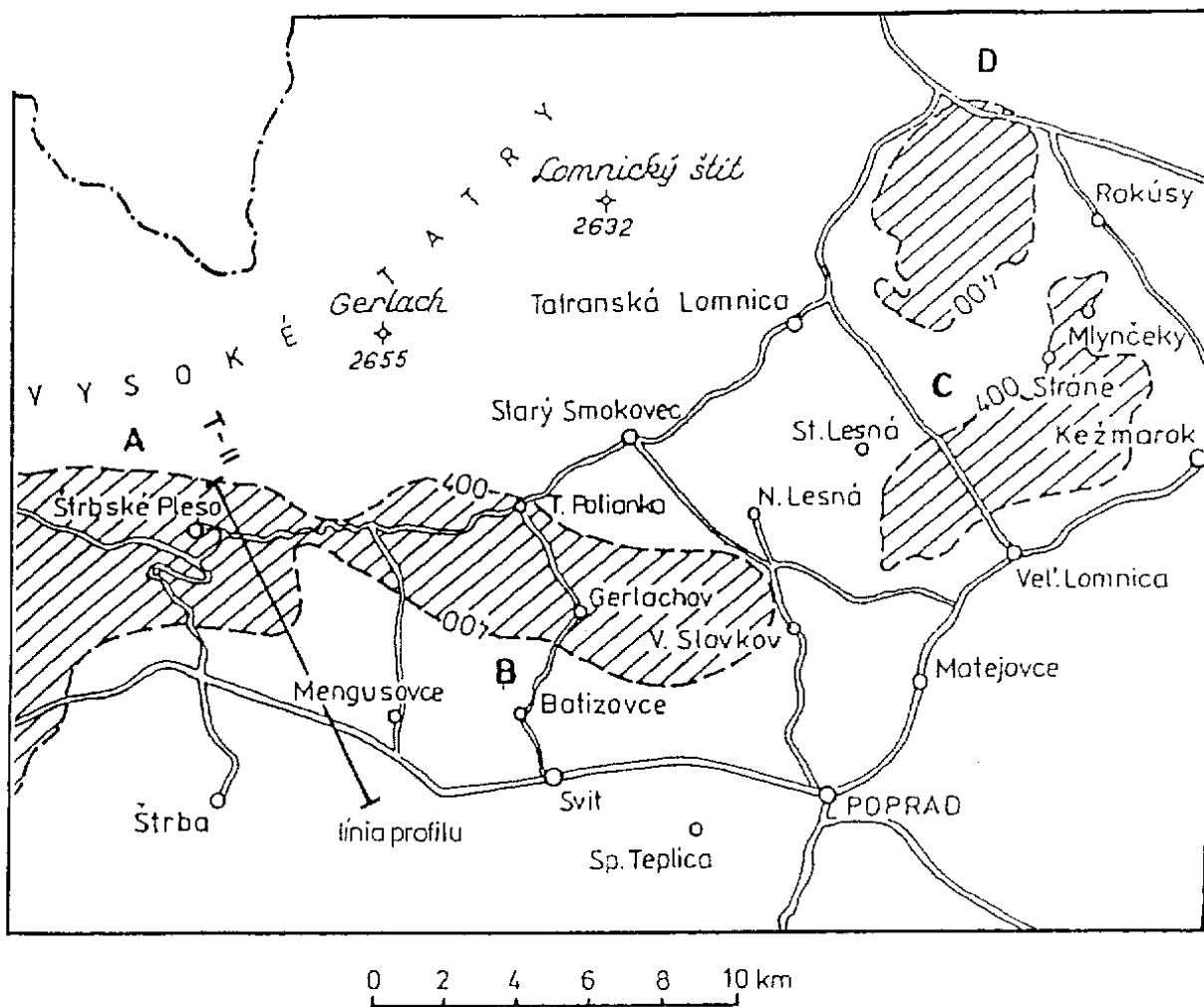
V oblasti širokého okolia Kamenice a Sabinova dominujú zlomy súbežné s priebehom bradlového pásma. Najvýraznejšie z nich sú tie, ktoré limitujú východné zakončenie šambronsko-kamenickej elevácie. Priečne zlomy (sv.-jz. smeru) sa tu prejavujú segmentovaním šambronsko-kamenického pásma, pričom sa tu našli aj dôkazy o ich existencii a fungovaní už v paleogénnom období.

V samotnej Šarišskej vrchovine medzi najmarkantnejšie tektonické línie patrí h o r n á d s k y z l o m. Pozdĺž neho bol uťatý priebeh paleogénnych sedimentov na východ (Leško, 1957; Fusán, 1958; Marschalko, 1966). Jeho severo-južný smer, morfologicky výrazný v pásme Kendice – Prešov, sa jz. od Prešova stáča na SV, kde sa postupne vytráca. Marschalko (1966) predpokladá, že zdvih územia Šarišskej vrchoviny a jej postupná denudácia sa odohrali krátko pred usadením „varhaňovskej štrkovej formácie“. Časovo to spadá do bádenu (Švagrovský, 1950). Autor predpokladá, že spodný miocén pôvodne aspoň sčasti pokrýval aj Šarišskú vrchovinu a že východne od hornádskeho zlomu pokračujú paleogénne sedimenty v podloží miocénu.

Druhý výrazný zlomový systém v Šarišskej vrchovine zsz.-vjv. smeru je zhodný s priebehom štruktúr Čiernej hory, alebo má vo vzťahu k nemu mierne šikmý priebeh (sz.-jv.). Do tejto skupiny náleží hrišovský zlom (Rösing, 1947), vďaka ktorému sa zachovala kryha paleogénnych sedimentov pri Štefanскеj Hute a Kluknave. Zlomovú líniu Cemjata – Bertotovce sprevádza výver vôd kalciovo-bikarbonátového typu (Cemjata, Borkut), geneticky viazaných na nie príliš hlboko situované mezozoické podložie. Tektonické línie zsz.-vjv. smeru sú sčasti rejuvenizované na starších predpaleogénnych štruktúrnych prvkoch.

Sklony takmer všetkých uvedených zlomov je potrebné považovať za veľmi strmé, pričom kolíšu v rozmedzí 60–90°. Niektoré „veľké zlomy“ ako napr. podtatranský, muránsky alebo okrajové zlomy Braniska je potrebné považovať za tektonické pásma nie malej šírky, v ktorých existuje množstvo paralelných línií.

Pravdepodobne primárne morfologické depresie v predpaleogénnom reliéfe, nachádzajúce sa medzi Spišskou Belou – Rakúsmi – Lendakom a tiež pod Bušovcami (porovnaj mapu Mořkovský a Suchý, 1995 in Ostrolucký et al., 1996), sú natoľko hlboké a rozsiahle, že je reálny predpoklad, že sú pod relatívne plocho uloženými paleogénnymi sedimentmi s hrúbkou 3 000 m, vyplnené kontinentálnymi (predtransgresívnymi) sedimentmi paleocénu–stredného eocénu, resp. usadeninami vrchnej kriedy „gosauského typu“. Situácia je zobrazená v geologickom reze územím 1–1'.



Obr. 29 Podtatranské záporné tiažové anomálie (A, B, C, D) (Mikuška in Gross et al., 1990)

Na tomto mieste sa vyjadrujeme k existencii tzv. podtatranských záporných tiažových anomálií, ktoré v r. 1990 vyhodnotil Mikuška (in Gross et al., 1990, 1996). Sú zakreslené na obr. 29, kde vidno ich kartografické vymedzenie v štyroch oddelených územiach (A, B, C, D). Prvé dve z nich boli podrobne hodnotené už v starších prácach (Májovský, 1972) a navyše sa nachádzajú sčasti už mimo územia nášho regiónu. Zo záverov Mikušku vyplýva, že anomálie môžu byť spôsobené hlbinným zdrojom, čo nemožno teoreticky vylúčiť. Pre túto alternatívu však nie sú dnes žiadne priame dôkazy.

Na základe doteraz známych skutočností je veľmi pravdepodobné, že príčinou záporných anomálií sú depresie v predpaleogénnom podloží, vyplnené relatívne ľahkými (paleogénnymi – predtransgresívnymi alebo ?kriedovými) sedimentmi.

Nemožno však vylúčiť ani alternatívu, že anomálie B a D by mohli byť pod kvartérnymi uloženinami hrubými desiatky metrov tvorené „panvičkami“ vyplnenými sedimentmi neogénneho veku, ktoré však nikde na dnešný povrch

nevystupujú. Túto alternatívu do istej miery potvrdzujú „vemi ľahké“ ílovce až íly bez akejkoľvek mikrofauny, ktoré sa zistili vo vrte GH-1 (studňa pre zotavovňu odborového hnutia s. od Gerlachova). Môže tu ísť o denudačné zvyšky neogénnych sedimentov pravdepodobne jazerného pôvodu(?). Tie vyplňali pôvodné depresie v popaleogénnom reliéfe a zachovali sa iba vďaka následnému tektonickému poklesnutiu určitých kryh a neskoršiemu prekrytiu kvartérnymi glacifluviálnymi sedimentmi, ktoré ich takto „zakonzervovali“. V uvedenom vrte zakončenom v hĺbke cca 200 m vrchných 41,7 m tvorí kvartér, ostatných cca 160 m tvoria „ľahké ílovce“.

Podobné sedimenty (fluviálno-limnické štrky alebo íly) pliocénno-pleistocénneho veku sme našli (Gross et al., 1980) v Liptovskej kotline vo vrcholovej časti Bežana (670 m). Pretože Liptovská a Popradská kotlina vytvárajú nadväzujúci geomorfologický celok, naša predstava o vytvorení jazier v neskorom neogéne je dosť reálna. Hrúbka týchto sedimentov môže dosiahnuť až 200 m a lokálne možno aj viac.

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Prvé geomagnetické merania v území Levočských vrchov vykonali Čekan a Šutor (1960). Hustota merania bola 1 bod na km². Z výsledkov meraní autori zaznamenali len slabé magnetické anomálie v. a z. od masívu Braniska a v okolí Levoče.

Aeromagnetické a aerorádiometrické merania v mierke 1 : 200 000 uskutočnil Mašín v roku 1963. Výsledná mapa realizovaná z profilových meraní totálnej intenzity magnetického poľa pre strednú výšku letu 100 m nad reliéfom terénu pri vzdialenosti profilov 2 km nepriniesla nové poznatky o distribúcii magnetických nehomogenít.

Letecké geofyzikálne mapovanie Levočských vrchov a sv. časti Popradskej kotliny sa začalo v roku 1989 (Gnojek, Janák a Nemčok, 1992). Výška letu sa pohybovala od 40 do 160 m. Realizovali sa:

1. Priame merania veľkosti totálneho vektora intenzity magnetického poľa T v jednotkách nT (nanoTesla).

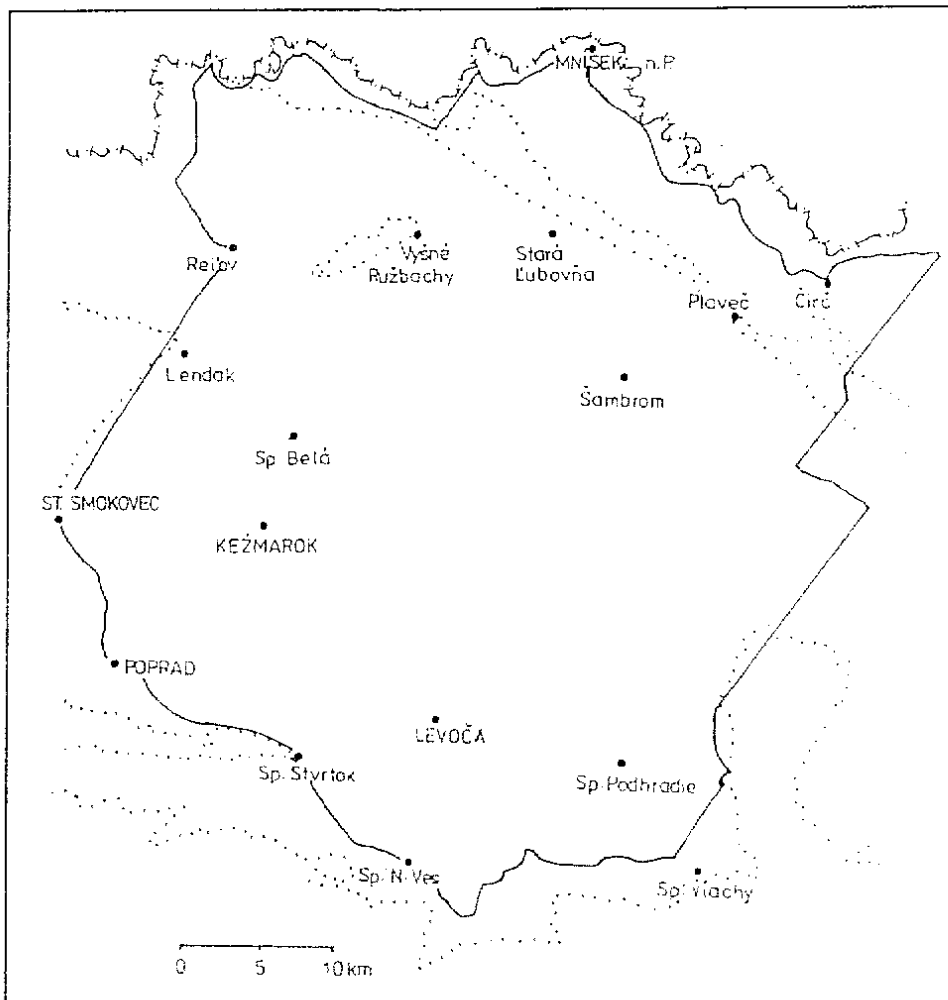
2. Merania prirodzenej aktivity gama zemského povrchu. Boli diferencované do štyroch spektrálnych okien žiarenia gama, a to: K (draslík) – zodpovedalo energetickej oblasti kvánt gama izotopu ⁴⁰K; Th (thórium) – energetickej oblasti žiarenia gama izotopu ²⁰⁸Th z thóriového rozpadového radu; U (urán) – energetickej oblasti kvánt gama izotopu ²¹⁴Bi uránového rozpadového radu; Tc (totál) – zahŕňalo široké pásmo sumy kvánt gama s energiou vyššou ako 1 MeV a hodnotilo tak úhrnnú aktivitu gama.

Vzdialenosť medzi profilmi bola 250 m s krokom meraní 35–40 m.

V rámci úlohy sa premerala plocha vymedzená obcami Poprad, Spišská Stará Ves, Čirč, Spišské Vlchy (obr. 30). Merania pokryli sv. časť Spišskej Magury, sv. časť Popradskej kotliny, Ľubovniansku vrchovinu a celé Levočské vrchy vrátane rozsiahleho úpätia tzv. Levočských planín. Na východnom okraji mapovaného územia tento prieskum nadväzuje na letecký geofyzikálny prieskum uskutočnený už v 80. rokoch (Branisko a Šarišská vrchovina). Na rozdiel od predchádzajúcich prác zostavené geomagnetické a gamaspektrometrické mapy majú minimálne 5x vyššiu rozlišovaciu schopnosť. Tieto nové informácie priniesli spojitú informáciu o priebehu pestrého magnetického poľa. Jeho anomálie sa postupne interpretovali a modelovali na 6 profiloch. Prvé dva profily prechádzali naprieč anomáliami pri Spišskej Belej a Podolínci, ďalšie v širšom okolí Levoče a v z. a v. časti Braniska. Súčasťou interpretácie je aj tzv. bzenovská magnetická anomália. Modelované zdroje magnetických anomálií zatiaľ nie je možné jednoznačne litologicky ani geotektonicky zaradiť. Z interpretácie vyplynulo, že anomálne zdroje prevažne v hĺbke do 1 km sa nachádzajú v južnom

predhorí Levočských vrchov a v južnom okraji Šarišskej vrchoviny. Pozvoľný horizontálny gradient a nízka amplitúda 15 nT v prípade anomálií v oblasti Spišská Belá – Podolíneec umožňujú situovať ich zdroje do pomerne veľkej hĺbky (3,5–5 km). Najvýraznejším anomálnym objektom je bzenovská magnetická anomália, ktorá bola predmetom interpretácie mnohých autorov. V tejto práci Gnojek (1992) podáva aj jej novú modelovú verziu.

Výstupom gamaspektrometrie sú mapy koncentrácie K [%], U [ppm U] a Th [ppm Th], ktoré poskytujú ucelený prehľad distribúcie rádioaktívnych prvkov v horninovom prostredí. Najvyššia koncentrácia draslíka bola zaznamenaná v ílovcových súvrstviach v okolí Starej Ľubovne, Šambromu, Plaveča a Lipian – 2 %. Najnižšia koncentrácia – menej ako 1 % – sa zistila v území s podstatným zastúpením karbonátov, v malcovských vrstvách a na výskytoch travertínu pri Spišskom Podhradí. Na mape koncentrácií uránu boli detekované len dve lokálne anomálie, ktoré môžu mať geologický význam. Je to anomália 6 ppm U na južnom okraji ružbašského mezozoického ostrova (svetlosivé dolomity stredného až vrchného triasu; Nemčok, 1992) a anomália 11 km zsz. od obce Oľšavice, ktorú



Obr.30 Vymedzenie územia leteckého geofyzikálneho merania (Gnojek, Janák a Nemčok, 1992)

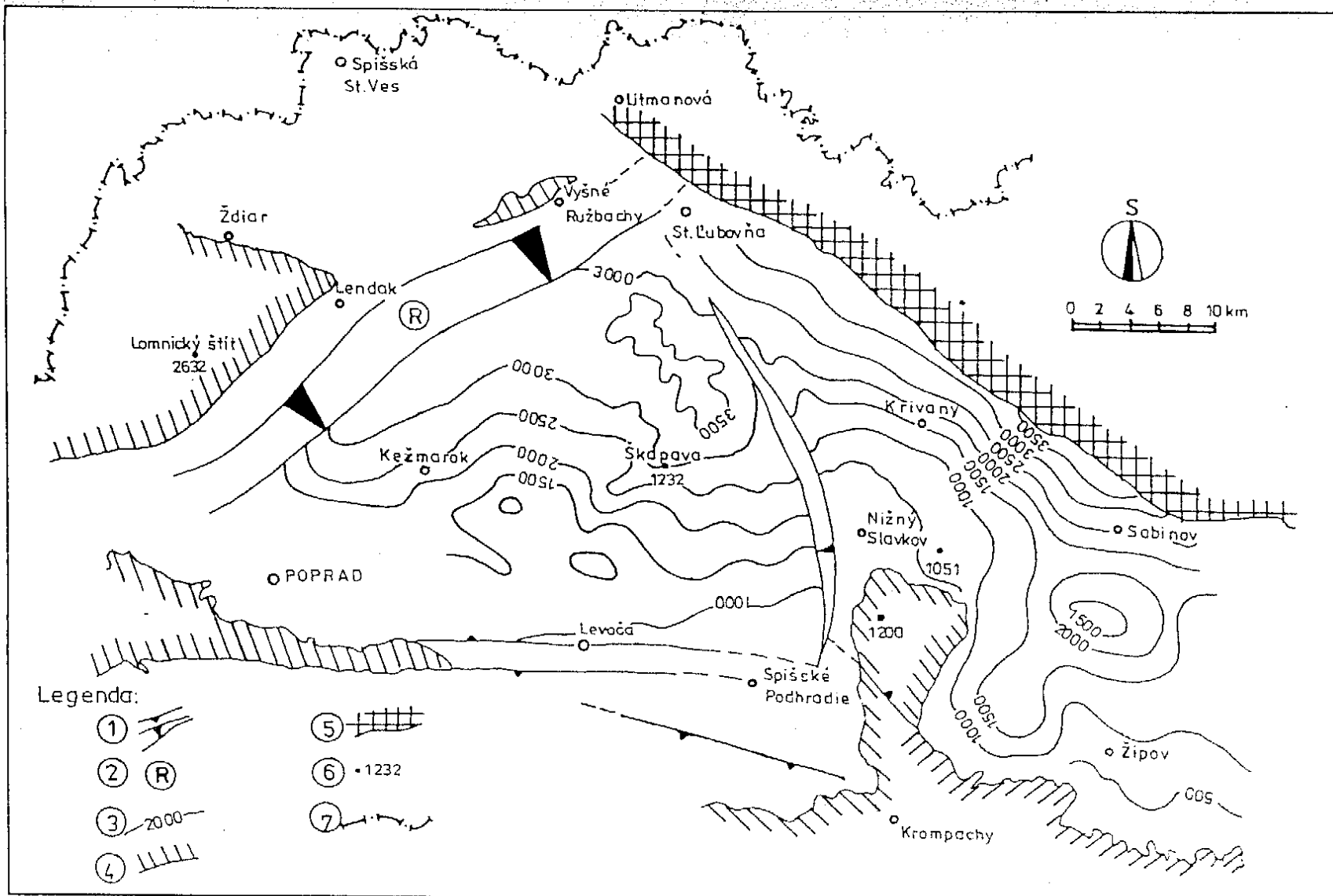
Gnojek vysvetľuje prítomnosťou prameňa slabo rádioaktívnych vôd. Ostatná časť územia je charakterizovaná koncentráciou 2 ppm U a menej. Distribúcia thória je v našom území podobná ako pri draslíku. Najvyššie hodnoty sa zistili v území, kde je zaznamenané podstatné zastúpenie ílovcov, a to od 10 do 12 ppm Th.

Gravimetrické mapovanie v skúmanom území sa skončilo v roku 1993 (Mikuška et al., 1996) s priemernou hustotou 4–6 gravimetrických bodov na 1 km². Súčasťou rozsiahlych geofyzikálnych terénnych prác boli aj tiažové a magnetické profilové merania na 3 profiloch, ktoré boli predmetom interpretácie. Bodové súbory údajov na vyčíslenie hodnôt úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) slúžili ako vstupné hodnoty na výpočet transformovaných polí a konštrukciu odkrytej gravimetrickej mapy. Tiažové pole sa v rámci skúmanej oblasti interpretovalo viackrát. Okrem iného bola zostrojená aj štruktúrna schéma bázy centrálnokarpatského paleogénu.

Interpretácia tiažových anomálií

Šutora a Pospíšil (1994) sa vo svojej práci venujú vnútrokarpatskému paleogénu Levočských vrchov a v priestore na V od Braniska aj vonkajšiemu flyšovému pásnu. Pretože pri kvantitatívnej interpretácii gravimetrie rozhodujúcu úlohu zohrávajú hustotné údaje, autori pri spracúvaní archívneho materiálu dospeli k hodnotám $D_p = 2,70 \text{ kg.dm}^{-3}$ pre paleogénne súvrstvia od hladiny mora nižšie (z vrtovej Lipany-1, 3, 4, 5 a Vrbov-1) a $D_p = 2,72$ až $2,74 \text{ kg.dm}^{-3}$ pre podložné mezozoikum okrem dolomitov. Na vzorkách dolomitov bola nameraná hustota $D_p = 2,74$ – $2,84 \text{ kg.dm}^{-3}$. Na odkrytej gravimetrickej mape autori inter-Levoče ako reakciu na prítomnosť ťažších hornín chočského príkrovu v podloží pretujú pásno tiažových maxím zhruba v.-z. smeru prebiehajúce severne od CKP (centrálnokarpatského paleogénu) Levočských vrchov. Severnejší pruh tiažových maxím v prevažnej časti vykazuje vzťah k prítomnosti výraznej elevačnej štruktúry rozloženej v podloží značne deformovaného a v elevačnej pozícii sa nachádzajúceho čelného segmentu tatrídneho pásna. Tiažové minimum na odkrytej gravimetrickej mape, ktoré z J a JV lemuje Vysoké Tatry, je interpretované vo vzťahu k horninovým komplexom granitoidov tatrika a kryštálických bridlíc. Tie sa v danom priestore nachádzajú najskôr v podloží inej tektonickej jednotky. Nedá sa vylúčiť, že je i vo vzťahu k ďalšiemu, hlbšie uloženému anomálnemu zdroju, ktorý má bezprostredný vzťah k značnej časti indikovaného tiažového minima. S využitím interpretácie rôznych seizmických profilov a komplexnej analýzy dostupného materiálu sú v práci zostavené aj 3 interpretačné profily s modelmi geologickej stavby.

V prácach autorov Dvořáková a Tomek (1995), Vozár et al. (1995), Szaláiová et al. (1995) a Kandrik et al. (1995) sa pojednáva o seizmickom transekte G-1. V správach je nahromadené množstvo interpretačných záverov, ktoré sa



Obr. 31 Zjednodušená mapa hrúbky paleogénnych sedimentov regiónu (Hrušecký, 1998)

1 – poklesový zlom s udaným smerom sklonu; 2 – ružbašský zlom; 3 – izolínie hrúbky v metroch; 4 – východy predterciérnych jednotiek na povrch; 5 – juhozápadný okraj bradlového pásma; 6 – kóta s nadmorskou výškou v metroch; 7 – štátna hranica

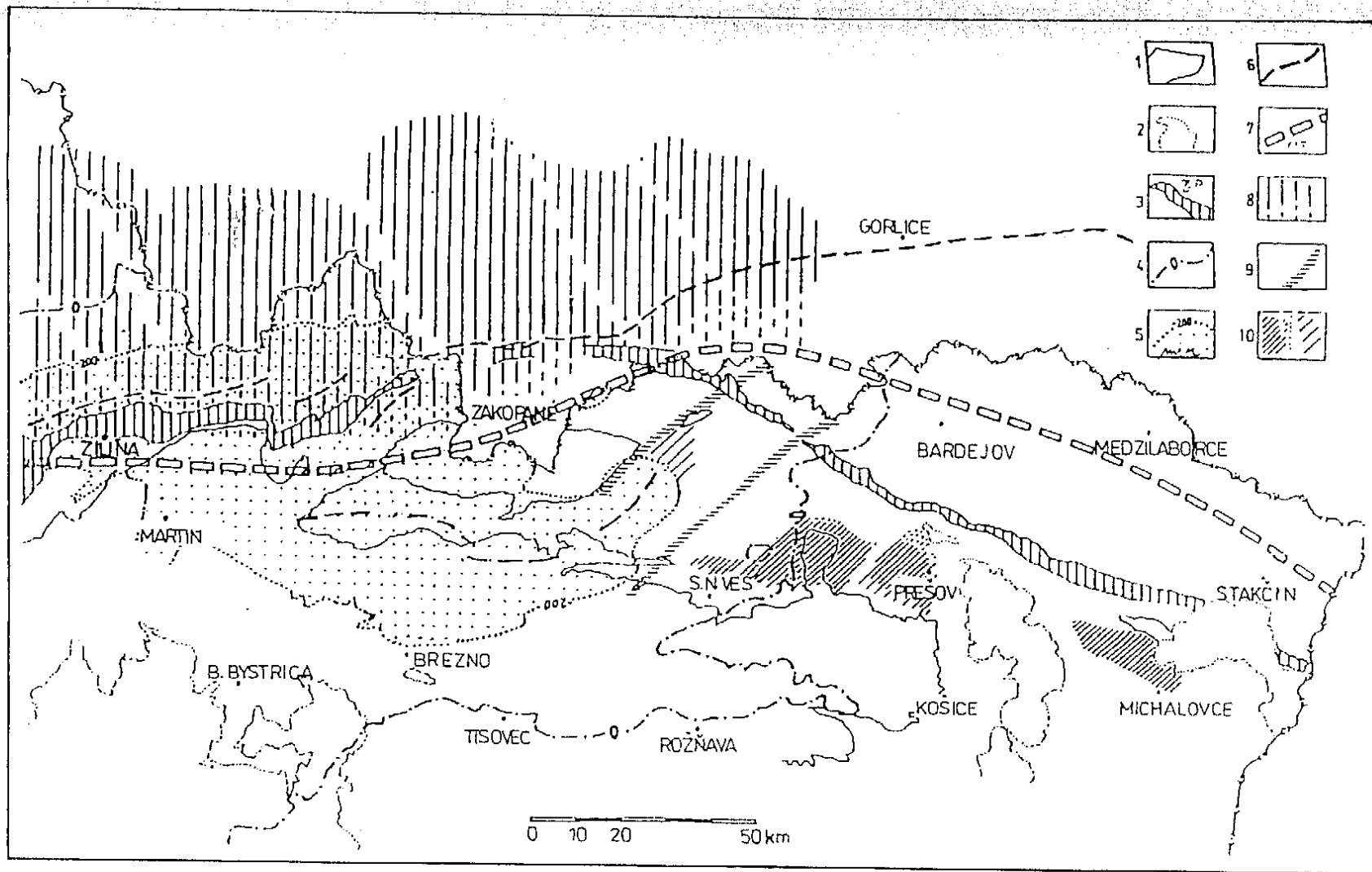
priamo či nepriamo dotýkajú nášho územia. Tomek a Dvořáková (1995) analyzovali interpretačné výstupy zo seizmiky a zostavili seizmogeologický model. Vzhľadom na situovanie transektu, ako aj na hĺbkový dosah seizmickej informácie musí takýto model obsiahnuť prakticky všetky karpatské tektonické jednotky. Závěry autorov sú obsiahnuté aj v ďalšej správe širšieho autorského kolektívu pod vedením Vozára (1995), ktoré boli doplnené o ďalšie zistenia.

Z práce Szalaiovej et al. (1995) vyberáme tieto závery:

- celok Braniska sa na mape ÚBA prejavuje relatívne kladnou anomáliou, ktorá sa pri podrobnejšom rozboře rozpadá na niekoľko lokálnych maxim a miním; západné tektonické obmedzenie pohoria (poľanovský zlomový systém) je strmé, zatiaľ čo na východe je šindliarsky zlomový systém uklonený na V až SV;
- pri gravimetrickom modelovaní autori použili pre horniny CKP hustotný kontrast $-0,20 \text{ kg.dm}^{-3}$ s cieľom dosiahnuť lepšiu zhodu medzi nameranými anomáliami a vypočítaným gravimetrickým účinkom predkladaného modelu;
- autori upozorňujú na prítomnosť kruhovej kladnej anomálie na Z od Braniska a na prítomnosť rozsiahlejšej zápornej anomálie na V od Braniska, ktorú vysvetľujú depresiou predterciérneho podložja;
- tiažový chrbát, ktorý sa v priestore s. od Sabinova začína rozdvajovať, považujú autori za kľúčový prvok na mape ÚBA a z hľadiska interpretácie tiažových anomálií za rozhodujúci prvok;
- relatívne záporne anomálie podľa autorov môžu byť spôsobené hustotnou variabilitou v paleogéne;
- bradlové pásmo sa na mape ÚBA neprejavuje výraznými tiažovými anomáliami, autori však pripúšťajú väzbu miernych kladných anomálií na tento tektonický fenomén a z posunov v lokalizácii anomálií vo vzťahu k vystupovaniu bradlového pásma na povrchu usudzujú na jeho vergenciu.

Kandřík et al. (1995) sa vo svojej správe zaoberajú interpretáciou geoelektrických meraní pozdĺž transektu G-1. Za najzaujímavejší poznatok z geoelektrických meraní možno označiť existenciu vodivejšieho prostredia v podloží veporického kryštalinika masívu Sľubice, ktoré autori interpretujú ako tmavé pelitické bridlice. Na základe analógie so stykovou zónou veporika a gemerika na V a Z od skúmanej oblasti sa domnievajú, že kryštalinikum Braniska „pláva“ na čiernych bridliciach, ktoré geologicky ani tektonicky nezačleňujú.

Jedna z najrozsiahlejších geofyzikálnych syntéz v oblasti je aj správa Šefaru et al. (1987). Táto práca vznikala v čase, keď bolo k dispozícii podstatne menej geofyzikálnych údajov, najmä seizmických. Napriek tomu sú niektoré interpretácie stále platné a niektoré vďaka novým seizmickým prácam boli prekonané. Pri interpretácii anomálií ÚBA v Popradskej kotline má svoj význam predstava o magmatickom zdroji podtatranského tiažového minima, kde Velich (in Šefara et al., 1987) zaraďuje anomálnu oblasť do pásma záporných anomálií (na od-



Obr. 32 Mapa významných geofyzikálních indicií (Gnojek, 1992)

1 – kontúra predterciérnych útvarov; 2 – kontúra neovulkanitov; 3 – bradlové pásmo; 4 – rozhranie kladného a záporného tiažového poľa (Šefara et al., 1987); 5 – „karpatské tiažové minimum“ ohraničené izočiarou $-200 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ (Šefara et al., 1987); 6 – osi jednotlivých častí „karpatského tiažového minima“; 7 – karpatská hlbinná vodivostná zóna (Praus et al., 1981); 8 – plocha rozsiahleho magneticky anomálneho zdroja pri južnom okraji severoeurópskej platformy (Gnojek a Heinz, 1991); 9 – hlavné diskontinuity geomagnetického poľa; 10 – zdroje magnetických anomálií, geotektonicky zatiaľ nezaradené: a) v hĺbkovej úrovni do 4 km, b) v hĺbkovej úrovni nad 4 km

krytej gravimetrickej mape vnútorných Západných Karpát) od Levíc cez Brezno až ku Kežmarku. Tieto anomálie sa dajú vysvetliť prítomnosťou ľahkých granitov s hĺbkou spodného okraja cca 6–8 km pod súčasným reliéfom terénu. V podtatranskej oblasti tento autor predpokladá aj väčšiu hĺbkou spodného okraja granitového telesa.

V širšej oblasti Levočských vrchov sa dodnes uskutočnilo cca 18 reflexých seizmických profilov regionálneho charakteru. Terénne práce a procesing seizmických údajov realizovala Geofyzika, a. s., Brno. Cieľom seizmického prieskumu bolo preveriť naftové perspektívy v tejto oblasti a vytvoriť základný koncept hlbšej a hlbínnej geologickej stavby.

Z výsledkov seizmických meraní a existujúcich vrtných prác zostavil Hrušecký v roku 1998 mapu hrúbky paleogénu v širšej oblasti Levočských vrchov (obr. 31).

Geoelektrické merania boli zamerané najmä na hydrogeologické účely, mapovanie predterciérneho podložja, objasnenie štruktúrno-tektonických pomerov, určenie hrúbky a litológie geoelektrických horizontov a ich rozčlenenie. Najviac sa využívala metóda VES (vertikálne elektrické sondovanie) a SOP (symetrické odporové profilovanie). Jančovič a Vištor (1984) ich použili s cieľom získania poznatkov o vyšších odporových rozhraniach, Pomezný a Bláha (1988, 1989) na sledovanie reliéfu podložja paleogénu.

V práci Kovárová et al. (1988) sú uvedené informácie o horizontálnych, resp. vertikálnych rozhraniach fyzikálne odlišných komplexov. Prispeli k zmapovaniu geologických prostredí rôzneho petrografického typu a detekcii lineárnych štruktúr, ktoré môžu korešpondovať s výraznými tektonickými líniami v oblasti Sabinova.

Podstatné geofyzikálne poznatky o paleogéne podtatranskej skupiny z priestoru medzi Pieninami a Vysokými Tatrami prináša práca Májovského et al. (1977). Na ich základe bola možná interpretácia paleogénneho podložja.

Geofyzikálny prieskum Hornádskej kotliny prebiehal v 2. polovici 80. rokov. Práce realizovala Geofyzika, š. p., Brno, závod Bratislava, s cieľom sledovať morfológiu predterciérneho podložja, identifikovať zlomy a zistiť tektonický vzťah Hornádskej kotliny k Spišsko-gemerskému krasu a Branisku pre potreby situovania hydrogeologických vrtov. Výsledky sa nachádzajú v správe Májovského (1988), ktorá obsahuje okrem iného aj mapu izobát reliéfu predterciérneho podložja v mierke 1 : 25 000, mapu fyzikálnych rozhraní a geofyzikálno-geologické rezy.

V súvislosti s riešením problematiky hydrotermálnych pomerov v Popradskej kotline a časti Levočských vrchov (Fendek et al., 1992) boli vyhodnotené geofyzikálne údaje, pričom boli zostavené izolínie hrúbky paleogénnej výplne študovanej oblasti.

Výsledky geofyzikálnych meraní metódou VES a SOP a seizmických meraní do hĺbky 80 m na 17 profiloch Tichého Potoka, Blažova, Jakubian a Nižného Slavkova sú uvedené v práci Halmešová a Spevákova (1977).

Východne od Braniska, na území Šarišskej vrchoviny, sa prvé detailnejšie merania uskutočnili v okolí žriedla Salvátor (Urban et al., 1959). V rámci geofyzikálneho prieskumu Šarišskej vrchoviny sa v rokoch 1981–1983 (Májovský a Tkáčová, 1983) uskutočnili merania s cieľom sledovať styk Braniska s paleogénnymi sedimentmi. Uskutočnili sa tu merania VES s rozstupom AB do 4 000 m.

Všetky významné geofyzikálne práce dotýkajúce sa problematiky okolia prameňa Salvátor v Lipovciach sú uvedené v práci Mlynarčíka (1985), v správe Ferenca, Szalaiovej a Vrúbela (1986) a v správe Vrúbela et al. (1989). Interpretujú podložie paleogénnych sedimentov tvorené karbonátmi v hĺbke cca 800 m. K objasneniu hlbšej geologickej stavby prispela správa Pospíšila (1978) a správa Mořkovského a Nováka et al. (1992).

Tkáčová a Šantavý (1993) riešili styk Šarišskej vrchoviny a Košickej kotliny, resp. Čiernej hory, tektonickú porušenosť Čiernej hory a litofaciálne zmeny do hĺbky 1 000 m metódou VES a SOP.

Geofyzikálny výskum Čergova (Valušiaková a Spevákova, 1979; Valušiaková, 1982; Panáček, 1987) na základe geoelektrických a seizmických rezov umožnil interpretáciu tektonického styku sedimentov podtatranskej skupiny a mezozoika bradlového pásma.

V Hornádskej kotline sa uskutočnil aj geofyzikálny prieskum (Májovský, 1988; Mikuška a Szalaiová, 1989).

Súhrnné spracovanie hustotných, magnetických a rádioaktívnych vlastností hornín Levočských vrchov poskytlo údaje o fyzikálnych charakteristikách litofaciálnych komplexov, a tým aj geologickú interpretáciu geofyzikálnych polí (Husák a Marušiak, 1993).

V roku 1992 Gnojek zostavil mapu niektorých významných geofyzikálnych indícií (obr. 32) regionálnogeologického významu. Z tejto mapy vyplýva, že karpatské tiažové minimum zreteľne vyznieva na línii Spišská Nová Ves – Bardejov – štátna hranica s Poľskom. Z množstva interpretačných prác sa ukázalo, že na jeho vznik nestačí len účinok flyšového pásma, ale že jeho podstatným zdrojom je aj účinok ľahkého granitoidného typu kôry. Tento typ kôry sa teda pravdepodobne končí na uvedenej línii.

Karpatská hlbinná vodivostná zóna (Praus et al., 1981), ktorá od Bielych Karpát až po Pieniny osciluje okolo bradlového pásma, opúšťa východne od Pienin bradlové pásmo a pokračuje sv. od neho v priemernej vzdialenosti 25 km. Táto vodivá zóna je vyvolaná okrem veľkej mocnosti sedimentov pravdepodobne silno tektonicky porušenou kôrou v hĺbke okolo 10 km a viac. Túto tektonicky oslabenú kôru môžeme teda očakávať sv. od bradlového pásma.

Z analýzy geomagnetického poľa Gnojek predpokladá, že pásmo výrazne anomálnych hornín lemujúcich južný okraj severoeurópskej platformy má svoje východné zakončenie v okolí mesta Nowy Sacz. Jeho južné prejavy sa končia v blízkosti osi hlavnej vetvy karpatského tiažového minima a takmer nikde neprekračujú líniu karpatskej vodivej zóny. Leteckým magnetickým prieskumom boli zaznamenané zdroje magnetických anomálií južne od bradlového pásma v širšom okolí Braniska a v jv. časti Šarišskej vrchoviny. Zo starších prác v podobnej pozícii k bradlovému pásmu poznáme zbudzskú magnetickú anomáliu a ďalej na juh sečiansku anomáliu, podstielaajúcu značnú časť Východoslovenskej nížiny. Na základe konfigurácie magnetického poľa v okolí Braniska Gnojek vyslovil domnienku, že toto pohorie má v podloží iný typ hornín ako tie, ktoré poznáme na povrchu.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

V hydrogeologickej rajonizácii SR patrí skúmané územie k 6 hydrogeologickým rajónom. Popradská kotlina na pravom brehu Popradu predstavuje spolu s Hornádskou kotlinou rajón PQ 115 (paleogén Hornádskej a časti Popradskej kotliny), ľavobrežná časť Popradskej kotliny je súčasťou rajónu QG 139 (kryštalínikum Vysokých Tatier a kvartér ich predpolia), najsevernejšia časť Popradskej kotliny na ľavom brehu Popradu na úpätí Spišskej Magury medzi Lenďakom a Podolíncom patrí už k rajónu PQ 141 (paleogén Spišskej Magury, Ľubovnianskej vrchoviny, sz. časti Spišsko-šarišského medzihoria a Pienin), ktorý potom zaberá aj jv. okolie Starej Ľubovne až po rozvodnicu s Torysou. Levočské vrchy až po dolinu Popradu medzi Kežmarkom a Starou Ľubovňou tvoria rajón P 119 (paleogén Levočských vrchov), na ktorý od Brezovice na V nadväzuje v doline Torysy až po Prešov územie rajónu QP 120 (paleogén Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny v povodí Torysy). Paleogén povodia Svinky potom tvorí rajón P 122.

Hydrogeologická preskúmanosť

Hydrogeologická preskúmanosť mapovaného územia je pomerne dobrá, ale veľmi nerovnomerná. Najväčší počet prieskumných aj exploatačných vrtov sa sústredil do kvartérnych náplavov Popradu a Torysy, v menšom množstve aj do náplavov Hornádu. Rozsiahlejší systematický prieskum náplavov Popradu zhodnotili Haluška et al. (1968), dopĺňujúce údaje potom zhrnul Halečka (1990, 1991). Prvý systematický hydrogeologický prieskum náplavov Torysy zhodnotil Šindler (1962), súhrnné spracovanie hydrogeológie náplavov Torysy po Veľký Šariš podali Frankovič a Banský (1971).

Prehľadné zhrnutie údajov o hydrogeológii v skúmanom území obsahujú vysvetlivky k hydrogeologickej mape v mierke 1 : 200 000 (Hanzel et al., 1996). Hydrogeologické pomery jz. časti Popradskej kotliny v predpolí Vysokých Tatier opísali Hanzel et al. (1984), severný okraj kotliny bol predmetom hydrogeologického výskumu Spišskej Magury (Jetel et al., 1993; Jetel, 1995c). Cenné súhrnné zhodnotenie Popradskej kotliny a príľahlej časti Levočských vrchov prinášajú štúdie Halečku (1990, 1991). Väčší počet autorov sa zaoberal termálnymi vodami Popradskej kotliny (Nemčok a Hanzel, 1980; Valíček et al., 1988; Fendek et al., 1992; Struňák, 1994; Bujalka a Repka, 1997; Máľuš a Daniel, 1997). Poznatky o prvých hydrogeologických vrtoch v Hornádskej kotline uviedol Cabala (1976), súhrnné spracovanie hydrogeologických pomerov uskutočnili

Jetel et al. (1990a) a Jetel a Vranovská (1997). Geofyzikálny výskum kotliny zhodnotil Májovský (1988). Termálne vody tu opísal Jetel (1997b); baldovskými minerálnymi vodami sa zaoberali Gross (1987) a Haluška a Petrivaldský (1993, 1994). V Levočských vrchoch nasledoval po základnom hydrogeologickom výskume (Zakovič, 1975, 1979) vyhľadávací prieskum (Neupauer et al., 1990) a spracovanie základnej hydrogeologickej mapy (Zakovič et al., 1993a). Vzťahom minerálnych vôd a travertínov sa zaoberali Franko a Šivo (1997), zhodnotenie perspektív geotermálnych vôd tu podali Fendek et al. (1992) a Franko et al. (1994).

Šarišská vrchovina bola predmetom základného hydrogeologického výskumu (Chochol et al., 1984), vyhľadávacieho prieskumu (Bajo a Cibulka, 1994) a spracovania základnej hydrogeologickej mapy (Zakovič et al., 1993b). Vzťah geológie a minerálnych vôd tu riešili Gross a Gaál (1994), poznatky o minerálnych vodách v Lipovciach zhrnul Malík (1994). Najnovší prehľad poznatkov o hydrogeológii Šarišskej vrchoviny publikovali Zakovič et al. (1995). Výsledky nepriamych metód stanovenia hydraulických parametrov v porovnaní s údajmi z hydrogeologických vrtov tu zhodnotil Jetel (1997a), ktorý súčasne podal takúto analýzu aj pre ďalšie časti skúmaného územia.

Hydrogeologická funkcia hornín paleogénu podtatranskej skupiny a faktory určujúce ich priepustnosť

Základnou črtou hydrogeologických vlastností flyšových hornín paleogénu je dominantný význam puklinovej priepustnosti pri veľmi obmedzenom a prevažne celkom zanedbateľnom význame medzizrnovej priepustnosti (Jetel, 1995b, 1998). V súvislosti s postupným uzatváraním puklín do hĺbky má dominancia puklinovej priepustnosti za následok vytvorenie podmienok obehu podzemnej vody typických pre štruktúru typu hydrogeologického masívu (hydrogeologickoštruktúrnej jednotky budovanej komplexmi spevnených hornín bez významnejších súvislých hydrogeologických kolektorov vrstvomého typu).

Za hydrogeologický masív možno v tomto zmysle pokladať ako celok aj skúmané územie paleogénu (s výnimkou kvartérnych fluviálnych a proluviálnych uložení). Obeh podzemnej vody sa tu sústreďuje predovšetkým do pripovrchovej zóny a z menšej časti do subvertikálnych puklinových zón. Hlavným, viacmenej súvislým hydrogeologickým kolektorom je tu pripovrchová zóna zvýšenej priepustnosti, zasahujúca od povrchu terénu do hĺbky niekoľko metrov až niekoľko málo desiatok metrov (v skúmanom území najčastejšie do hĺbky okolo 20–40 m). Vyznačuje sa podstatne vyššou priepustnosťou oproti hlbším častiam horninového masívu v súvislosti s rozvoľnením hornín (druhotným rozpukaním, rozpojením puklín a zvetraním) pod vplyvom povrchových faktorov. Popri pásme povrchového rozpojenia možno k nej priradiť aj zvetraninový pokryv.

Prebieha viac-menej konformne s povrchom terénu, so značnými lokálnymi odchýlkami. Charakteristickým znakom pripovrchovej zóny je zákonitý pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou, ktorý je aproximovateľný exponenciálnou funkciou hĺbky.

Druhým najvýznamnejším typom hydrogeologických kolektorov v horninách paleogénu sú puklinové zóny. V zmysle Pličku (1968) sú to strmo až zvisle prebiehajúce pásma sústredeného intenzívneho rozpukania s tesným genetickým a priestorovým vzťahom k priebehu tektonických diskontinuit (zlomov). Často predisponujú priebeh terénnych depresíí. Môžu zasahovať do väčšej hĺbky. Ich priebeh nezávisí od smeru a sklonu vrstiev a možno ho sledovať na väčšie vzdialenosti bez ohľadu na hranice jednotlivých súvrství. Predstavujú privilegované hydraulické komunikácie na pohyb podzemných vôd do väčšej hĺbky a na väčšie vzdialenosti.

Vzhľadom na uvedený zákonitý pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou je základným faktorom určujúcim priemernú priepustnosť hornín paleogénu mimo puklinových zón ich súčasná hĺbková pozícia pod povrchom terénu. Veľmi zložitá je závislosť priepustnosti flyšových hornín paleogénu od ich litológie. V starších prácach sa bežne tradovala zjednodušená predstava odvodená zo vzťahov medzi priepustnosťou a litológiou známych z nespevných sedimentov: pieskovce a zlepenca sa všeobecne pokladali za výrazne priepustnejšie ako jemnozrnnejšie litologické typy – ílovcy, prachovce a ílovité bridlice. Novšie výskumy založené na regionálnom hodnotení rozsiahlych súborov údajov (Jetel et al., 1990b; Jetel, 1995b) však ukazujú, že v značnej časti skúmaných členov a regiónov – a to najmä v rozsahu pripovrchovej zóny – tradičná predstava o geo-hydraulickom antagonizme relatívne dobre priepustných pieskovcov a slabo priepustných prachovcov a ílovcov neplatí, čo už konkrétnymi údajmi z Hornádskej kotliny dokumentoval Cabala (1976). V niektorých súboroch údajov sa dokonca prejavuje zdanlivo paradoxná korelácia – rast priemernej priepustnosti so znižujúcim sa podielom pieskovcov v skúšanom úseku vrtu. Maximálne hodnoty priepustnosti a prietočnosti sa vo flyšových horninách viažu na puklinové zóny a niektoré tektonické poruchy, a to prevažne bez vzťahu k litológii porušených hornín.

Príčiny častej absencie pozitívnej závislosti priepustnosti od podielu pieskovcov a zlepenca v časti regiónov paleogénu možno hľadať v skutočnosti, že sa diagenetickým znižovaním medzizrnovej pórovitosti v silno spevnených horninách stierajú primárne rozdiely medzi pieskovecami na jednej strane a ílovcami alebo prachovcami na druhej strane. Horninový masív sa tak z hľadiska hydraulických vlastností hornín homogenizuje bez ohľadu na litologické rozdiely do tej miery, že často nemožno preukázať kvantitatívne rozdiely v priemernej priepustnosti odlišných litologických typov hornín, najmä v pripovrchovej zóne. Dôsledkom intenzívnejšieho mechanického porušenia

krehkých pevných fľovcov alebo prachovcov a drobnorytmických sekvencií oproti menej rozpukaným masívnym a hrubolavicovitým pieskovcom môže byť napokon dokonca negatívny vplyv rastúceho podielu pieskovcov na výslednú priemernú priepustnosť masívu. Otvorená však zostáva otázka, prečo sú prejavy vplyvu pieskovcov na výslednú priepustnosť v jednotlivých členoch a regiónoch také rozdielne.

Pri hodnotení charakteristík priepustnosti a prietochnosti v územiach s členitým reliéfom treba vychádzať z konceptu priestorovej neuniformity prietochnosti pripovrchovej zóny hydrogeologického masívu (Jetel, 1990). Úroveň prietochnosti pripovrchovej zóny sa totiž zákonite diferencuje v závislosti od pozície v reliéfe terénu. Príčinou tejto diferenciacie je superpozícia dvoch vzájomne nezávislých javov: exponenciálneho poklesu priemernej priepustnosti s hĺbkou a približovania sa hladiny prvej zvodne k povrchu terénu smerom od terénnych elevácií k terénnym depresiám. Dôsledkom tejto superpozície je skutočnosť, že v horninovom prostredí s rovnakou úrovňou priemernej priepustnosti ako funkcie hĺbkovej pozície, t. j. s identickou krivkou poklesu priepustnosti s hĺbkou, je výsledná efektívna prietochnosť zákonite vyššia v depresných častiach územia, kde nasýtená zóna zahŕňa aj najvyššie partie vertikálneho profilu s maximálnou priepustnosťou. Naproti tomu, v tom istom prostredí bude reálna efektívna prietochnosť výrazne nižšia v elevačných častiach územia, kde sa hladina prvej zvodne pohybuje vo väčšej hĺbke pod terénom a vrchná hranica zóny nasýtenia nedosahuje do partií s maximálnou priepustnosťou, takže nasýtená zóna zahŕňa iba partie s nízkou priepustnosťou. Pri hodnotení údajov o prietochnosti v terénoch typu hydrogeologického masívu preto treba rozlišovať 4 kategórie prietochnosti v závislosti od pozície charakterizovaných partií horninového prostredia v reliéfe terénu (Jetel, 1990): dnovú (dolinovú) prietochnosť T_v , svahovú prietochnosť T_s , prietochnosť puklinových zón T_f a prietochnosť T_d hlbších častí masívu pod spodnou hranicou pripovrchovej zóny. Všeobecne pritom platí vzťah $T_f > T_v > T_s > T_d$. Najvyššie priemerné hodnoty vykazuje prietochnosť puklinových zón (definovaných v zmysle Pličku, 1998). Ako dnová (dolinová) prietochnosť sa definuje kategória prietochnosti charakterizujúca výslednú efektívnu prietochnosť pripovrchovej zóny v depresných častiach územia – t. j. tam, kde sa hladina prvej zvodne pohybuje v blízkosti povrchu terénu (doliny a najspodnejšie úseky svahov). Naproti tomu, svahová prietochnosť predstavuje prietochnosť pripovrchovej zóny v elevačných častiach územia (v stredných a horných úsekoch svahov a na hrebeňoch elevácií), kde je výsledná prietochnosť pripovrchovej zóny v dôsledku väčšieho poklesnutia hladiny pod povrch zákonite nižšia ako v dolinách. Teoretický i praktický význam rozlišovania uvedených kategórií prietochnosti podrobne osvetľil Jetel (1990).

Pri zhodnotení hydraulických parametrov sa opierame o interpretáciu údajov hydrodynamických skúšok vo vrtoch s použitím metodiky regionálneho zhodnotenia hydraulických vlastností hornín (Jetel, 1985a) a jej inovácií (Jetel, 1995a; Jetel a Vranovská, 1997). Vyčíslené charakteristiky rozdelenia aproximatívnych logaritmických parametrov pre jednotlivé súvrstvia paleogénu uvádzajú tabuľky 10 a 11, zodpovedajúce charakteristiky koeficientu filtrácie a koeficientu prietochnosti odvodené z týchto charakteristík uvádzame v texte. Pri priestorovej aplikácii uvádzaných charakteristík treba brať do úvahy, že v dôsledku priestorovej neuniformity prietochnosti pripovrchovej zóny zodpovedajú uvádzané kvantitatívne charakteristiky prevažne kategórii dnovej (dolinovej) prietochnosti, a preto charakterizujú iba vlastnosti pripovrchovej zóny daného súvrstvia v depresných častiach územia – v dolinách a spodných úsekoch svahov. Boli totiž odvodené z výsledkov hydrogeologických vrtoch, ktoré sú situované prevažne v dolinách. Pozitívne anomálne hodnoty odrážajú potom prietochnosť puklinových zón. Neuniformita prietochnosti ovplyvňuje aj vypočítané charakteristiky priepustnosti (Jetel, 1990), čo treba mať na zreteli najmä pri praktickej aplikácii týchto hodnôt.

Pri prepočte charakteristík rozdelenia logaritmických aproximatívnych parametrov (indexu priepustnosti Z a indexu prietochnosti Y), odvodených z mernej výdatnosti pri hydrodynamických skúškach vo vrtoch a uvedených v tabuľkách 10 a 11, na príslušné odhady koeficientu filtrácie k a koeficientu prietochnosti T sme použili prepočtové vzťahy odvodené v predchádzajúcich prácach (napr. Jetel, 1985a, b, 1995a). Na stanovenie logaritmickéj prepočtovej diferencie d sme pritom využili empiricky zistené závislosti diferencie d od hodnôt indexu Y (Jetel a Vranovská, 1997).

Hydraulické parametre hornín paleogénu

Borovské súvrstvie

Prevažná väčšina údajov charakterizujúcich hydraulické vlastnosti hornín borovského súvrstvia pochádza z Hornádskej kotliny (Jetel a Vranovská, 1997). Odhady priemerného koeficientu filtrácie pripovrchovej zóny sa tu pohybujú v rozpätí $k = 1 \cdot 10^{-7} - 4 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ okolo mediánu $Md(k) = 1,0 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ pri geometrickom priemere $G(k) = 1,3 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Odhady efektívnej prietochnosti skúšaných úsekov pripovrchovej zóny vo vrtoch majú rozpätie $T = 1,4 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $Md(T) = 3,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrickým priemerom $G(T) = 3,8 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Zo Šarišskej vrchoviny je z borovského súvrstvia veľmi málo reprezentatívnych údajov, ktoré sa však významne nelíšia od údajov z Hornádskej kotliny.

Tab. 10 Charakteristiky rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti Z v skúšaných úsekoch hornín paleogénu

Súvrstvie	Oblasť	n	$R(Z)$	$Md(Z)$	$M(Z)$	s_z
borovské	HK	19	2,04–5,40	3,84	3,79	0,794
	ŠV	4	2,47–4,39	3,67	3,55	0,807
hutianske	HK	29	2,52–5,42	3,69	3,74	0,741
	ŠV	6	1,83–4,31	3,32	3,26	1,028
zuberecké	PK	26	2,46–5,14	3,95	3,95	0,665
	HK	64	1,56–5,49	3,73	3,73	0,941
	ŠV	17	2,46–4,37	3,52	3,48	0,638
	SŠ *)	7	2,43–4,07	3,12	3,14	0,525
bielopotocké	LV	16	2,22–5,55	3,76	3,94	0,914
	ŠV	9	2,67–4,89	3,88	3,82	0,725

Oblasti: HK – Hornádska kotlina, LV – Levočské vrchy, PK – Popradská kotlina, SŠ – Spišsko-šarišské medzihorie, ŠV – Šarišská vrchovina; n = počet údajov, $R(Z)$ = rozpätie zistených hodnôt indexu priepustnosti Z , $Md(Z)$ = medián, $M(Z)$ = aritmetický priemer, s_z = odhad smerodajnej odchýlky základného súboru; *) šambronske vrstvy podľa Nemčoka et al. (1990)

Tab. 11 Charakteristiky rozdelenia hodnôt indexu prietochnosti Y v skúšaných úsekoch hornín paleogénu

Súvrstvie	Oblasť	n	$R(Y)$	$Md(Y)$	$M(Y)$	s_Y
borovské	HK	19	4,02–6,51	5,33	5,25	0,673
	ŠV	4	4,25–5,84	5,23	5,14	0,688
hutianske	HK	29	4,01–6,34	5,03	5,05	0,584
	ŠV	6	3,61–5,31	4,50	4,53	0,708
zuberecké	PK	26	3,51–6,28	5,02	5,00	0,572
	HK	64	3,18–6,73	5,08	5,02	0,754
	ŠV	17	3,54–5,60	5,00	4,83	0,655
	SŠ *)	7	3,80–5,61	4,33	4,49	0,625
bielopotocké	LV	16	3,77–6,49	5,15	5,23	0,716
	ŠV	9	4,40–6,39	4,93	5,22	0,660

$R(Y)$ = rozpätie zistených hodnôt indexu prietochnosti Y v skúšaných úsekoch hornín paleogénu, $Md(Y)$ = medián, $M(Y)$ = aritmetický priemer; ostatné symboly ako v tab. 10

Odhady koeficientu filtrácie tu ležia v intervale $k = 4 \cdot 10^{-7} - 7 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $Md(k) = 1,0 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrickým priemerom $G(k) = 7,3 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ pri rozpätí hodnôt koeficientu prietochnosti $T = 3 \cdot 10^{-5} - 1,9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s hodnotami $Md(T) = 3,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $G(T) = 2,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Hutianske súvrstvie

Priemernú priepustnosť v pripovrchovej zóne hutianskeho súvrstvia v Hornádskej kotline (Jetel a Vranovská, 1997) charakterizuje rozpätie hodnôt koeficientu filtrácie $k = 4 \cdot 10^{-7} - 4 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, medián $\text{Md}(k) = 6,9 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrický priemer $G(k) = 7,9 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Efektívne hodnoty koeficientu prietochnosti skúšaných úsekov tu ležia v intervale $T = 1,3 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ okolo mediánu $\text{Md}(T) = 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrického priemeru $G(T) = 1,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

V Šarišskej vrchovine vykazujú hodnoty priemerného koeficientu filtrácie v pripovrchovej zóne hutianskeho súvrstvia rozpätie $k = 7 \cdot 10^{-8} - 5 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $\text{Md}(k) = 3,3 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrickým priemerom $G(k) = 2,9 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, takže sú vcelku na nižšej úrovni ako v Hornádskej kotline. Nižšia je tu aj prietochnosť skúšaných úsekov: efektívny koeficient prietochnosti skúšaných úsekov leží v rozmedzí $T = 4 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ okolo mediánu $\text{Md}(T) = 5,0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrického priemeru $G(T) = 5,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Zuberecké súvrstvie

Zuberecké súvrstvie je hydrogeologicky najlepšie dokumentovaným členom paleogénu v skúmanom území. Je preto možné podať reprezentatívnu charakteristiku hydraulických parametrov jeho hornín pre 3 oddelené oblasti.

Pomerne značný počet údajov z vrtov v tomto súvrství je k dispozícii v Popradskej kotline. Priepustnosť pripovrchovej zóny tohto súvrstvia tu charakterizuje rozpätie priemerných hodnôt koeficientu filtrácie $k = 4 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ so zhodnými hodnotami mediánu $\text{Md}(k)$ a geometrického priemeru $G(k) = 1,75 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Efektívnu prietochnosť skúšaných úsekov charakterizuje interval $T = 3 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $\text{Md}(T)$ a geometrickým priemerom $G(T) = 2,0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

V Hornádskej kotline vykazujú skúmané horniny pripovrchovej zóny zubereckého súvrstvia v hydrogeologických vrtoch (Jetel a Vranovská, 1997) priemernú priepustnosť vyjadrenú rozpätím odhadov koeficientu filtrácie $k = 3 \cdot 10^{-8}$ až $8 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, mediánom $\text{Md}(k) = 7,6 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrickým priemerom $G(k) = 7,6 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Rozdelenie hodnôt efektívneho koeficientu prietochnosti pripovrchovej zóny tu charakterizuje interval $T = 1,7 \cdot 10^{-6} - 9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, medián $\text{Md}(T) = 1,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrický priemer $G(T) = 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

V podstate na rovnakej úrovni ako v Hornádskej kotline je aj priepustnosť a prietochnosť tohto súvrstvia v Šarišskej vrchovine, kde priemernú priepustnosť skúšaných úsekov zubereckého súvrstvia charakterizuje interval hodnôt koeficientu filtrácie $k = 3 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ spolu s hodnotami $\text{Md}(k) = 6,7 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a $G(k) = 5,4 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Efektívnu prietochnosť skúšaných úsekov tu vyjadrujú hodnoty $T = 4 \cdot 10^{-6} - 1,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, medián $\text{Md}(T) = 1,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a priemer $G(T) = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

K zubereckému súvrstviu možno podmiennečne zaradiť aj súbor 7 údajov z vrto v s. úseku Spišsko-šarišského medzihoria medzi Plavnicou a Kamenicou, a to z hornín, ktoré Nemčok et al. (1990) označili ako šambronské vrstvy. Ich priemerná priepustnosť aj prietočnosť je nižšia ako v zubereckom súvrstvi v oblastiach opísaných v predchádzajúcom texte: koeficient filtrácie má rozpätie $k = 4 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $Md(k) = 1,9 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a $G(k) = 2,2 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Bielopotocké súvrstvie

Údaje o hydraulických parametroch hornín tohto súvrstvia sú k dispozícii z Levočských vrchov a Šarišskej vrchoviny. Napriek predpokladanej a často aj tradovanej výrazne vyššej priemernej priepustnosti bielopotockých pieskovcov Levočských vrchov oproti zubereckému a hutianskemu súvrstviu nie je tu priemerná priepustnosť v skúšaných úsekoch [$k = 2 \cdot 10^{-7} - 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $Md(k) = 1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a $G(k) = 1,9 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$] taká vysoká, ako by sa očakávalo. Efektívnu prietočnosť skúšaných úsekov bielopotockého súvrstvia v Levočských vrchoch vyjadrujú hodnoty $T = 7 \cdot 10^{-6} - 1,1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $Md(T) = 2,9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrickým priemerom $G(T) = 3,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Od priemerných hodnôt zistených v Levočských vrchoch sa nelíši ani priemerná priepustnosť a prietočnosť skúšaných úsekov bielopotockého súvrstvia v Šarišskej vrchovine, charakterizovaná rozpätím hodnôt koeficientu filtrácie $k = 7 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ okolo mediánu $Md(k) = 1,3 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrického priemeru $G(k) = 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Koeficient prietočnosti tu má rozpätie $T = 4 \cdot 10^{-5} - 9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $Md(T) = 1,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a hodnotou $G(T) = 3,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Závislosť priepustnosti od hĺbky v jednotlivých súvrstviach

Konkrétne vzťahy medzi priemernou priepustnosťou a hĺbkou pod povrchom terénu v skúmanom území sme sledovali regresno-korelačnou analýzou vzťahu hodnôt indexu priepustnosti Z a hĺbky H stredov skúšaných úsekov vo vrtoch. Výsledky tohto rozboru sú prehľadne zhrnuté v tabuľke 12. Štatisticky vysoko výrazný pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou sa preukázal najmä v hutianskom súvrstvi, v zubereckom súvrstvi Popradskej a Hornádskej kotliny a v bielopotockom súvrstvi Levočských vrchov, kde je existencia zápornej korelácie preukázaná so štatistickou istotou $P = 92 - 99,7 \%$. Ako príklad možno uviesť regresnú lineárnu rovnicu vzťahu medzi indexom priepustnosti Z a hĺbkou H (m) pre 26 dvojíc údajov zo zubereckého súvrstvia v Popradskej kotline. Má tvar $Z = 4,25 - 0,0163 H$ s koeficientom lineárnej korelácie $r = -0,532$. Z rovnice možno po prepočte na hodnoty koeficientu filtrácie odvodiť, že priemerná priepustnosť pripovrchovej zóny v týchto podmienkach klesne na každých 10 m

hĺbky o 32 % (na 68 %) východiskovej hodnoty. Celkove možno na základe hodnôt regresných koeficientov b uvedených v tabuľke 12 konštatovať, že v súvrstviach s vysokou významnosťou zistenéj korelácie poklesne priemerná priepustnosť na 40–69 % (t. j. o 31–60 %) východiskovej hodnoty na každých 10 m zväčšenia hĺbky. Málo významná je závislosť priepustnosti od hĺbkovej pozície v borovskom súvrství Hornádskej kotliny, v zubereckom súvrství Šarišskej vrchoviny a v bielopotockom súvrství Šarišskej vrchoviny. Pre hodnotené údaje zo šambronských vrstiev v Spišsko-šarišskom medzihorí sa záporná korelácia nepreukázala (výberový korelačný koeficient tu mal dokonca kladnú hodnotu).

Tab. 12 Závislosť indexu priepustnosti Z v horninách paleogénu od hĺbky H stredu skúšaného úseku vo vrte

Súvrstvie	Oblasť	n	r	P (%)	$M(H)$	a	b
borovské	HK	19	-0,235	67	39	3,98	-0,00503
	ŠV	4	-0,872	87	39	4,85	-0,0332
hutianske	HK	29	-0,445	98	21	4,36	-0,0299
	ŠV	6	-0,828	92	28	4,37	-0,0397
zuberecké	PK	26	-0,532	99,5	19	4,25	-0,0163
	HK	64	-0,366	99,7	24	4,12	-0,0161
	ŠV	17	-0,261	69	26	3,78	-0,0116
	SŠ *)	7	+!	-	28	-	-
bielopotocké	LV	16	-0,558	97,5	25	4,83	-0,0355
	ŠV	9	-0,430	75	27	4,83	-0,0379

H = hĺbka stredu skúšaného úseku vo vrte (m), r = výberový koeficient lineárnej korelácie, P (%) = štatistická istota existencie korelačného vzťahu vyjadrená ako $P = 100(1 - \alpha)$, kde α = hladina významnosti (pravdepodobnosť omylu), $M(H)$ = aritmetický priemer hodnôt H , a , b = regresná konštanta a regresný koeficient v rovnici $Z = a + bH$

Vzťah priepustnosti a litológie skúmaných súvrství

Ako sme už uviedli, závislosť priemernej priepustnosti paleogénnych hornín (najmä v pripovrchovej zóne) od ich litológie nie je celkom jednoznačná. Prevažne pieskovcové a zlepcové bielopotocké a borovské súvrstvie vykazujú síce podľa očakávania vyššiu priemernú priepustnosť oproti prevažne pelitickému hutianskemu súvrstviu, zistené rozdiely však nie sú také výrazné, ako by bolo možné očakávať. Zuberecké súvrstvie potom už vôbec nezodpovedá tradičnej schéme.

Na kvantitatívne vyjadrenie vzťahov priepustnosti a litológie sme tak ako v predchádzajúcich štúdiách (Jetel, 1985b, 1992, 1995b; Jetel a Vranovská,

1997) použili výsledky regresno-korelačnej analýzy závislosti indexu priepustnosti Z od ukazovateľa p , vyjadrujúceho podiel pieskocov a zlepcov na celkovej dĺžke skúšaného otvoreného úseku vo vrte. Ako ukazujú výsledky uvedené v tabuľke 13, očakávaná štatisticky významná pozitívna závislosť indexu Z od hodnôt p sa preukázala iba v hutianskom súvrství Šarišskej vrchoviny, pričom ide o veľmi malý súbor a preukázanie existencie korelačného vzťahu tu má veľmi slabú signifikantnosť (štatistická istota iba 69 %). Naproti tomu sa v zubereckom súvrství Hornádskej kotliny preukázala so štatistickou istotou 78 % opačná závislosť: priemerná priepustnosť v skúšaných úsekoch tu rastie so znižujúcim sa podielom pieskocov a zlepcov v skúšanom otvorenom úseku vrtu. Na príčiny tohto zdanlivo paradoxného javu, ktorý sme už konštatovali aj v niektorých iných prípadoch flyšových hornín (Jetel et al., 1990b), sme poukázali v úvode tohto hodnotenia.

Tab. 13 Závislosť priemernej priepustnosti v pripovrchovej zóne hornín paleogénu od hĺbky pod povrchom

Súvrstvie	Oblasť	n	r	P (%)	$M(p)$	$R(p)$	a	b
borovské	HK	19	(-0,101)	–	0,88	0,05–1,00	–	–
	ŠV	4	(0,519)	(52)	0,77	0,70–0,83	–	–
hutianske	HK	29	(-0,065)	–	0,05	0,00–0,50	–	–
	ŠV	6	0,502	69	0,16	0,09–0,23	1,84	8,86
zuberecké	PK	26	0,099	–	0,52	0,00–1,00	–	–
	HK	64	-0,157	78	0,42	0,00–1,00	3,94	–
	ŠV	17	(0,010)	–	0,69	0,29–1,00	–	–
	SŠ *)	7	(0,018)	–	0,86	0,65–1,00	–	–
bielopotocké	LV	16	(0,180)	(50)	0,93	0,71–1,00	–	–
	ŠV	9	(-0,159)	–	0,94	0,75–1,00	–	–

p = podiel pieskocov a zlepcov na celkovej dĺžke skúšaného otvoreného úseku (pomer sumárnej hrúbky pieskocov a zlepcov v skúšanom úseku a celkovej dĺžky tohto úseku), $M(p)$ = aritmetický priemer a rozpätie hodnôt podielu p ; ostatné symboly ako v tab. 10 a 12

Klasifikácia priepustnosti a prietočnosti hornín podtatranskej skupiny paleogénu

Ako vyplýva z uvedeného hodnotenia, rozdiely v skutočných priemerných hodnotách hydraulických parametrov hornín jednotlivých súvrství paleogénu skúmaného územia sú pomerne málo výrazné a nezodpovedajú rozdielom, ktoré

by bolo možné očakávať vzhľadom na výrazné rozdiely v litológii [pomer hodnôt $G(k)$ najpriepustnejších a najmenej priepustných súvrství dosahuje maximálne hodnoty okolo 5]. Vyššiu priemernú priepustnosť vykazujú borovské a bielopotocké súvrstvie a v Popradskej kotline aj zuberecké súvrstvie. Najnižšia priemerná priepustnosť sa zistila v hutianskom súvrství a v šambronských vrstvách Spišsko-šarišského medzihoria. Obdobné vzťahy majú aj hodnoty priemernej prietočnosti skúšaných úsekov jednotlivých súvrství. Treba však zdôrazniť, že zistené rozdiely v priemerných hodnotách hydraulických parametrov pre jednotlivé súvrstvia predstavujú v skutočnosti iba rozdiely medzi výberovými priemermi a majú veľmi nízku štatistickú významnosť alebo sú celkom nesignifikantné.

Podľa osemstupňovej klasifikácie priepustnosti hornín (Jetel, 1982) možno z hľadiska priemernej priepustnosti skúšaných úsekov (prevažne v prípoверхovej zóne) hodnotiť bielopotocké súvrstvie ako mierne priepustný kolektor s veľkou až veľmi veľkou variabilitou priepustnosti (trieda IVde), borovské súvrstvie ako pomerne slabo až mierne priepustný kolektor (trieda IVd–Ve), zuberecké súvrstvie v Popradskej kotline ako kolektor s miernou priepustnosťou a s veľkou variabilitou (IVd), zuberecké súvrstvie v ostatných oblastiach ako pomerne slabo priepustný kolektor s veľkou až veľmi veľkou variabilitou (Vde) a prípoверхovú zónu hutianskeho súvrstvia ako pomerne slabo priepustný kolektor s veľkou až extrémne veľkou variabilitou (trieda Vdef).

Z hľadiska klasifikácie prietočnosti a jej variability, ktorú navrhol Krásny (1993), predstavuje bielopotocké a borovské súvrstvie v priemere zvodnenca strednej prietočnosti s veľkou variabilitou prietočnosti (trieda IIIId). Rovnako možno zatriediť aj zuberecké súvrstvie v Hornádskej kotline a Šarišskej vrchovine, kým v Popradskej kotline má prietočnosť tohto súvrstvia iba miernu variabilitu (trieda IIIc). Z vodohospodárskeho hľadiska kvalifikuje uvedené zatriedenie tieto zvodnenca ako potenciálne využiteľné na väčšie odbery na miestne zásobovanie (pre menšie obce a poľnohospodárske závody). Skúšané partie hutianskeho súvrstvia potom klasifikujeme ako zvodnenec nízkej až strednej prietočnosti s miernou až veľkou variabilitou (IIIc–IVd). Prietočnosť šambronských vrstiev v Spišsko-šarišskom medzihorí potom klasifikujeme ako nízku (IVd).

Popri uvedenom celkovom zhodnotení jednotlivých súvrství možno konštatovať aj určité rozdiely vo vzájomných vzťahoch priemernej priepustnosti týchto súvrství v jednotlivých oblastiach. Tieto rozdiely sú dané predovšetkým relatívne vysokou priemernou priepustnosťou prípoверхovej zóny zubereckého súvrstvia v Popradskej kotline, pomerne vysokou priemernou priepustnosťou prípoверхovej zóny hutianskeho súvrstvia v Hornádskej kotline a relatívne veľmi nízkou priemernou priepustnosťou hutianskeho súvrstvia v šarišskom paleogéne. Vzniká tak napr. nápadný rozdiel vo vzťahoch priemernej priepustnosti bielopotockého

súvrstvia Levočských vrchov a zubereckého súvrstvia v dvoch susedných oblastiach: kým sa priemerná hodnota koeficientu filtrácie $G(k)$ skúšaných úsekov bielopotockého súvrstvia v Levočských vrchoch prakticky zhoduje s príslušným priemerom pre zuberecké súvrstvie Popradskej kotliny, oproti prímeru $G(k)$ pre zuberecké súvrstvie Hornádskej kotliny je zhruba 2,5-krát vyššia. Nápadné je aj pomerne vysoké prevýšenie priemernej priepustnosti bielopotockého súvrstvia oproti hutianskemu súvrstviu v šarišskom paleogéne, kde pomer geometrických priemerov koeficientov filtrácie týchto súvrství dosahuje hodnotu 4,9. Oproti prakticky zhodnej priemernej priepustnosti skúšaných úsekov zubereckého a hutianskeho súvrstvia v Hornádskej kotline je v šarišskom paleogéne priemerná hodnota $G(k)$ zubereckého súvrstvia viac ako dvojnásobok príslušnej charakteristiky hutianskeho súvrstvia. Vcelku možno konštatovať výrazne väčšiu vyhranenosť rozdielov v priemernej priepustnosti jednotlivých súvrství v Šarišskej vrchovine ako v Hornádskej kotline. V šarišskom paleogéne sa tak v porovnaní s Hornádskou kotlinou výraznejšie prejavuje funkcia hydrogeologického kolektora bielopotockého a sčasti aj borovského súvrstvia oproti hutianskemu súvrstviu ako regionálnemu hydrogeologickému izolátoru.

Pri aplikácii získaných charakteristík priepustnosti jednotlivých súvrství na definovanie hydrogeologickej funkcie jednotlivých súvrství a ich vzájomných vzťahov si treba uvedomiť, že hodnoty hydraulických parametrov uvádzané v predchádzajúcom texte charakterizujú predovšetkým distribúciu priepustnosti v pripovrchovej zóne jednotlivých súvrství. Ak zoberieme navyše do úvahy zákonitý pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou a rozdiely v jeho rýchlosti a signifikantnosti v jednotlivých súvrstviach, je logické, že vzájomné vzťahy jednotlivých súvrství ako celkov – t. j. vo vertikálnom slede jednotlivých geologických telies – sa môžu do určitej miery líšiť od vzťahov, ktoré by naznačovalo porovnanie priemernej priepustnosti v pripovrchových zónach. Preto napr. hutianske súvrstvie, v ktorom sa priemerná priepustnosť pripovrchovej zóny príliš nelíši od obdobných charakteristík ostatných súvrství, má vo vrstvovom slede paleogénu ako celok funkciu výrazného regionálneho izolátora, predstavujúceho stropný izolátor bazálnej zvodne paleogénu viazanej na borovské súvrstvie ako na regionálny kolektor. Podobným spôsobom sa môže prejavovať bielopotocké súvrstvie ako celok výskytmi kontaktných (vrstvových) prameňov na báze súvrstvia (t. j. v podstate ako regionálny kolektor) napr. tam, kde puklinové zóny neprechádzajú do jeho podložja.

Hydraulické vlastnosti hlboko uložených hornín paleogénu

Informácie o hydraulických vlastnostiach hlbšie uložených paleogénnych hornín poskytli vrty Lipany-1 až 6. Odberové skúšky v skúšaných intervaloch paleogénu preukázali popri prítokoch plynu iba nepatrné prítoky podzemnej

vody, takže ich výsledky nie je možné použiť na výpočet hydraulických parametrov hornín. Konkrétne kvantitatívne údaje tu preto priniesol iba laboratórny výskum pórovitosti a mikropuklinovej priepustnosti vzoriek jadier (Jandová, 1983, 1986). Vo vrte Lipany-1 vykazujú vzorky ílovcov šambronských vrstiev z hĺbky 2 010–2 555 m mikropuklinovú priepustnosť $K = 1,2 \cdot 10^{-14} - 7,6 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$ pri nepatrnej mikropuklinovej pórovitosti 0,34–0,63 %. Vo vrtoch Lipany-2, 3, 4 a 5 boli pre vzorky pieskovecov a ílovcov paleogénu stanovené hodnoty mikropuklinovej priepustnosti $K = 1,6 \cdot 10^{-15} - 1,3 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$ s mediánom $2,9 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$. V osemstupňovej klasifikácii priepustnosti (Jetel, 1982) sú tak puklinové kolektory V.–VII. triedy v priemere slabo priepustné (VI. trieda). Ich medzizrnová pórovitosť dosahuje 1,3–2,7 % s mediánom 1,8 % pri nepatrnej mikropuklinovej pórovitosti (0,06–0,47 %, medián 0,14 %).

Výraznejší kolektor môžu vnútri paleogénneho komplexu predstavovať vo vrtoch Lipany-1 až 6 niektoré partie intraformačných prekcií v spodnej časti paleogénu. Mikropuklinová priepustnosť brekciovitých vápencov tu dosahuje zväčša $5 \cdot 10^{-14} - 1 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$ (slabo priepustný kolektor VI. triedy). Charakteristiky celého skúmaného súboru vzoriek intraformačných brekcií sa však výrazne nelíšia od charakteristík hlboko uložených paleogénnych pieskovecov a ílovcov ($K = 5 \cdot 10^{-15} - 1,1 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, medián $4,5 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$, medzizrnová pórovitosť 0,9 až 3,8 %, výnimočne 11,3 %, medián 1,7 %; mikropuklinová pórovitosť 0,05 až 0,58 % s mediánom 0,22 %).

Hydraulické parametre kvartérnych kolektorov

Značnú časť Popradskej kotliny na úpätí Vysokých Tatier – na Z až po tok Popradu medzi Svitom a Popradom – pokrývajú glacifluviálne sedimenty kvartéru, ktoré hydrogeologicky zhodnotili Hanzel et al. (1984). Z údajov, ktoré uvádzajú, možno odvodiť, že sa tu priepustnosť glacifluviálnych kolektorov pohybuje najčastejšie v rozpätí hodnôt koeficientu filtrácie $k = 4 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ okolo mediánu $5 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Prietochnosť leží zväčša v intervale $T = 2 \cdot 10^{-5}$ až $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Z fluviálnych kvartérnych kolektorov majú v skúmanom území najväčší hydrogeologický význam fluviálne piesčité štrky v dolinách Popradu, Torysy a Hornádu. Pri hodnotení kvartérnych náplavov v doline Popradu a Torysy možno vychádzať z charakteristiky, ktorú podali Hanzel et al. (1996). Zvodnená hrúbka štrkov v poriečnej nive Popradu v Popradskej kotline medzi Lučivnou a Podolíncom dosahuje spravidla 0,5–3,5 m a výdatnosť vrtov sa pohybuje od 0,1 do $5,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Hydraulické vlastnosti sú charakterizované koeficientom prietochnosti $T = 1 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (zvodnenec so strednou až vysokou prietochnosťou) a rozpätím hodnôt koeficientu filtrácie $k = 3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (mierne až pomerne silno priepustné kolektory triedy III–IV). Priaznivejšie

vlastnosti majú fluviálne štrky poriečnej nivy Popradu v Ľubovnianskej kotline medzi Hniezdnym a Čirčom. Zvodnenec s hrúbkou 3,0–5,6 m poskytuje výdatnosť väčšinou okolo 3–8 l.s⁻¹ na 1 vrt, medzi Plavnicou a Čirčom však rastie výdatnosť vrtov až na 10–16 l.s⁻¹ a vo v. okolí Hniezdného sa dosiahla výdatnosť vrtov 19 až 25 l.s⁻¹. Podľa hodnôt koeficientu prietochnosti $T = 1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ide o zvodnenec so strednou až veľmi vysokou prietochnosťou (I.–III. trieda). Priemerné koeficienty filtrácie zodpovedajú II. triede priepustnosti (silná priepustnosť).

Veľmi priaznivé vlastnosti majú náplavy Torysy. V úseku Brezovica nad Torysou – Lipany dosahuje hrúbka štrkového zvodnenca v nive 3,5–13 m pri výdatnosti vrtov 10–45 l.s⁻¹. Hanzel et al. (1996) uvádzajú pre tento úsek hodnoty koeficientu filtrácie $k = 4 \cdot 10^{-4} - 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, takže sú pomerne silno až silno priepustné (III.–IV. trieda priepustnosti). Najvyššia výdatnosť (30 až 40 l.s⁻¹ na vrt) sa tu zistila pri ústí Slavkovského potoka). V úseku Lipany – Sabinov má štrkový zvodnenec hrúbku 3,5–6,5 m s výdatnosťou vrtov zväčša v intervale 5–12 l.s⁻¹, medzi Červenickou a Pečovskou Novou Vsou však až 10–22 l.s⁻¹. Hanzel et al. (1996) tu uvádzajú hodnoty $k = 4 \cdot 10^{-4} - 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. O niečo menej priaznivé sú pomery medzi Sabinovom a Prešovom, kde pri zvodnenej hrúbke štrkov 2–5 m majú vrty výdatnosť okolo 1–8 l.s⁻¹ s hodnotami $k = 4 \cdot 10^{-4} - 1,6 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydraulické vlastnosti fluviálnych štrkov v poriečnej nive Hornádu v rozsahu skúmaného územia zhodnotili Jetel et al. (1990a). Hrúbka zvodnenca sa tu pohybuje v rozpätí 0,5–7,9 m s maximom v okolí Spišských Vlách. Najvyššia priemerná prietochnosť (okolo $3 \cdot 10^{-3} - 4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) sa zistila v nive Hornádu poniže Smižianskej Maše a medzi Olnavou a Kolinovcami. Priemerná priepustnosť najpriaznivejších úsekov štrkov v nive Hornádu ($k = 1 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) zodpovedá silnej priepustnosti (II. trieda), ostatné úseky zodpovedajú III. triede (pomerne silná priepustnosť).

Hydraulické vlastnosti hornín mezozoického podložia paleogénu

Údaje o hydraulických vlastnostiach mezozoických hornín v podloží paleogénu sú v skúmanom území celkom sporadické. Súhrnné informácie o vlastnostiach vápencov a dolomitov stredného a vrchného triasu v okolí Svitú a Spišskej Teplice prinášajú Hanzel et al. (1996). Index prietochnosti Y tu má rozpätie 4,95–6,01 s aritmetickým priemerom $M(Y) = 5,63$.

V Hornádskej kotline sa získali informácie o hydraulických vlastnostiach triasových karbonátov v podloží paleogénu vo vrtoch HKJ-1 až 4 (Jetel et al., 1990a). Koeficient prietochnosti dolomitických brekcií, predstavujúcich pravdepodobne pokračovanie vernárskeho pruhu, sa tu pohybuje v rozpätí $T = 7 \cdot 10^{-4}$ až $1,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, priemerný koeficient filtrácie (so zreteľom na celú dĺžku otvoreného úseku vrtu) leží v intervale $k = 2 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. V triasových dolomitických

kých brekciách podložia paleogénu medzi Smižanmi a Hrabušicami boli stanovené hydrodynamickými skúškami aj hodnoty koeficientu hydraulickej difuzivity $D = 0,6-4,6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficientu mernej pružnej zásobnosti $S_{sp} = 1 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$. Mimoriadne nízke sú hodnoty prietočnosti ($T = 2 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) a priemernej priepustnosti ($k = 2 \cdot 10^{-9} - 3 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) triasových (steinalmských?) vápencov glackej jednotky stratenskej sekvencie vo vrte HKJ-2 pri Spišských Tomášovciach.

Chemické zloženie a kvalita podzemných vôd

Prehľadné zhodnotenie chemického zloženia a kvality podzemných vôd vychádza z prác Jetela et al. (1990a) a Vranu (1996). Na typologickú charakteristiku vôd používame klasifikáciu Gazdu (1971) a molárnu klasifikáciu Jetela a Pačesa (1979).

V podzemných vodách skúmaného územia obiehajúcich v malej hĺbke pod povrchom výrazne dominuje Gazdov základný kalciovo-hydrogénkarbonátový a kalciovo-magnéziovo-hydrogénkarbonátový typ s celkovou mineralizáciou $0,02-1,0 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, ojedinele až $1,5 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, pričom najčastejšie sa vyskytujú hodnoty celkovej mineralizácie v intervale $0,3-0,6 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Celková mineralizácia pritom závisí predovšetkým od vápnitosti kolektorov a od miestnych podmienok infiltrácie a obehu podzemných vôd. Charakteristický je regionálny výskyt vôd s nízkou mineralizáciou ($0,15-0,35 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) v centrálnej časti Levočských vrchov s obhom v slabo vápnitých pieskovočoch a v členitom reliéfe s rýchlym odtokom k miestnym drenážnym bázam (Vrana, 1966).

Z genetického hľadiska vo vodách plytkého obehu predkvartérnych kolektorov prevažuje karbonátogénna mineralizácia, kým pre kvartérne kolektory poriečnych nív je charakteristická potamogénna (fluviogénna) mineralizácia. V hlbšie uložených kolektoroch sa však ku karbonátogénnej mineralizácii v rôznej miere pridružuje aj hydrosilikátogénna a sulfidosilikátogénna mineralizácia, pričom vo väčšej hĺbke ustupuje väzba chemického zloženia vôd na chemicko-mineralogické zloženie hornín – t. j. litomorfná mineralizácia – do úzadia a začína prevažovať batymorfná mineralizácia, odrážajúca predovšetkým hĺbkovú pozíciu vody vo vertikálnej hydrogeochemickej zonálnosti (Jetel et al., 1990a, 1993).

Podrobne preskúmané je chemické zloženie podzemných vôd v Hornádskej kotline (Jetel et al., 1990a; tab. 14 a 15). V podzemných vodách v malej hĺbke tu veľmi výrazne prevažujú vody skupiny Ca-HCO₃ s celkovou mineralizáciou prevažne v rozpätí $0,41-1,07 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ okolo priemernej hodnoty $0,65 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Nižšiu mineralizáciu ($0,17-0,30 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) majú vody prameňov v nekarbonátových horninách na j. a v. okrajových svahoch kotliny. Prevažuje molárna fácia C-Ca a subfácia C-Ca-Mg. Podstatne menej časté sú výskyty ďalších najrozšírenejších

Tab. 14 Príklady chemického zloženia vôd vybraných prameňov vyvierajúcich z hornín paleogénu (Hornádska kotlina – podľa Jetela et al., 1990a)

Lokalita	číslo	Q l.s ⁻¹	CM	Na	K	NH ₄	Ca	Mg	Fe	Mn	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	SiO ₂	Molárna subfácia
borovské súvrstvie																
Hranovnica	3505	0,13	229	7,0	0,70	0,14	32,1	10,9	0,00	0,02	6,6	48,0	25,2	85,4	12,9	C–Ca–S
Spišský Štiavnik	602	0,55	288	4,0	0,33	0,06	49,9	11,6	0,05	0,00	8,7	35,1	0,4	170,9	6,8	C–Ca–Mg
Spišské Tomášovce	702	0,17	464	7,5	0,80	0,60	81,0	19,9	0,08	0,00	22,5	62,4	19,7	238,0	11,2	C–Ca–Mg
zuberecké súvrstvie																
Spišské Vlchy	5801	1,9	731	6,3	1,22	0,02	135,6	31,7	0,03	0,02	64,3	74,8	31,0	377,3	9,2	C–Ca–Mg
Danišovce	1006	0,80	661	8,0	1,43	0,04	110,3	29,7	0,18	0,01	12,2	82,3	8,4	400,8	7,4	C–Ca–Mg
Harichovce	906	2,0	896	9,5	2,40	0,00	153,9	44,5	0,03	0,00	57,1	144,1	44,2	427,1	13,5	C–Ca–Mg
bielopotocké súvrstvie																
Bukovinka	2301	0,16	572	6,9	1,34	0,04	99,5	27,1	0,06	0,02	22,6	91,4	15,8	300,6	6,6	C–Ca–Mg
Nemešany	5101	0,60	777	9,3	3,39	0,04	140,7	37,3	0,02	0,00	57,3	127,8	28,2	365,5	7,8	C–Ca–Mg
Ordzovany	7202	0,52	717	6,0	1,60	0,22	113,8	40,1	0,06	0,00	32,1	84,1	26,1	399,7	13,7	C–Ca–Mg

č. = číslo prameňa v práci Jetela et al.(1990a), Q = výdatnosť, CM = celková mineralizácia; molárna subfácia podľa klasifikácie Jetela a Pačesa (1979)

Tab. 15 Príklady chemického zloženia vôd z vrtov v horninách paleogénu a triasu v jeho podloží (Hornádska kotlina – podľa Jetela et al., 1990a)

Vrt		Skúšaný úsek (m)	CM mg.l ⁻¹	Na	K	NH ₄	Ca	Mg	Fe	Mn	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	CO ₃	Molárna subfácia
triasové dolomitické brekcie v podloží paleogénu																
HKJ-3	Arnutovce	506–1133	1365	132,5	4,50	0,29	138,7	54,9	0,14	0,05	92,0	144,1	0,01	774,9	–	C–Na–Ca
HKJ-4	Letanovce	408–589	653	58,5	2,26	0,11	69,3	29,2	0,01	0,03	35,6	76,8	0,01	372,2	–	C–Na–Ca
borovské súvrstvie																
HKJ-1	Hrabušice	50–250	413	39,1 ^N	–	0,00	38,5	24,3	0,03	0,04	29,1	48,0	0,30	207,5	12,0	C–Na–Mg
HV-2	Podlesok	10–30	470	10,8	0,75	0,90	53,8	33,9	–	–	17,7	38,3	2,40	305,1	–	C–Mg–Ca
HKJ-3	Arnutovce	150–447	989	83,0	3,60	0,14	72,9	65,4	0,00	0,04	54,9	105,7	0,52	585,8	–	C–Na–Mg
BHJ-7	Betlanovce	6–60	1680	17,2	2,6	0,31	400,8	38,9	0,28	0,00	4,9	989,2	0,00	228,8	–	S–Ca–C
BHJ-8	Hrabušice	8–300	2962	660,0	12,0	0,79	164,3	116,7	0,08	0,07	769,5	981,7	0,00	256,2	–	Na–Cl–S
S-3	Spiš. N. Ves	7–295	4354	1130,0	16,4	st.	242,1	121,1	0,40	st.	1814,4	790,9	st.	213,6	–	Cl–Na–S
hutianske súvrstvie																
HV-1	Mečedelovce	4–25	749	1,1	0,10	st.	121,4	46,0	0,30	0,20	33,6	70,5	st.	476,0	–	C–Ca–Mg
HKJ-1	Hrabušice	6–50	846	163,0 ^N	–	0,37	47,7	18,7	0,06	0,05	52,8	38,4	17,2	463,7	24,0	C–Na–Cl
zuberecké súvrstvie																
SH-2	Spišský Štvrtok	9–41	653	33,0	4,10	1,15	92,2	32,2	0,58	0,59	31,7	65,4	1,15	390,5	–	C–Ca–Na
HKJ-3	Arnutovce	12–60	739	105,0	4,90	0,07	59,7	21,6	0,07	0,18	17,7	86,5	5,85	402,7	21,0	C–Na–Mg
HKJ-4	Letanovce	6–70	841	153,6	2,20	0,00	43,7	16,9	0,52	0,07	40,8	21,4	1,18	546,1	–	C–Na–Cl
bielopotocké súvrstvie																
LDH-8	Levoča	13–80	566	13,4	2,00	0,47	103,8	21,8	0,00	0,02	5,3	76,2	2,20	335,5	–	C–Ca–Mg

CM = celková mineralizácia; molárna subfácia podľa klasifikácie Jetela a Pačesa (1979); st. – stopy, = koncentrácia stanovená dopočítaním

molárných subfácií C–Ca–Cl a C–Ca–S. V Gazdovej klasifikácii prevažná väčšina vôd v malej hĺbke zodpovedá výraznému alebo nevýraznému základnému typu Ca–HCO₃, resp. Ca–Mg–HCO₃. Z celkového obrazu viac-menej jednotného hydrochemického poľa vôd skupiny Ca–HCO₃ sa vymykajú časté výskyty vôd s prevahou Na nad Ca (skupiny Na–HCO₃) v hutianskom a zubereckom súvrství, často už v hĺbke okolo 5–20 m, v molárných subfáciách C–Ca–Na, C–Na–Ca alebo C–Na–Cl. V Gazdovej klasifikácii predstavujú celý sled rôznych typov od nevýrazného typu Ca–Mg–HCO₃ až po vyhranený typ Na–HCO₃ a ich celková mineralizácia má rozpätie 0,68–1,05 g.l⁻¹. Vznik týchto vôd možno pripisovať vplyvu Na sorbovaného na ílových mineráloch pelitov zubereckého a hutianskeho súvrstvia. Tam, kde je v podloží prevažne pelitického hutianskeho súvrstvia vyvinutý regionálny kolektor borovského súvrstvia a triasových dolomitických brekcií a dolomitov, dochádza k výraznej inverzii vertikálnej hydrogeochemickej zonálnosti. Prejavuje sa výskytom vôd skupiny Ca–HCO₃ v bazálnom kolektorskom komplexe v podloží vôd skupiny Na–HCO₃ hutianskeho a zubereckého súvrstvia, čo je dôsledkom relatívne rýchleho zostupu infiltrčných vôd skupiny Ca–HCO₃ laterálne – bazálnym kolektorským komplexom – do podložia hutianskeho súvrstvia. V podloží bazálneho kolektora (borovské súvrstvie + dolomitické brekcie triasu) potom pokračuje normálny sled vertikálnej hydrogeochemickej zonálnosti (Jetel et al., 1990a) cez vody skupiny Na–HCO₃ až k vodám spodnej (chloridovej) zóny.

Výskyt vôd chloridovej zóny zastihli v Hornádskej kotline iba 3 vrty v borovskom súvrství na j. okraji kotliny (tab. 15) pri Hrabušiciach, Spišskej Novej Vsi a Spišských Vlachoch. Voda z vrtu S-3 pri Spišskej Novej Vsi je jediným doteraz zisteným výskytom podzóny fácie Cl–Na (subfácia Cl–Na–S) ako podzóny s najhlbšou pozíciou v schéme vertikálnej zonálnosti zistenej v Hornádskej kotline. Súčasne je aj vodou s doteraz najvyššou známou celkovou mineralizáciou v Hornádskej kotline mimo územia uhličitých minerálnych vôd. Podľa pomeru $r(\text{HCO}_3/\text{Cl}) = 0,95$ možno k vodám spodnej (chloridovej) zóny priradiť aj silno nevyhranenú vodu skupiny Na–SO₄ subfácie Na–Cl–C s mineralizáciou 0,96 g.l⁻¹ zo 165 m hlbokého vrtu SK-2 v borovskom súvrství a triasových vápencoch pri Hrabušiciach. Silno nevyhranené sú aj vody skupiny Na–Cl z vrtovej BHI-8 a GCH-8, predstavujúce molárnu subfáciu Na–Cl–S a Na–Cl–C. Voda z týchto vrtovej spolu s vodou z vrtu SK-2 predstavuje v Gazdovej klasifikácii zmiešaný typ s podielom zložky S₁(Cl) = 31–47 ekv. %. Málo vyhranené vody skupiny Na–Cl v subfácii Na–Cl–S s mineralizáciou 1,53 g.l⁻¹ zastihol aj hlboký vrt SM-2 za j. okrajom kotliny medzi Smižanmi a Novoveskou Hutou. Výrazným anomálnym javom v hydrogeochemickom poli Hornádskej kotliny je lokálne zvýšená koncentrácia sulfátov, ktoré sú zrejme výsledkom rozpúšťania anhydritu a sadrovca zo sedimentov spodného triasu v podloží paleogénu a za j. okrajom kotliny. Ďalším anomálnym faktorom je tu sytenie podzemných vôd hlbinným

CO₂, prejavujúce sa tvorbou uhličítých minerálnych vôd v s. časti kotliny medzi Vydrníkom a Poľanovcami a na v. okraji kotliny na styku s Braniskom.

Z hľadiska vhodnosti podzemných vôd ako pitných vôd majú vody paleogénu celého skúmaného územia v menšej hĺbke pod povrchom (mimo osídlených častí územia s antropogénnym ovplyvnením) vcelku dobrú kvalitu. Vyhovujú požiadavkám STN Pitná voda prevažne nízkym obsahom Fe a Mn a vo vyšších polohách – mimo dosahu antropogénneho znečistenia – aj nízkym obsahom dusičnanov. Často je zvýšená koncentrácia amónnych iónov (niekedy až nad 1 mg.l⁻¹), prekračujúca medznú hodnotu pre pitnú vodu. Pre územie paleogénu je však príznačné, že táto koncentrácia nesignalizuje antropogénne znečistenie, ale vzniká biochemickým rozkladom prírodných organických látok v horninovom prostredí. Pomerne častý obsah fosforečnanov spravidla neprevyšuje medznú hodnotu pre pitné vody a má prevažne prírodný pôvod. Vody paleogénu vo väčšej hĺbke nevyhovujú požiadavkám na pitnú vodu zvýšením celkovej mineralizácie nad 1 g.l⁻¹, alkalickou reakciou (pH často nad 9), danou prevažne natriovo-hydrogénkarbonátovým charakterom vody s príliš nízkou koncentráciou Ca a Mg a príliš vysokým obsahom amónnych iónov.

Podzemné vody fluviálnych kvartérnych kolektorov majú z hľadiska požiadaviek na pitnú vodu všeobecne nízku kvalitu, danú popri zvýšenej koncentrácii Fe a Mn častým anorganickým i organickým znečistením. Nedostatočná kvalita týchto vôd často znemožňuje vodárenské využitie výdatných zdrojov podzemnej vody v náplavoch riek. V priemere najhoršiu kvalitu podzemných vôd vykazuje niva Popradu, kým vo fluviálnych kolektoroch Torysy je situácia podstatne priaznivejšia.

Minerálne a termálne vody

Pre skúmané územie sú charakteristické početné výskyty uhličítých vôd, drobné výskyty sírnych vôd a využívané i perspektívne zdroje termálnych vôd.

Uhličité minerálne vody (tab. 16) možno rozčleniť na tri priestorovo diferencované skupiny. Prvou skupinou sú vývery uhličítých minerálnych vôd viazané na výstup hlbinného oxidu uhličitého po podtatranskom zlomovom pásme. Predstavujú ich od Z na V výskyty uhličítých vôd na lokalitách Starý Smokovec, Dolný Smokovec, Veľká Lomnica, Tatranské Matliare, Výborná, Slovenská Ves, Vojňany, Podhorany, Toporec, Vyšné Ružbachy (už mimo skúmaného územia), Lacková, Kamienka a Forbasy. Ide o pramene s celkovou mineralizáciou 0,04–2,90 g.l⁻¹, ktorých výdatnosť, s výnimkou Vyšných Ružbách, sa pohybuje zväčša v rozpätí 0,1–1,5 l.min⁻¹. Výnimkou je vyššia výdatnosť niektorých prameňov v Smokovci (0,5–1 l.s⁻¹) a výdatnosť prameňa pri Kamienke (0,1–0,5 l.s⁻¹). Najvyššiu mineralizáciu tu majú pramene pri Toporci (2,90 g.l⁻¹) a Kamienke (2,65 g.l⁻¹).

Tab. 16 Charakteristiky vybraných zdrojov uhličítých minerálnych vôd

Lokalita	Q (l.s ⁻¹)	CM (g.l ⁻¹)	HCO ₃	SO ₄	Cl	Na+ K+Li	Mg	Ca	Ostatné zložky
Veľká Lomnica	0,017	0,77	93	5	2	25	23	52	–
Výborná	0,015	1,94	98	1	1	34	13	52	–
Slovenská Ves (Kadlub)	0,008	2,09	98	2	0	12	19	69	Mn
Vojňany	0,008	1,75	97	2	1	4	26	70	Mn
Podhorany	0,017	1,03	96	2	1	6	20	72	Fe, Mn
Toporec (Pri Kobiálke)	–	2,90	98	1	0	28	25	47	–
Kamienka	0,5	2,65	99	1	0	16	55	29	Si
Nová Ľubovňa (Andrej)	0,25	1,99	99	1	0	12	51	36	–
Poprad (vrt na lúke)	0,04	2,86	67	32	1	19	36	45	–
Gánovce (Kúpeľný)	5,0	3,66	58	40	2	7	35	57	F, B
Hozelec	0,12	3,40	67	29	3	12	31	57	–
Hôrka (Ondrej)	0,25	2,22	77	19	4	12	30	58	–
Hôrka (Nový)	10	5,74	56	41	3	58	17	25	Li
Spišský Štvrtok	0,06	4,64	78	21	0	16	31	52	B
Spišský Hrhov	–	1,49	76	9	14	25	19	56	–
Baldovce (vrt BV-1)	2,0	3,49	78	12	9	26	17	56	–
Sivá Brada (vrt B-2)	17	7,92	65	26	8	29	25	45	Si
Polanovce	0,01	0,28	83	16	1	2	53	42	Fe, Mn
Slatvina (Anna)	0,07	3,5	63	5	32	46	26	27	Fe, B
Šindliar (Sultán)	0,06	2,71	82	12	6	18	24	59	Fe, Mn
Lípovce (Salvátor II)	3,5	3,57	87	7	6	23	30	47	B, Si
Bajerov	0,008	0,94	94	5	1	1	22	66	Al, Mn
Rokycany	0,002	2,60	80	19	1	3	31	53	Al, Mn
Brežany	0,03	0,92	84	12	3	7	26	67	–
Žipov	0,004	1,96	95	4	0	5	20	75	Mn
Cemjata (vrt Ce-1)	0,15	1,63	95	4	0	7	20	71	Si, Mn

Q = výdatnosť zdroja. CM = celková mineralizácia (údaje prebraté a upravené z prác Krahulec et al. 1977, 1978; Franko et al., 1985; Haluška a Petrivalský, 1994)

Druhú skupinu uhličítých vôd predstavujú výskyty usporiadané v pruhu smeru V–Z, ktorý sa vo v. úseku zhoduje s priebehom tektonicky obmedzenej vikartovsko-klčovsko-baldovskej elevácie podložia. Smerom od Z na V sú to uhličité minerálne vody pri Spišskej Tepličke, v jz. okolí Popradu, v Gánovciach, pri Hozelci, Švábovciach, Kišovciach, Hôrke a Machalovciach, ktoré pokračujú ďalej na V cez Spišský Štvrtok, Spišský Hrhov a Klčov až po minerálne vody Baldoviec, Sivej Brady a Lúčky. V predĺžení tohto pruhu na V potom vyvierajú uhličité minerálne vody na západných okrajových zlomoch Braniska (Vyšný Slavkov, Poľanovce, Slatvina, Dúbrava, Vojkovce, Hrišovce). Maximálnu výdatnosť popri erupciách vrtov BŠ-1 a BŠ-2 pri Lúčke a na Sivej Brade vykazujú vývery pri Baldovciach, Hôrke (10 l.s^{-1}), Švábovciach (3 l.s^{-1}), Gánovciach, pri Slatvine ($4,5 \text{ l.min}^{-1}$) a Dúbrave (4 l.min^{-1}). Najvyššiu celkovú mineralizáciu dosahujú vody z vrtu BŠ-2 na Sivej Brade ($12,0 \text{ g.l}^{-1}$), v Baldovciach ($8,5 \text{ g.l}^{-1}$), pri Hôrke ($5,7 \text{ g.l}^{-1}$) a pri Spišskom Štvrtku ($4,6 \text{ g.l}^{-1}$).

Tretiu skupinu uhličítých vôd v skúmanom území predstavujú uhličité vody šarišského paleogénu, vyvierajúce na v. okraji Braniska (Lipovce, Šindliar, Víťaz) a v pruhu smeru V–Z od Bajerova cez Rokycany, Brežany, Žipov, Cemjatu po Drienovskú Novú Ves).

Popri celkovej výdatnosti zdrojov v Lipovciach ($7,2 \text{ l.s}^{-1}$) tu má najvyššiu výdatnosť vrt pri Cemjate (9 l.min^{-1}) a prameň Sultán v Šindliari ($3,4 \text{ l.min}^{-1}$). Celková mineralizácia uhličítých vôd šarišského paleogénu sa pohybuje v rozpätí $0,5\text{--}4,3 \text{ g.l}^{-1}$.

Z výskytov minerálnych vôd v skúmanom území majú celoštátny význam uhličité minerálne vody využívané v plniarniach prírodných minerálnych vôd v Baldovciach a v Lipovciach a uhličité vody kúpeľov Nová Ľubovňa. Z uhličítých minerálnych vôd s miestnym využitím majú v skúmanom území najväčší význam vody kúpeľov Gánovce.

Zdrojom uhličítých minerálnych vôd pre plniareň v Baldovciach boli 3 záchytné vrty a 1 plytká studňa (Krahulec et al., 1977). Celková výdatnosť týchto zdrojov je $3,15 \text{ l.s}^{-1}$ pri celkovej mineralizácii $3,49\text{--}7,49 \text{ g.l}^{-1}$ a obsahu CO_2 $2,06\text{--}2,98 \text{ g.l}^{-1}$. V súčasnosti sa využíva iba vrt BV-1 s najväčšou výdatnosťou ($2,0 \text{ l.s}^{-1}$), ktorý odoberá vodu z hĺbky 23–28 m. Podľa STN 86 8000 sa voda z vrtu BV-1 označuje ako prírodná, stredne mineralizovaná, hydrogénuhličitanová, vápenato-sodná uhličitá voda, studená, hypotonická. Používa sa ako stolová voda, vhodná pri niektorých ochoreniach zažívacieho traktu. Je to voda Alekinovho typu C^{Ca} s celkovou mineralizáciou $3,49 \text{ g.l}^{-1}$. V Gazdovej klasifikácii je to voda výrazného základného typu Ca-HCO_3 , v molárnej klasifikácii predstavuje subfáciu C–Ca–Na.

V blízkosti Baldoviec vyvierajú niekoľko drobných prameňov uhličítých minerálnych vôd na lokalite Sivá Brada s výdatnosťou $2,5\text{--}6,0 \text{ l.min}^{-1}$ a celkovou mineralizáciou $6,26\text{--}7,60 \text{ g.l}^{-1}$. Voda z periodicky erupujúceho vrtu B-2 s vý-

datnosťou erupcií okolo $0,5 \text{ l.s}^{-1}$ hlbokého 135 m a situovaného pri štátnej ceste na s. úpätí travertínového kopca Sivá Brada sa využívala na kúpanie v miestnych kúpeľoch. Išlo o stredne mineralizovanú hydrogénuhličitanovo-síranovú vápenato-sodno-horečnatú uhličitú vodu so zvýšeným obsahom kyseliny kremičitej, studenú, hypotonickú, s celkovou mineralizáciou $7,92\text{--}8,45 \text{ g.l}^{-1}$ (typ $C^{\text{Ca}}_{\text{II}}$, nevýrazný Gazdov typ Ca-Mg-HCO_3 , molárna subfácia C-Na-Ca). Najvyššia celková mineralizácia na lokalite ($12,0 \text{ g.l}^{-1}$) sa zistila novým vrtom BŠ-2 (Haluška a Petrivaldský, 1994). Vody podobného charakteru ako v Baldovciach a na Sivej Brade sa najnovšie zistili aj ďalej na S v podložných triasových dolomitoch na j. úpätí Levočských vrchov vrtom BŠ-1 pri Lúčke. Výdatnosť pri erupciách tu dosiahla 6 l.s^{-1} pri teplote vody $30\text{--}31 \text{ }^\circ\text{C}$ a mineralizácii $6,4 \text{ g.l}^{-1}$. Minerálne vody Baldoviec a Sivej Brady sú napájané po hlboko otvorených zlomových pásmach v paleogéne Levočských vrchov, tvoria sa a akumulujú v karbonátoch chočského a krížňanského príkrovu a vystupujú po zlomoch vo vyzdvihnutej vikartovsko-klčovsko-baldovskej kryhe (Haluška a Petrivaldský, 1994).

Uhličitú vodu v Lipovciach vyvierajú na v. okraji Braniska na križovaní pozdĺžneho zlomu smeru V-Z s priečnymi zlomami smeru SV-JZ. Pre plniareň Salvátor sú k dispozícii 2 plytké studne a 2 plytké vrty. Celková výdatnosť týchto zdrojov je $7,2 \text{ l.s}^{-1}$ (Krahulec et al., 1977; Malík, 1994). Celková mineralizácia sa pohybuje v rozpätí $2,48\text{--}4,30 \text{ g.l}^{-1}$. Najväčšiu výdatnosť ($3,5 \text{ l.s}^{-1}$) má studňa Salvátor II, hlboká 4,2 m. Je zdrojom slabo mineralizovanej, hydrogénuhličitanovej vápenato-horečnato-sodnej, uhličitej, sírnej vody, studenej, hypotonickej. Voda patrí k typu C^{Ca}_1 , molárnej subfácii C-Ca-Na a predstavuje Gazdov výrazný základný typ Ca-Mg-HCO_3 . Pri celkovej mineralizácii $3,57 \text{ g.l}^{-1}$ obsahuje $2,18 \text{ g.l}^{-1} \text{ CO}_2$ a $1,22 \text{ mg.l}^{-1} \text{ H}_2\text{S}$. Používa sa ako stolová voda vhodná pri niektorých chorobách zažívacieho traktu. V okolí vyvierajú ďalšie pramene podobného zloženia.

Uhličitú minerálnu vodu kúpeľov Nová Ľubovňa vyvierajú v 5 prameňoch, z ktorých sa na pitie využíva prameň Andrej ($10\text{--}15 \text{ l.min}^{-1}$) a Amália ($0,1$ až $5,7 \text{ l.min}^{-1}$). Sú to prírodné, slabo mineralizované, hydrogénuhličitanové, horečnato-vápenaté, uhličitú vodu, studené, hypotonické. Najvyššiu mineralizáciu $2,39 \text{ g.l}^{-1}$ vykazuje prameň Amália s vodou typu C^{Mg}_1 , molárnej subfácie C-Mg-Ca , Gazdovho výrazného základného typu Mg-Ca-HCO_3 , s obsahom $2,46 \text{ g.l}^{-1}$ voľného CO_2 a $78 \text{ mg.l}^{-1} \text{ H}_2\text{SiO}_3$. Vydátný zdroj minerálnej vody zabezpečil nový hydrogeologický vrt LZ-6 Veronika (Zakovič et al., 1993a), ktorý v hĺbke 17–111 m v pieskovcoch šambronských vrstiev navráta uhličitú vodu výrazného typu Ca-Mg-HCO_3 (C^{Ca}_1 , subfácia C-Ca-Mg) s výdatnosťou prelivu $11,4 \text{ l.s}^{-1}$ a s mineralizáciou $1,69\text{--}2,13 \text{ g.l}^{-1}$.

Vody kúpeľov Gánovce sú začlenené do širšej žriedlovej štruktúry uhličitých vôd, tvoriacich sa v triasových karbonátoch podložia paleogénu (Klago, 1980; Struňák, 1994). Zdrojom vody pre kúpeľný bazén je vrt hlboký 183 m s výdat-

nosťou prelivu $5,2 \text{ l.s}^{-1}$. Ide o prírodnú, slabo mineralizovanú, hydrogénuhličitanovo-síranovú, vápenato-horečnatú, uhličitú vodu, studenú, hypotonickú. Celková mineralizácia dosahuje $3,66 \text{ g.l}^{-1}$ (typ $\text{C}^{\text{Ca}}_{\text{II}}$, Gazdov nevýrazný typ Ca-Mg-HCO_3 , subfácia C-Ca-S). V okolí vyvierajú väčší počet drobnejších prameňov s výdatnosťou $1-100 \text{ l.min}^{-1}$ a mineralizáciou $2,76-3,96 \text{ g.l}^{-1}$.

Sírne minerálne vody (tab. 17) sa v skúmanom území vyskytujú vo forme drobných výverov lokálneho významu v sedimentoch paleogénu. Ich výskyty sa nachádzajú na okrajoch Levočských vrchov (Levoča, Ľubica, Ihľany, Hniezdne, Jakubany, Šambron) a v Spišsko-šarišskom medzihorí (Plavnica, Vislanka, Šarišské Dravce, Pusté Pole, Kamenica, Lipany, Sabinov, Rožkovany). Najvyšší obsah H_2S ($16,6 \text{ mg.l}^{-1}$) má prameň Smrdiace mláky pri Levoči, v ostatných prameňoch koncentrácia H_2S neprevyšuje $6,4 \text{ mg.l}^{-1}$. Maximálnu výdatnosť má prameň pri Hniezdnom (42 l.min^{-1}), ostatné pramene majú výdatnosť $0,05$ až 15 l.min^{-1} . Okrem prameňa pri Hniezdnom ($1,54 \text{ g.l}^{-1}$) a v Ľubici ($1,28 \text{ g.l}^{-1}$) majú sírne pramene v skúmanom území celkovú mineralizáciu $0,14-0,74 \text{ g.l}^{-1}$ (Krahulec et al., 1978). Väčšinou ide o vody Gazdovho základného typu Ca-Mg-HCO_3 , najčastejšie sa vyskytuje molárna subfácia C-Na-Ca spolu so subfáciami C-Ca-Mg a C-Na-S .

Tab. 17 Charakteristiky vybraných prameňov sírnych minerálnych vôd

Lokalita	Q (l.s^{-1})	CM (g.l^{-1})	HCO_3	SO_4	Cl	Na+ K+Li	Mg	Ca	H_2S
			ekv. %	mg.l^{-1}					
Ľubica (Bonifác)	—	1,28	63	33	4	54	20	26	1,5
Ihľany	0,002	0,55	84	15	1	33	11	56	3,2
Hniezdne	0,7	1,54	62	33	5	59	19	22	1,4
Šambron	0,06	0,39	74	24	1	45	17	39	1,3
Lipany	0,01	0,57	94	4	2	1	35	64	1,5
Rožkovany	0,008	0,57	83	15	2	13	31	56	1,3
Levoča (Regrund)	0,005	0,74	81	18	1	18	31	51	2,7
Levočské kúpele (Smrdiace mláky)	0,03	0,68	83	15	2	33	28	39	16,6

Q = výdatnosť prameňa, CM = celková mineralizácia (údaje prevzaté a upravené z práce Krahulec et al., 1977, 1978 a Franko et al., 1985)

Prehľad termálnych vôd územia podali Fendek et al. (1992), doplnili Jetel (1997b) a Máťuš a Daniel (1997). Tvorba a akumulácia termálnych vôd sa tu viaže na karbonátové kolektory triasu v podloží paleogénu (chočský príkrov vo Vrbove, Poprade a Gánovciach, krížňanský príkrov v Plavnici a Lipanoch). Najvýznamnejšími doteraz využívanými zdrojmi termálnych vôd v skúmanom území

sú vrty vo Vrbove (Hanzel a Nemčok, 1984; Valíček et al., 1989). Preliv vody teplej 56 °C s mineralizáciou 3,98 g.l⁻¹ z vrtu Vr-1 z úseku 1 490–1 734 m má výdatnosť 28,3 l.s⁻¹. Z vrtu Vr-2 z intervalu 1 539–1 983 m vyteká 33,2 l.s⁻¹ vody teplej 59 °C s mineralizáciou 3,93 g.l⁻¹. Vody sú typu Ca–Mg–HCO₃, využívajú sa v bazénoch rekreačného areálu a v rybnom hospodárstve. Termálne vody sa v Popradskej kotline získali aj ďalšími vrtmi, zatiaľ nevyužívanými. Vrt PP-1 v Poprade hlboký 1 155 m zachytil v triasových dolomitoch od hĺbky 635 m do 1 105 m termálnu vodu s teplotou 48 °C a s počiatočným prelivom 65,8 l.s⁻¹, ktorý sa po 14 dňoch ustálil na 61,2 l.s⁻¹ (Máľuš a Daniel, 1997). Voda má mineralizáciu 2,88 g.l⁻¹ a patrí k základnému typu Ca–Mg–HCO₃ a molárnej subfácii C–Ca–Mg. Na okraji skúmaného územia v Starej Lesnej bol vyhlbený vrt FGP-1 hlboký 3 616 m s voľným prelivom 22,2 l.s⁻¹ vody s teplotou na ústí 58 °C a s mineralizáciou 3,3 g.l⁻¹ typu Ca–Mg–HCO₃. Na počve vrtu dosahuje teplota 108,6 °C (Fendek et al., 1996; Bujalka a Repka, 1997). V Gánovciach sú nevyužitú vrty GA-1 a GA-1A s výdatnosťou prelivu do 1 l.s⁻¹ a teplotou do 26 °C a vrty ŠHG-1 a ŠHG-2 s výdatnosťou 2,5–3 l.s⁻¹ a teplotou 24,6–24,8 °C (Klago, 1980).

Nevyužívajú sa zatiaľ ani termálne vody v Hornádskej kotline (Jetel, 1997b). Preliv vody s teplotou 31 °C (pri počve vrtu 37,4 °C) z triasových dolomitických brekcií v úseku 489–1 133 m vrtu HKJ-3 Arnutovce má výdatnosť 11,8 l.s⁻¹ (je to voda nevýrazného základného typu Ca–Mg–HCO₃, subfácie C–Ca–Na, s mineralizáciou 1,37 g.l⁻¹). Vrt HKJ-4 v Letanovciach poskytuje z toho istého kolektora v úseku 408–589 m preliv 8,3–11,6 l.s⁻¹ vody s teplotou 24,6 °C na ústí a s mineralizáciou 0,65 g.l⁻¹ výrazného typu Ca–Mg–HCO₃, subfácie C–Na–Ca.

Termálne vody akumulované v mezozoických kolektoroch v podloží paleogénu boli zastihnuté aj hlbokými vrtmi v Spišsko-šarišskom medzihorí pri Plavnici (Pl-1, 2), Polome (Šariš-1) a Lipanoch (Lipany-1, 2). Vrty Pl-1 a Pl-2 zastihli v triasových vápencoch a dolomitoch krížňanského príkrovu v hĺbke 2 306–3 397 m vody zmiešaného typu Na–HCO₃–Cl–SO₄ s prevahou zložky Na–HCO₃ s celkovou mineralizáciou 9,5–12,4 g.l⁻¹ a s teplotou na ústí 45 až 50 °C. Vrtom Šariš-1 sa na rozhraní krížňanského príkrovu a kryštalinika v hĺbke 3 789–3 941 m zistili vody nevýrazného typu Na–Cl s mineralizáciou 12,0 g.l⁻¹ s vysokým obsahom CO₂ a s teplotou 107 °C na ústí vrtu. Vrt Lipany-2 navrátil v triasových dolomitoch krížňanského príkrovu v hĺbke 3 176–3 245 m vodu s teplotou na ústí 51 °C a s celkovou mineralizáciou 8,7 g.l⁻¹ nevýrazného typu Na–HCO₃. Fendek et al. (1992) uvádzajú pre vrt Pl-1 výdatnosť 4,5 l.s⁻¹, pre Pl-2 3,9 l.s⁻¹, pre Šariš-1 0,2 l.s⁻¹ a pre Lipany-2 4,5 l.s⁻¹.

Prúdenie a odtok podzemných vôd

System prúdenia podzemných vôd v skúmanom území možno rozčleniť v zmysle koncepcie spojitých geohydrodynamických systémov (Tóth, 1963) na

subsystémy lokálneho, intermediárneho a regionálneho prúdenia. Prevažná väčšina vôd infiltrovaných do hornín paleogénu odteká v lokálnych subsystémoch prúdenia viac-menej konformne s povrchom terénu pripovrchovou zónou k miestnym bázam odvodnenia. Podzemné vody sa odvodňujú jednak rozptýleným prestupom do kvartérnych kolektorov a do povrchových tokov, jednak v prameňoch. Časť podzemných vôd, ktorá sa nezapojila do lokálnych obehov, prechádza po puklinových zónach do intermediárneho subsystému prúdenia. Tento subsystém zostupuje do väčšej hĺbky pod spodnú hranicu pripovrchovej zóny. Odvodňuje sa do kvartérnych náplavov a povrchových tokov vyššieho rádu alebo v ojedinelých prameňoch s pomerne stálou výdatnosťou. Intermediárne subsystémy napájajú aj niektoré pramene minerálnych vôd s vyššou mineralizáciou. Charakteristickou črtou chemického zloženia vôd intermediárneho subsystému je zvýšený podiel alebo prevaha zložky Na-HCO_3 .

Najvyššie napájacie elevácie územia s hlavnými regionálnymi bázami odvodnenia spája regionálny subsystém prúdenia s veľmi malou rýchlosťou prúdenia a malým prietokom. Do tohto subsystému sú zapojené jednak laterálne obehly v hlbšie uložených vrstvových kolektoroch smerom k hlavnej drenážnej báze, jednak prúdenie po hlboko otvorených vertikálnych komunikáciách (významné puklinové zóny a zlomové pásma). V napájacej vetve zostupuje časť infiltrovanej vody do hlbšie uložených kolektorov. Po prekonaní určitej vzdialenosti viac-menej laterálnym pohybom v tranzitnom úseku regionálneho subsystému smeruje potom toto prúdenie s generálnym vzostupným trendom pohybu k regionálnej drenážnej báze, čo determinuje aj smery prúdenia vôd hlbšieho obehu v jednotlivých častiach skúmaného územia: v Popradskej kotline, v z. a s. časti Levočských vrchov do doliny Popradu, v Hornádskej kotline a v j. časti Levočských vrchov od S na J do Hornádu, vo v. časti Levočských vrchov a v Šarišskej vrchovine do doliny Torysy a Svinky. Vody regionálneho subsystému majú zvýšenú mineralizáciu a teplotu a spravidla v nich prevažuje zložka Na-HCO_3 , prípadne so zvýšeným podielom zložky Na-Cl . Prúdenie tohto subsystému sa do značnej miery podieľa na dotácii minerálnych prameňov hlbšieho obehu a na napájaní výverov termálnych vôd.

Prevažná väčšina prameňov v skúmanom území predstavuje odvodnenie lokálnych subsystémov prúdenia. Ich výdatnosť je spravidla nízka – zväčša do $0,5 \text{ l.s}^{-1}$, zriedkavo vyššia. Sústredenejšie odvodnenie možno pozorovať v niektorých častiach Levočských vrchov. Väčší počet prameňov s výdatnosťou nad 1 l.s^{-1} vyviera z bielopotockého súvrstvia v okolí obce Tichý Potok, kde sa pri niektorých meraniach zistila výdatnosť dvoch prameňov až okolo 16 l.s^{-1} . Výdatnosť jednotlivých prameňov z bielopotockého súvrstvia v okolí Torysiek dosahuje $1-10 \text{ l.s}^{-1}$, pričom v čase výnimočných zrážok dosiahla výdatnosť dvoch prameňov 25 a 50 l.s^{-1} (Zakovič, 1980). Povrdzuje to dobrú priepustnosť pripovrchovej zóny v tesnej blízkosti povrchu a súčasne jej veľmi nízku retenčnú

schopnosť v dôsledku exponenciálneho poklesu priepustnosti s hĺbkou. Pramene s výdatnosťou $0,2-7,5 \text{ l.s}^{-1}$ vyvierajú z bielopotockého súvrstvia na j. okraji Levočských vrchov pri Lúčke a Bijacovciach. Najvýdatnejšie pramene v s. okolí Levočskej Doliny vykazujú výdatnosť $1,7-12,6 \text{ l.s}^{-1}$. Zo z. okraja Levočských vrchov treba pripomenúť prameň Zimná studňa pri Ihľanoch ($1,5-7,0 \text{ l.s}^{-1}$). Na s. okraji Levočských vrchov vyvierajú výdatnejšie pramene pri Kolačkove ($0,8$ až $18,6 \text{ l.s}^{-1}$) a v doline Jakubianky ($1,0-12,0 \text{ l.s}^{-1}$). V šarišskom paleogéne majú najvýdatnejšie pramene v bielopotockom súvrství v okolí Uzovských Peklian výdatnosť okolo $11-26 \text{ l.s}^{-1}$. Odvodneniu intermediárneho subsystému s hlbším obehom pripisujeme vysokú výdatnosť ($5-56 \text{ l.s}^{-1}$) bariérového prameňa Teplica v Hrabkove v borovskom súvrství (Zakovič et al., 1995). Pramene v ostatných súvrstviach paleogénu a pramene v Popradskej a Hornádskej kotline sú iba málo významné (väčšinou s výdatnosťou $0,05-0,60 \text{ l.s}^{-1}$, ojedinele $1-4 \text{ l.s}^{-1}$).

Merný odtok podzemných vôd z jednotlivých častí skúmaného územia, vyjadrený ako priemerný základný odtok z jednotlivých povodí, dosahuje $1,2-4,5 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}$ v Levočských vrchoch (Zakovič 1980), $1,4 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ v Hornádskej kotline (Jetel et al., 1990a) a $2,1 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ v Šarišskej vrchovine (Zakovič et al., 1995).

Využitelné zdroje podzemných vôd

Územie budované horninami paleogénu je z hľadiska možnosti získania výdatnejších sústredených zdrojov podzemnej vody na vodovodné zásobovanie vcelku málo priaznivé. Využitelné zdroje podzemných vôd majú preto väčšinou iba miestny význam. V Levočských vrchoch a na ich j. a z. okrajoch sa tak využívajú pramene z okolia Levočskej Doliny ($4-10 \text{ l.s}^{-1}$) a z okolia Závady ($1,0 \text{ l.s}^{-1}$) pre Levoču. Ďalšie pramene sa využívajú pre miestne vodovody v Žakovciach ($3,0 \text{ l.s}^{-1}$) a v Kolačkove ($0,4 \text{ l.s}^{-1}$), pre Vrbov sú zachytené vody zárezmi v pieskovcoch ($1,5 \text{ l.s}^{-1}$). Na miestnu potrebu sa využívajú aj vody z vrtov v paleogéne, spravidla s výdatnosťou niekoľko desiatín l.s^{-1} , výnimočne vyššou. Priaznivé podmienky na využitie vôd z paleogénu sú však v niektorých úsekoch v. okraja Levočských vrchov, a to najmä v území medzi Tichým Potokom a Brezovicou nad Torysou a v doline Torysy od prameňa až po Nižné Repaše, kde sa zistili významné prestupy podzemných vôd do povrchových tokov.

Možnosti sústredenejšieho zachytenia využitelných zdrojov podzemných vôd poskytujú v skúmanom území niektoré úseky fluviálnych kvartérnych kolektorov v dolinách Popradu, Hornádu, a najmä Torysy. Z náplavov Popradu sa odoberá pre Starú Ľubovňu 15 l.s^{-1} pri Hniezdnom, veľmi perspektívne sú aj úseky pri Chmeľnici a Plavči. Využitie však závisí od čistoty vody v rieke Poprad. Z fluviálnych kolektorov Torysy sa odoberá 2 studňami pri Brezovici nad Torysou

45 l.s⁻¹ pre prešovský skupinový vodovod. Päť studní v Sabinove poskytuje okolo 35 l.s⁻¹, priemerný odber zo 6 studní pri Šarišských Michal'anoch je zhruba 40 l.s⁻¹ a z 15 studní pri Veľkom Šariši možno odoberať 40 l.s⁻¹. Vody v náplavoch hornej Torysy sú kvalitné, využiteľnosť závisí od dotácie z povrchového toku.

Celkove boli v hydrogeologickom rajóne paleogénu Levočských vrchov vyčíslené využiteľné zdroje podzemnej vody 240 l.s⁻¹ v kategórii C₂ (Neupauer et al., 1990) a v paleogéne Popradskej kotliny prognózne využiteľné množstvo 20 l.s⁻¹. Pre Hornádsku kotlinu stanovili Jetel et al. (1990a) celkové prognózne využiteľné množstvo 438 l.s⁻¹, z toho 153 l.s⁻¹ v sedimentoch paleogénu, 132 l.s⁻¹ v triasových karbonátoch podložia paleogénu a ďalších 153 l.s⁻¹ v kvartérnych fluvialných kolektoroch. Pre kvartérne náplavy v celej doline Popradu až po štátnu hranicu vypočítali Haluška et al. (1968) využiteľné množstvo 264 l.s⁻¹, pričom v náplavoch Popradu v Ľubovnianskej kotline je pre úsek Hniezdne – Plaveč stanovené prognózne využiteľné množstvo 115 l.s⁻¹. Pre paleogén povodia Svinky v Šarišskej vrchovine stanovili Cibulka et al. (1993) využiteľné množstvo v kategórii C₁ a C₂ 152 l.s⁻¹. Pre kvartér Torysy bolo v úseku Ostrovian vyčíslené využiteľné množstvo 30 l.s⁻¹ v kategórii B, prognózne množstvo 275 l.s⁻¹ v okolí Brezovice a 105 l.s⁻¹ v úseku Lipany – Šarišské Michal'any. Uvedené hodnoty zodpovedajú modulu využiteľného množstva podzemnej vody 0,38 l.s⁻¹.km⁻² v Levočských vrchoch, 0,23 l.s⁻¹.km⁻² pre paleogén Popradskej kotliny, 1,16 l.s⁻¹.km⁻² v Hornádskej kotline a 0,55 l.s⁻¹.km⁻² v povodí Svinky. V náplavoch Popradu v úseku Hniezdne – Plaveč má tento modul hodnotu 2–5 l.s⁻¹.km⁻². Maximálnu hodnotu vyššiu ako 10 l.s⁻¹.km⁻² dosahujú fluvialne kolektory v doline hornej Torysy až po Prešov.

PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU

Región tvoria paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny. Územie je chudobné na nerastné suroviny. Z rudných surovín sú známe výskytu mangánu, bauxitu, uránu a zlata. Nerudné nerastné suroviny sú zastúpené stavebnými surovinami (tehliarske suroviny, stavebný kameň, dekoračný kameň, štrky a piesčité štrky), kaustobiolitmi a uhľovodíkmi. Uvádzané stavy zásob sú k 1. 1. 1997.

RUDY

M a n g á n

V rudnom revíre Kišovce – Švábovce sa začala ťažba v rokoch 1840–1850. V 50. rokoch boli overené zásoby Mn oxidicko-karbonátových rúd v hutianskom súvrství v okolí Betlanoviec (vrt Be-1) a Hrabušíc (vrt Hr-1). Polohy dosahovali hrúbku 25–40 cm a mali nízku kvalitu rudy. Preto bol výskyt hodnotený ako nebilančný. Od roku 1957 pokračovala už ťažba len vo Švábovciach; v roku 1968 sa tu ťažilo ešte 86 t ročne. V r. 1970 sa začala doplnková výroba a ťažba mangánu sa skončila. Pôvodne boli banské priestory zaplavené minerálnymi vodami. Nebilančné zásoby sú 3 365 000 t.

Mangánové polohy tvoria plošne rozsiahle vrstvomité telesá uložené konkordantne v ílovcovom súvrství nižšej časti hutianskeho súvrstvia. Najväčšiu hrúbku (300 cm) a najlepšiu kvalitu (23 % Mn) dosahuje hlavný sloj v priestore priekopovej prepadliny v gánovskej depresii, ležiacej bezprostredne vedľa Kozích chrbtov. Chemické zloženie mangánovej rudy z hlavného sloja je stabilné, s postupnými prechodmi z obsahu 23 % do 15 % Mn v okrajových častiach ložiska a 10 % vo vzdialených častiach (Vrbov, Matejovce, Žákovce, Hôrka pri Poprade s nebilančnými zásobami 11 008 000 t). Drobné, rozptýlené a málo kvalitné slojčky mangánových rúd sú o 80 až 100 m vyššie, takmer na prechode do nadložného zubereckého súvrstvia. Mangánové zrudnenie je jedinou surovinou ložiska. Ruda je veľmi jemnozrnná, tvorená oxidicko-karbonátovými rudami svetlej farby (rodochrozit) striedajúcimi sa s tmavými mangánovo-kaicitovo-pyroluzitovými vrstvičkami (Prusák in Gross et al., 1996, 1997). Mangánová mineralizácia podobnej genézy je opísaná v západnej časti Braniska v komplexe dynamometamorfovaných vápencov stredného a vyššieho liasu (Polák a Širáňová, 1993).

Uránové rudy

Ložiská Hôrka pri Poprade a Švábovce sú situované vo vrchnopermskom súvrství chočskej jednotky. Uránové rudy sú viazané na arkózy a arkózové pieskovce so zvyškami zuhoľnatej flóry. Ložisko U-Mo rudy Spišská Nová Ves – Novoveská Huta vystupuje v telese intermediárnych vulkanitov postihnutých metasomatózou (petrovské súvrstvie spodného permu – severogemeridný perm). Zrudnenie sa primárne sformovalo v perme, v alpínskej orogenéze vznikli mobilizované, bohatšie rudy. Rudné minerály tvoria impregnácie a tenké žilky v metasomatitoch. Hlavné rudné minerály sú uraninit, molybdenit, vedľajšie sú urántitanáty, brannerit a pyrit, akcesorický je chalkopyrit, galenit, sfalerit, tenantit, tetraedrit, arzenopyrit a i. Voľné zásoby v roku 1987 boli 631 kt. Ani jedno ložisko sa neťaží (Korpeľ, 1993).

Bauxity

Povrchové výskyty bauxitov v úseku Markušovce – Matejovce predstavujú tenké červenkasté kôry zvetrávania na triasových vápencoch. Lateritická kôra zvetrávania vzniknutá zo staropaleozoických bazických hornín bola redeponovaná z juhu na sever do depresí pravdepodobne krasového pôvodu. Na minerálnom zložení markušovských bauxitov sa podieľa böhmit, kaolinit, alofán, hematit a sericit (Konta in Hanáček et al., 1984). Výskyty majú malý rozsah, odhad zásob je 132 000 t (Vachtl in Hanáček et al., 1984). Surovina má nízku kvalitu.

Zlato

Z korytovej fácie rieky Torysy uvádza Križáni formáciu kvartérnych rozsyvov zlata v asociácii s granátmi, zirkónom, rutilom, monazitom, lokálne aj ilmenitom (in Gross, 1997). Pri šlichovacích prácach (Križáni, 197; Križáni, Ďuďa a Bacsó, 1979) sa zistili výskyty zlata v riečnych sedimentoch na viacerých lokalitách – Stará Ľubovňa, Toporec, Bajerovce, Uzovské Pekľany, Víťaz. Výskyty nedosahujú ekonomický význam.

NERUDNÉ SUROVINY

Sadrovec

Sadrovec a anhydrit na ložisku Spišská Nová Ves – Tolstein – Novoveská Huta je vyvinutý v prostredí pestrého piesčito-bridličnatého súvrstvia spodného triasu severogemeridnej mezozoickej synklinály. Ložisko sedimentárneho pô-

vodu má tvar mohutnej šošovky. Je zvrásnené do úzkej zatvorenej vrásky. Šošovka je vyvinutá v hĺbke 485–540 m. Jej smerný rozsah je 3,5 km a hrúbka 150 m. Anhydrit tvorí na ložisku 88,74 %, sadrovec 11,26 %. Anhydrit je zaradený do I.–III. akostnej triedy, sadrovec do III. triedy. Sadrovec vznikol hydratáciou anhydritu. Ložisko sa ťaží. Voľné zásoby anhydritu sú 49 874 000 t, sadrovca 8 356 000 t (Korpeľ, 1993).

Stavebné suroviny

Cementárske korekčné suroviny

Ložisko Odorín je súčasťou rozsiahlej eocénnej piesčito-ílovitej litofácie. Prevládajú sivé až tmavosivé ílovce s prechodom do piesčitých ílovcov s vložkami pieskovcov a zlepencov. Sialitická surovina obsahuje 52,72 % SiO_2 , 12,16 % Al_2O_3 , 4,82 % Fe_2O_3 , 8,96 % CaO a 3,49 % MgO . Ložisko nie je otvorené. Voľné zásoby sú 46 516 kt (Korpeľ, 1993).

Stavebný kameň na kamenivo

V regióne sa ako stavebný kameň uplatňujú najmä pieskovce. V minulosti boli takmer pri každej obci malé i väčšie stenové lomy, v ktorých sa ručne ťažil pieskovec na miestnu spotrebu do základov domov, na výstavbu kostolov, kaplniek, poľnohospodárskych stavieb a na regulačné účely. Ťažili sa predovšetkým pieskovce z paleogénu podtatranskej skupiny, a to pieskovce z tomášovských vrstiev, zo zubereckého súvrstvia (Letanovce, Arnutovce), pieskovce bielopotockého typu z kežmarských vrstiev (Kurimany, Kežmarok, Krížová Ves, lom medzi obcami Holumnica – Jurské), hrubé lavicové pieskovce z bielopotockého súvrstvia (Jakubany, Katuň, Mulický les), zlepence borovského súvrstvia (Smižany – Maša). Dnes sú otvorené len väčšie lomy so strojovou ťažbou (Spišské Tomášovce, Hranovnica, Letanovce, Smižany). Väčšina malých lomov zanikla a vyŕažené priestory sa využívajú na skládky odpadu. Na ložisku Ľubica je odhad zásob paleogénnych pieskovcov 1 000 000 m^3 . Zásoby pieskovcov borovského súvrstvia na ložisku Hranovnica sa odhadujú na 330 000 m^3 .

Na ložisku Hranovnica vystupuje metabazalt spodného triasu. Vyskytujú sa tu tri petrografické variety – porfyrické, celistvé a mandľovcové. Mandle sú často vyplnené chalkopyritom a sekundárnymi minerálmi Cu. Odhad zásob je 400 000 m^3 . V prevádzke je lom s ťažbou melafýrov v Hranovnici – Dubinej so zásobami 16 612 000 m^3 , v Poprade – Kvetnici s voľnými zásobami 48 000 m^3 , Spišská Teplica má zásoby 11 443 000 m^3 a Spišské Bystré 600 000 m^3 voľných zásob (Korpeľ, 1993).

Technologické vlastnosti stavebného kameňa

Lokalita	Objemová hmotnosť kg/m ³	Merná hmotnosť kg/m ³	Pórovit. %	Nasiakav. %	Otlk %	Trvanliv. %	Pevnosť za sucha MPa	Pevnosť po nasiak. MPa	Pevnosť po zmraz. MPa
Sp. N. Ves -- Čierna h.	2 681	2 726	0,76–0,77	0,05–2,65	27,0–53,7	0,0–3,39	125–172	125–162	124–178
Sp. Tomášovce	2 720	2 775	1,98	0,38	25,26	do 1	152	128	135
Vyšný Slavkov	2 773	2 760	0,47	0,19	22,1	0,05	136	132	138
Podolíneec	2 690–2 840	2 706–2 945	1,0	0,11–0,95	22,8–39,6	0,02–1,11	103–219	100–187	100–219
St. Lubovňa -- Medved'	2 640	2 720	2,9				71	67	52
Hranovnica I	2 770	2 829	2,09	0,61	30,3	0,26	88	87	76
Hranovnica II	2 330	2 722	14,4	3,86	54,0	0,69	66	47	44
Hranovnica -- Dubiná	2 640–2 830	2 710–2 890	–	0,14–1,24	15,5–33,8	0,28	39–136	33–124	26–120
Krížová Ves	2 492	2 702	7,80	2,80	48,2	37,4	96	77	59
Sp. Bystré	2 670	2 724	1,98	0,44	25,8	0,31	97	82	87
Poprad -- Kvetnica	2 690	2 739	1,79	0,47	38,2	0,15	67	71	68
Spišský Štiavnik	2 640	2 698	2,15	0,37	38,4	0,22	98	73	55

Štrkopiesky a piesky

V minulosti sa hojne ťažili fluviálne štrky a štrkopiesky v údolí Hornádu, predovšetkým z terasy mladšieho rissu medzi Spišskou Novou Vsou a Smižanmi, na stredných terasách Levočského potoka južne od Levoče a pri Harichoviach, z rieky Poprad v Huncovciach, v úseku od Podolínca po Strážky a v oblasti Bušoviec, v povodí Svinky, v údolí Torysy medzi obcami Torysa a Rožkovany. Štrky sú tvorené prevažne obliakmi paleogénnych pieskovcov a siltovcov s ojedinelými obliakmi mezozoických a paleozoických hornín, v povodí rieky Poprad aj granitoidmi. Ťažba na týchto ložiskách bola väčšinou občasná. Surovina sa používa na výrobu betónu a na stavebné účely. Surovina má nižšiu kvalitu (Gross et al., 1996, 1997).

Ložisko Bušovce – náplavy rieky Poprad a Biela tvoria obliaky pieskovca, granitoidov a ílovcov. Voľné zásoby predstavujú 1 598 000 m³. Holocénne štrkopiesčité náplavy tvorené výlučne obliakovým materiálom granitoidných hornín s voľnými zásobami 2 286 000 m³ sú na ložisku Poprad – Veľká. V povodí Popradu sú ložiská pleistocénnych aluviálnych štrkov a štrkopieskov s obliakmi pieskovcov, granitoidov, kremencov a vápencov s kremitým pieskom v Plavči, Plavnici a Hajtovke. Z nich sa ťaží len ložisko Plaveč – Orlov, na ktorom sú voľné zásoby 1 527 000 m³ (Gálová, 1993; Dojčáková, 1993).

Tehliarske suroviny

Surovinou sú paleogénne ílovce a kvartérne svahové, čiastočne preplavené hliny, spraše a aluviálne náplavy. Ako tehliarske suroviny sú z paleogénnych sedimentov vhodné hutianske a zuberecké súvrstvie flyšu s prevahou ílovcov. Ťažili sa na ložisku Poprad, Spišská Nová Ves, Hranovnica, Spišský Štiavnik, Markušovce, Odorín, Spišské Vlchy – Vierpuš a Dreluš. Kvartérne hliny, v spodných častiach ložísk často s paleogénnymi ílovcami, sa ťažili na lokalitách Spišská Belá, Levoča, Spišské Podhradie, Sabinov – Ražany, Kamenica, Sabinov a Pečovská Nová Ves. Ťažobne sú v kvartérnych sedimentoch a ílovcoch paleogénu s flyšovým vývojom. Kvartérne hliny sú polymineralne, tvorené illitom, montmorillonitom a kaolinitom, bezuhlíčitanové. Podobné minerálne zloženie majú aj paleogénne ílovce, sú však uhličitanové (Kaličiaková, 1993). Okrem uvedených lokalít sa v regióne ťažilo množstvo ďalších ťažobných stienok a jám pre potreby miestneho obyvateľstva, väčšinou na výrobu nepálených tehál. Vo väčšine menších tehelní lokálneho významu ťažba zanikla (Gross, 1997).

Overené zásoby sú na ložisku Betlanovce v množstve 1 890 000 m³, na ložisku Smižany, kde prevažujú kvartérne sedimenty s voľnými zásobami 3 382 000 m³, Spišské Vlchy s výskytom sprašových, svahových a terasových hĺn a voľnými zásobami 243 000 m³, Spišské Podhradie s voľnými zásobami

715 000 m³, Spišský Štiavnik s voľnými zásobami 3 077 000 m³ a na ložisku Sabinov s voľnými zásobami 4 524 000 m³. Neotvorené ložisko Brezovica nad Torysou v kvartérnych, slabo uhličitanových hlinách a vo vrchnoeocénnom ílovcovo-pieskovcovom súvrství s vyšším obsahom uhličitanovej zložky a sulfidov Fe má voľné zásoby 8 302 000 m³. Ložiská tehliarskych surovín Plavnica-pod Kamar, Plaveč-Bolec, Stará Ľubovňa-nad Černáčom sú tvorené deluviálnymi a aluviálnymi kvartérnymi hlinami a paleogénnymi ílovcami s vložkami pieskovcov. Majú urobený výpočet zásob, ale neťažia sa.

Dekoračný kameň

Travertíny vystupujú na tektonických líniiach v pásme Gánovce – Švábovce, v okolí obcí Ondrej a Hôrka. V minulosti sa ťažili v Gánovciach, medzi Gánovcami a Filicami a pri Hozelci. Významné travertínové kopy sa ťažili v Spišskom Podhradí – Sivej Brade, Dreveníku, v Spišskej Kapitule – Pažici. Štátnu prírodnú rezerváciu Dreveník tvoria pliocénne kopy lavicovitých bielosivých travertínov. Ložisko sa ťaží v Žehre (južná časť Dreveníka). Lavicovité travertíny tu dosahujú hrúbku 0,2–3 m. Používajú sa na dekoračné účely ako obkladové dosky, na pamätníky, náhrobky, dlaždice, základové murivá, fasády, schody a pod. Odpad sa využíva na stavebné účely a rozomletý odpad sa využíva v poľnohospodárstve (Korpel', 1993; Gross, 1997). Voľné zásoby sú 1 281 000 m³. Spišské Podhradie – Dreveník (východný svah) má voľné zásoby 1 008 000 m³ (Korpel', 1993).

Veľké výskyty travertínu sú viazané na zlomovú líniu ssz.-vjv. smeru prebiehajúcu pozdĺž potoka pretekajúceho cez Nižné a Vyšné Ružbachy od Vojnian-skeho potoka ku Kamienke. Najvýznamnejšia akumulácia sa nachádza jz. od kúpaliska vo Vyšných Ružbachoch. Travertíny sú pevné, biele, bielo hnedé, celistvé, pórovité, hrubolavicovité, smerom na povrch prechádzajú do výrazne vrstvomitých variet. Voľné zásoby suroviny sú 316 000 m³. V starom, dnes už nepoužívanom lome sa v posledných rokoch organizovali sochárske sympóziá. Ďalšie lokality travertínov využívané ako dekoračný materiál sú Modzele, Hámriská a Deravá skala. Podobné využitie majú čorštynské vápence malmu v Starej Ľubovni – Marmon. Ložisko nie je otvorené, voľné zásoby suroviny sú 2 316 000 m³.

Kaustobiolity

V regióne je viac výskytov menších rašelinísk. Rašeliniská tvorí hnedočierna rašelina s prímiesou ílu a úlomkami rozkladajúceho sa dreva. Hrúbka suroviny dosahuje od niekoľko dm do 1,5 m, maximálne do 3 m. Väčšie rašeliniská sú známe pri obci Hrabušice, Spišská Teplica, Gánovce, Rakúsy a Vojňany.

Technologické vlastnosti dekoračných kameňov

Lokalita	Obj. hmotn. kg/m ³	Mer. hmotn. kg/m ³	Pórov. %	Nasiak. %	Obrus cm ³ /cm ²
Žehra	2 360–2 580	2 697–2 732	5,27–1,09	0,7–3,1	0,648–1,097
Spiš. Podhradie	2 480–2 540	2 620–2 680	3,05–6,76	0,95–1,98	0,53–0,71
Stará Ľubovňa	2 667	2 723	1,99	0,52–1,68	
Vyšné Ružbachy	2 405			1,68	

Lokalita	Pevnosť za ohybu MPa	Pevnosť za sucha MPa	Pevnosť po nasiak. Mpa	Pevnosť po zmraz. MPa
Žehra	4,05–9,56	68–119	48–104	52–97
Spiš. Podhradie	2,9–5,8	80–93	78–88	78–87
Stará Ľubovňa		85	70	65
Vyšné Ružbachy		70,7	61,2	

Niektoré z nich sa ťažili pre potreby poľnohospodárstva a ako kurivo v domácnostiach. Miestne obyvateľstvo ich využíva na záhradkárske účely.

Franko et al. (1964) opisujú výskyt hnedého uhlia v paleogénnych fľovcoch pri obci Výborná (Gross, 1997).

UHPovodíky

Na perspektívy výskytu uhl'ovodíkov poukazujú výsledky vrtovej Lipany-1–5. Ich súhrnná charakteristika je zhrnutá v práci Rudinec et al. (1988). Vo vrte Lipany-1 bola ekonomicky bezvýznamná akumulácia ropy overená vo vrchnej časti vápencovo-slieňovcovej brekcie v hĺbkovom intervale 2 455–2 493 m. Vo vrte Lipany-4 v hĺbkovom intervale 2 390–2 303 m sa zistil prítok ropy sprevádzanej plynom s kapacitou 20–30 m³/24 hod. Hlbinný výskum statického ložiskového tlaku ukázal, že ide o malé neekonomické ložisko (cca 2 700 m³ ropy a 550 000 m³ plynu).

Vo vrte Kl-1 Klčov v súvrství vápнитých fľosiltovcov sa zistil výskyt 2 cm hrubej šošovky ozokeritu. Analýza plynov z tohto vrtovej potvrdila ako dominujúcu zložku plynu CO₂, sprevádzaný malým podielom H₂S, N₂, CH₄ a stopami H₂. Uhlíkové komponenty sú v prostredí minerálnych vôd sekundárne. Sú pravdepodobne produktom rozkladu prítomných organických látok za spoluúčasti baktérií. Ich zloženie nenasvedča na kontakt s významnejšími akumuláciami ropy (Franko in Gross et al., 1996, 1997).

Obsah organickej hmoty v ílovcoch hutianskeho súvrstvia je nižší ako v ílovcoch zubereckého súvrstvia. Hodnoty C_{org} v zubereckom súvrství sú okolo 0,70 a C_{bit} okolo 5 %. Je to obsah porovnateľný s obsahom perspektívnych ropomaterských pelitov karpatského flyšového pásma (Širáňová et al. in Gross, 1997).

CHARAKTERISTIKA GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Región Spišsko-šarišského paleogénu a Popradskej kotliny patrí v zmysle inžinierskogeologickej rajonizácie územia Západných Karpát (Matula, 1969) do regiónu karpatského flyšu (oblastí flyšových vrchovín a hornatín) a čiastočne (Popradská kotlina) aj do regiónu neogénnych tektonických vkleslín (oblasť vnútrohorských kotlín).

Tak ako vo všetkých územných celkoch Západných Karpát, aj tu možno registrovať pôsobenie viacerých exogénnych geodynamických procesov, ktoré podstatnou mierou ovplyvňujú modeláciu svahov a celkový ráz územia.

K najvýznamnejším prejavom týchto procesov v oblasti patria: svahové deformácie, výmoľová erózia, alterácia hornín (zvetrávanie) a bočná erózia vodných tokov. Ich výskyt a intenzita je daná najmä geologicko-tektonickou stavbou, morfológickými, hydrologickými a klimatickými a hydrogeologickými pomermi územia. K endogénnym geodynamickým javom a procesom, ktoré sa uplatňujú v študovanom území, patrí seizmicita a neotektonická aktivita.

V období po osídlení územia človekom, najmä však v posledných desaťročiach, životné prostredie čoraz viac ovplyvňuje hospodárska činnosť človeka (ťažba nerastných surovín, poľnohospodárska činnosť, stavebná činnosť a pod.).

PRÍRODNÉ ČINITELE (GEOFAKTORY) ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

SEIZMICITA ÚZEMIA

Podľa mapy maximálnej očakávanej intenzity zemetrasení (Janotka a Viskup, 1998) patrí väčšia časť územia do 8. stupňa MSK-64. Menšia časť (severne od spojnice Levoča – Prešov) patrí do 7. stupňa MSK-64.

V území boli v minulosti zaregistrované viaceré zemetrasenia s intenzitou vyššou ako 7° (napr. jz. od Levoče 8°, Prešov 7,5°, Kežmarok 7°) a niekoľko zemetrasení s intenzitou menšou ako 7° (napr. jv. od Spišskej Novej Vsi 6°, jv. od Krompách 5° atď.).

svahové deformácie

Svahové deformácie predstavujú z geomorfologického hľadiska najvýznamnejší prvok celkovej svahovej modelácie územia budovaného paleogénnymi súvrstviami podtatranskej skupiny. Paleogénne flyšové a ílovcové súvrstvia

regiónu karpatského flyšu všeobecne predstavujú územie mimoriadne náchylné na zosúvanie. Pri detailnej analýze svahov hodnoteného územia je možné konštatovať, že veľká väčšina z nich bola v minulosti postihnutá svahovými deformáciami rôzneho typu a mechanizmu, ktoré sú v súčasnosti v rôznom štádiu vývoja, resp. zániku. Problémom ostáva, čo ešte možno považovať za svahovú deformáciu a čo už nie. Častým morfológickým prvkom územia sú výrazné odlučné hrany starých zosuvov, resp. prúdov, pričom transportná a akumulčná časť chýba, pretože bola oderodovaná.

V zmysle klasifikácie svahových pohybov (Nemčok, Pašek a Rybář, 1974 in Nemčok, 1982) možno svahové deformácie v študovanom území najčastejšie hodnotiť ako zosúvanie (zosuvy), čiastočne ako stekanie (zemné prúdy) a ako plazenie (blokové poruchy, zliezanie svahových hĺn a sutín). Vzhľadom na nízku energiu reliéfu (malé prevýšenia) sa deformácie typu rútenia prakticky nenachádzajú (výnimku tvoria vápencové tvrdoše bradlového pásma a travertíny Dreveníka pri Spišskom hrade).

Svahové deformácie sú najčastejšie vyvinuté v pokryvných svahových hlinách prevažne ílovitého charakteru s premenlivým podielom úlomkov nezvetraných ostrohranných až polozaoblených úlomkov hornín podkladu, pričom často zasahujú do vrchnej, zvetranej zóny paleogénnych hornín. Ojedinele boli zaregistrované aj plazivé poruchy blokového charakteru, t. j. blokové poruchy po plastickom podloží, resp. po predurčenej šmykovej ploche. Z hornín podkladu sú najviac postihnuté ílovcové a flyšové súvrstvia (hutianske súvrstvie, resp. šambronské vrstvy a zuberecké súvrstvie, resp. jeho vrchná časť – kežmarské vrstvy), kým v zlepcovom a pieskovcovom súvrství (borovské a bielopotocké súvrstvie) je výskyt svahových deformácií zriedkavý. Priemerný sklon porušených svahov je v intervale 8–16°. Zložené, rotačno-planárne alebo aj rotačné šmykové plochy zosuvov dosahujú hĺbku priemerne 3–8 metrov. Povrch svahových deformácií býva nerovný, zvlnený, v spodnej akumuláčnej časti obyčajne výrazne vypuklý, vo väčšej alebo menšej miere premodelovaný eróziou alebo poľnohospodárskou činnosťou človeka. Najviac postihnuté územia sa nachádzajú napr. v okolí Čirča a Ľubotína, Starej Ľubovne, Podolíncu, Jakubian, severne od Tichého Potoka, juhozápadne od Lipian, v širšom okolí Gregoroviec, severne od Hermanoviec, južne od Prešova atď.

V súčasnosti sa v mapovanom území prejavujú aktívne pohyby len pomerne výnimočne. Je predpoklad sezónnej, krátkodobej aktivizácie zosuvov alebo ich častí. Najdôležitejšie faktory vzniku a aktivizácie svahových pohybov sú zrážky, resp. topenie snehu a pomalé zmeny sklonu svahov vplyvom vodnej erózie. Významným činiteľom v posledných storočiach je aj poľnohospodárska a stavebná činnosť človeka (terasovanie svahov, budovanie zárezov ciest, odrezov pre stavby a pod.).

Z akumuláčnej časti viacerých zosuvov vytekajú drobné a nestále pramene, tie však v suchších obdobiach zanikajú. So svahovými deformáciami súvisí ďalší faktor limitujúci racionálne využitie územia, a to zamokrené, resp. podmáčané plochy. Sú to menšie plochy s nadbytkom zo zrážok alebo z podzemnej vody, ktorej hladina sa nachádza vo veľmi malej hĺbke pod povrchom, prípadne vystupuje až na povrch. Podmienkou vzniku zamokrených plôch je prítomnosť málo priepustného až nepriepustného podložía (ílov, prípadne ílovitých hlín). Zamokrené územia možno nájsť takmer na všetkých väčších svahových deformáciách.

Vodná erózia

Vodná erózia, najmä plošná, je viazaná na poľnohospodársky obrábané kotlinové časti územia so sklonom nad 5° . Pri intenzívnych zrážkach môže plošná erózia prerásť do výmoľovej erózie značných rozmerov. Vodná erózia sa prejavuje na mapovanom území množstvom plytkých, v menšej miere až hlbokých erózných rýh, ktoré sú výrazným morfológickým prvkom územia, budovaného najmä paleogénnymi ílovcami a flyšovými súvrstviami. Erózne ryhy vznikajúce v týchto sedimentoch tvoria v určitých miestach systém rýh viazaných na vodné toky. Ryhy sú často vejárovite zakončené vo svahu. Ich hĺbka sa smerom do údolia zväčšuje, hoci boky ryhy sú miernejšie a obyčajne zarastené vegetáciou. Smerom do svahu sa stávajú strmšie a užšie. Majú tendenciu postupovať smerom k vrcholom miernych pahorkov a vrchov. Dná vrcholových častí erózných rýh sú často bez vegetácie, čo indikuje ich súčasnú aktivitu pri intenzívnych zrážkach. Výmoľová činnosť prebieha v niektorých miestach v súčasnosti veľmi intenzívne. Pri vyústení niektorých rýh vznikli mladé holocénne náplavové kužele. Mnohé erózne ryhy nezriedka dosahujú dĺžku niekoľko sto metrov. Vznikajú najmä na ílovcovom a flyšovom podloží pri vhodnej konfigurácii, dĺžke a sklone svahu, obyčajne pri krátkodobých intenzívnych zrážkach. Na miestach intenzívne využívaných na pasenie dobytku porušením vegetačného krytu dochádza k prejavom plošnej erózie. Jej podrobné zmapovanie by však vyžadovalo štúdium územia viacerými metódami.

Najväčšiu koncentráciu dosahuje výmoľová erózia v okolí Bajeroviec, Šambronu, jz. od Pečovskej Novej Vsi, v širšom okolí Jablonova, Starej Ľubovne a inde.

Bočná erózia vodných tokov

Bočná erózia vodných tokov sa uplatňuje v nárazových brehoch ohybov vodných tokov, kde počas vysokých prietokov môže narušiť stabilitu brehov (Poprad, Torysa a i.). Vo viacerých prípadoch bočná erózia môže negatívne vplyvať na stabilitu okolitých svahov.

ALTERÁCIA HORNÍN (ZVETRÁVANIE)

Horniny vyskytujúce sa na mapovanom území sú v rôznej miere postihnuté procesmi mechanického a chemického zvetrávania, čo možno dokumentovať na mnohých prirodzených odkryvoch. Stupeň zvetrania hornín závisí od mnohých faktorov, napr. od litologického zloženia hornín, tektonického porušenia, prítomnosti vody a jej chemizmu, teploty, prítomnosti organizmov, prípadne vegetácie. Na viacerých odkryvoch možno dobre vizuálne sledovať dosah zvetrania zmenou farby, dezintegráciou až prechodom do eluviálnej hliny s úlomkami nezvetranej materskej horniny. Produktom zvetrávania sú íly, ílovité až piesčité hliny. Mocnosť pokryvných hlín je prevažne v intervale 0–5 m, ojedinele môže dosahovať hrúbku do 10 m. Zvlášť rýchlo prebieha zvetrávanie poloskalných hornín s ílovitou zložkou (ílovcov a slieňovcov).

OBJEMOVÉ ZMENY HORNÍN

Okrem uvedených exogénnych geodynamických procesov treba ešte venovať pozornosť objemovým zmenám hornín vyvolaným zmenami vlhkosti a teploty. Najvyššie hodnoty dosahujú v prípade paleogénnych ílov a deluviálnych, prípadne fluviálnych ílovitých hlín. Uvedené horniny po odkrytí veľmi rýchlo zvetrávajú, pri styku s vodou napúčajú, rozbahňujú sa, strácajú pevnosť. Po vysušení sa zmršťujú a na ich povrchu vznikajú hlboké praskliny. Tie uľahčujú prístup vode a vzduchu hlbšie do masívu. Objemové zmeny hornín pomáhajú pri vzniku svahových deformácií.

ANTROPOGÉNNE ČINITELE ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Popri prírodných faktoroch, ktoré vytvárali a vytvárajú súčasný reliéf, má reliéfovú činnosť človeka porovnateľný účinok. Možno ho dokumentovať na územiach miest, pri výstavbe komunikácií, veľkých stavebných celkov a pod. Jedna z takýchto činností je banská činnosť.

ŤAŽBA NERASTOV

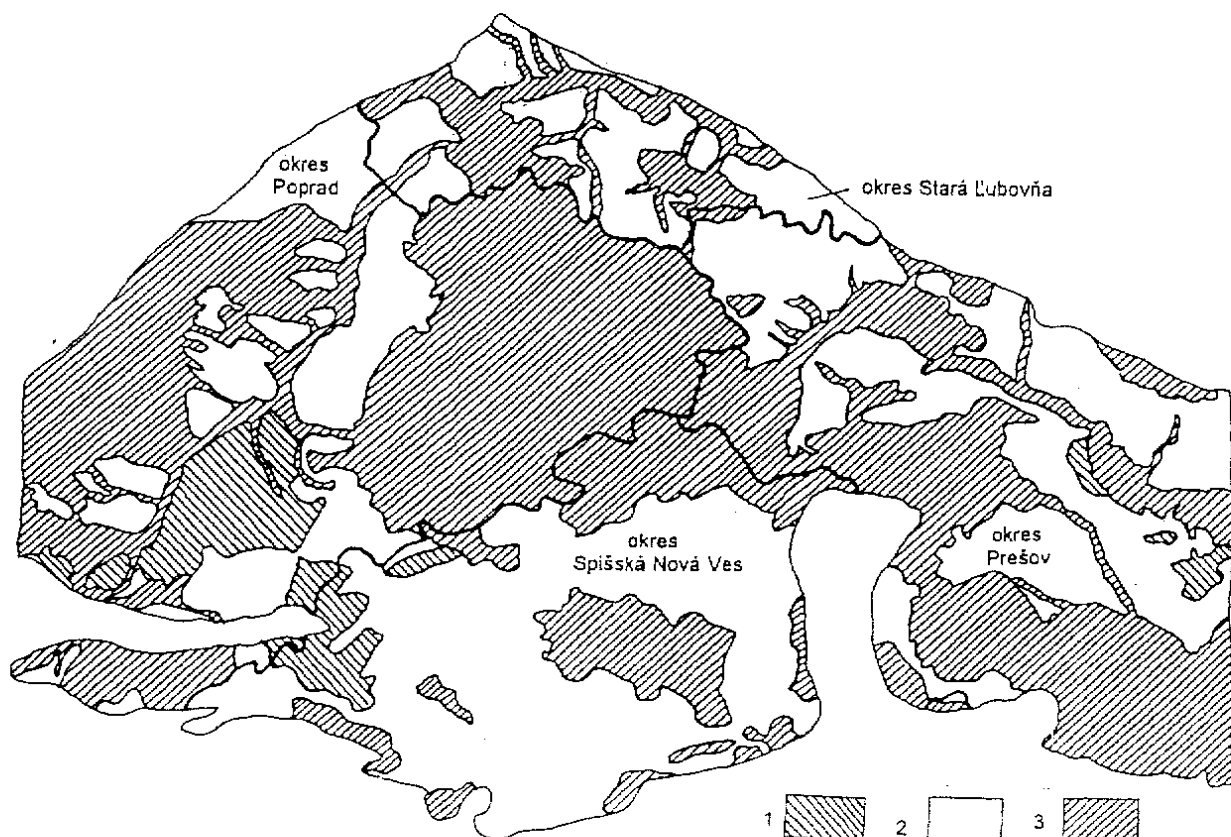
Ťažba nerastných surovín a stavebného kameňa v študovanom území je vcelku malá. V minulosti sa banským spôsobom ťažili mangánové rudy vo Švábovciah a Kišovciach pri Poprade. V súčasnosti sú ložiská vyťažené a opustené. Vplyvom banskej činnosti došlo k akumulácii vyťaženej hlušiny a k zmenám hydrogeologických pomerov blízkeho okolia, najmä poklesu hladiny podzemných vôd, zániku prírodných prameňov a výraznému poklesu prietoku množstva vôd v povrchových tokoch. O prejavoch podrúbania na povrchu územia, resp. jeho účinkoch na povrchové objekty, údaje chýbajú.

Istý negatívny prvok v prostredí predstavujú aj kameňolomy a hliniská. Ťaží sa najmä pieskovec (bielopotocké súvrstvie) na miestne využitie (cesty, individuálna výstavba a pod.).

Skládky odpadu v hodnotenom území

Nepriaznivá situácia v existencii skládok odpadu v hodnotenom území je výsledkom absencie regulácie skládkovania v minulosti. Veľká väčšina skládok má divoký charakter. Registrácia skládok odpadu uskutočnená v roku 1993 v jednotlivých okresoch zaznamenala tento stav: okres Poprad 388 skládok, okres Stará Ľubovňa 91 skládok, okres Spišská Nová Ves 171 skládok a okres Prešov 237 skládok odpadu. Uvedené okresy celým svojím územím netvoria územie regiónu, ale aj tak umožňujú urobiť si základnú predstavu o počte skládok v tomto území.

Existujúce skládky sú lokalizované na územiach hodnotených ako nevhodné a podmiennečne vhodné na skládkovanie odpadu. Vhodné plochy tvoria len zlomky hodnoteného územia. Vhodnosť, resp. nevhodnosť je podmienená nielen litologickým zložením a s tým súvisiacou priepustnosťou, ale aj inými faktormi, ako napr. prítomnosťou chránených vodohospodárskych území, chránených území prírody, chránenými lesmi, ložiskami a pod. (obr. 33)



Obr. 33 Mapa vhodnosti územia regiónu pre skládky odpadov

1 – územie vhodné na ukladanie odpadu; 2 – územie podmiennečne vhodné na ukladanie odpadu; 3 – územie nevhodné na ukladanie odpadu

ZÁVER

Geologická mapa študovaného regiónu v mierke 1 : 50 000 zobrazuje aktuálny stav poznatkov o geologickej a tektonickej stavbe územia.

Zostavenie geologickej mapy najväčšieho slovenského regiónu s vývojom paleogénu podtatranskej skupiny predstavuje splnenie zámerov výskumu a ponúka najnovšie geologické informácie zo študovaného územia.

Za najdôležitejšie výsledky výskumov považujeme:

1. Kartografické vymedzenie a definovanie novostanovených vrstiev v najspodnejších horizontoch borovského súvrstvia. Ide o **hornádske vrstvy** (preukázateľne kontinentálne a predtransgresívne) a **chrastianske vrstvy** (sedimenty vejárov delt). V najvyšších úsekoch borovského súvrstvia boli novodefinované preukázateľne morské **tomášovské vrstvy** s vrchnou hranicou až na rozhraní priabónu a spodného oligocénu.

2. Najvyššia časť hutianskeho súvrstvia prechováva mikrofaunu najvyššieho priabónu až spodného oligocénu. **Šambronské vrstvy** vystupujúce v úzkom pruhu pri južnom okraji bradlového pásma sú nesporne synchronnou faciou v spodnej časti hutianskeho súvrstvia. Hromošsko-šambronské zložité brachyantiformné megaštruktúry prebiehajú vzhľadom na bradlové pásmo mierne diagonálne.

V záreze Lipianskeho potoka pri Kamenici a v okolí sa našli pieskovce so zvýšeným podielom serpentinitu.

3. V najvyšších polohách zubereckého súvrstvia boli stanovené a definované **kežmarské vrstvy**, charakterizované výskytom hrubých pieskovcových lavíc bielopotockého typu, nachádzajúce sa nesporne ešte v typickom flyšovom prostredí. Kežmarské vrstvy nemajú priestorovú stálosť ani konštantnú hrúbku. Na mnohých miestach chýbajú. Zaujímavou skutočnosťou týchto vrstiev je vysoký **podiel arkóz**, ktoré sa bežne v zubereckom súvrství nevyskytujú.

4. Zlepence v bielopotockom súvrství majú dvojakú genézu. Bud' sú to zlepence charakteru podmorských zosuvných telies (s častými intraklastmi) s chaotickým rozmiestnením klastov a vysokým podielom základnej hmoty, alebo „organizované“ zlepence, nachádzajúce sa v konglomerátovom flyši, s vývojom hrubých lavíc gradačne zvrstvených zlepencov (nachádzajúce sa napr. severne od Čiernej Hory a inde).

Najvyššie polohy bielopotockého súvrstvia v Šarišskej vrchovine tvorené menej spevnenými pieskovecami a zlepencami (resp. pieskami a štrkami) prechovávajú sporadické spoločenstvá nanoplanktónu potvrdzujúce pokračovanie sedimentácie až do spodného miocénu (do zóny NP 25/NN 1).

5. Depresie v predpaleogénnom reliéfe (pozri rez územím 1–2 a seizmický rez 750/92) nachádzajúce sa medzi Spišskou Belou – Rakúsmi – Lendakom, aj pod Bušovcami, sú natoľko hlboké a rozsiahle, že je reálny predpoklad, že tieto

depresie sú pod 3 000 m hrúbkou paleogénnych sedimentov vyplnené kontinentálnymi (predtransgresívnymi) sedimentmi paleocénu až stredného eocénu, resp. usadeninami vrchnej kriedy gosauského typu.

Depresie v popaleogénnom reliéfe (podtatranské záporné tiažové anomálie), prekryté desiatky metrov hrubými štrkopiesčitými sedimentmi kvartéru (glacifluviály) v okolí Gerlachova alebo z. od Rakús, resp. Kežmarku, sú vyplnené „veľmi ľahkými“ ílovcami až ílmi bez akejkoľvek mikrofauny. Môže tu ísť o denudačné zvyšky neogénnych sedimentov ?jazerného pôvodu. Tie vyplnili v pliocéne pôvodné depresie v popaleogénnom reliéfe a zachovali sa iba vďaka následnému tektonickému poklesnutiu kryh a neskoršiemu prekrytiu glacifluviálnymi sedimentmi. Hrúbka týchto sedimentov môže dosiahnuť maximálne 200 m. Vo vrte pri Gerlachove majú viac ako 150 m.

6. Nové poznatky potvrdzujú, že pohyby pozdĺž muránskej línie sa museli odohrávať v predpriabónskom období, pričom paleogénne sedimenty sa javia už ako potektonické. Nevylučujeme alternatívu, že v období neogénu až kvartéru sa na nej občas odohrávali vertikálne pohyby s relatívne malou výškou skoku, takmer nepostrehnuteľné pri geologickom mapovaní.

7. Detailne sa analyzovala postupnosť tektonických procesov pri vzniku a formovaní šambronsko-kamenickej antiformnej štruktúry. Aj naďalej tu však ostávajú niektoré otvorené problémy. Nie je celkom objasnené, prečo práve iba v týchto miestach vznikla takáto štruktúra, pretože na Slovensku v celom úseku styku paleogénu podtatranskej skupiny so štruktúrou bradlového pásma (okrem Podhalia) nič podobné nenachádzame. Nie celkom doriešeným problémom je otázka zdrojovej zóny materiálu zlepcov v šambronských vrstvách (centrálne Karpaty?, bradlové pásmo?, kričovsko-iňačovská oblasť?).

8. Na základe doterajších výskumov regiónov s vývojom paleogénnych sedimentov podtatranskej skupiny pokladáme ďalší výskum na ložiská ropy v tomto útvare za málo nádejný až zbytočný. Istá teoretická možnosť jej výskytu (v neekonomickom množstve) je viazaná na úzku južnú pribradlovú oblasť s veľkou hrúbkou sedimentov a ich vysokou tektonickou exponovanosťou (ako napr. oblasť lipianskych vrtoŧ). Nesporne nádejnejší a ekonomicky zaujímavý môže byť výskum napr. tehliarskych surovín.

V hydrogeologickej časti týchto vysvetliviek je sumárne zhrnutie výsledkov mnohých autorov pracujúcich v minulosti v tomto regióne. Sú tu uvedené nové údaje hodnôt indexu priepustnosti a indexu prietočnosti paleogénnych súvrství a tabelárne spracovanie najnovších údajov o chemickom zložení vybraných prameňov obyčajných i minerálnych vôd.

LITERATÚRA

- Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát. III. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 5–392.
- Andrusov, D. a Matějka, A., 1931: Gude des excursions les Carpathes occidentales.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guidebook for Geol. Excur. X. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–44.
- Andrusov, D. a Snopková, P., 1976: Tronvaille d' une palynoflore sénonienne dans le membre f conglomérats rouges de Dobšinská ľadová jaskyňa (Slovaque centrale). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 27, 231–246.
- Atlas Slovenskej socialistickej republiky, 1980 (red. Mazúr, E. et al.). Bratislava, Slov. Akad. Vied a Slov. úrad geodézie a kartografie.
- Andrusov, D. a Samuel, O. et al., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1, A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5–440.
- Bajaník, Š., Gregor, T., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1979: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. Čiastková záverečná správa za rok 1979. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 223 s.
- Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria, východná časť. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bajaník, Š., Snopková, P. a Vozárová, A., 1986: Litostratigrafia črmel'skej skupiny. Spr. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 21, 65–68.
- Bajaník, Š. a Vozárová, A., 1979: Litofaciálna spätosť severogemeridného permu a spodného triasu v oblasti Margecian. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 39–49.
- Bajaník, Š., Vozárová, A. a Reichwalder, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 27–50.
- Bartalský, J. et al., 1973: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. Kniha 6. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, Spišská Nová Ves.
- Began, A., Bujnovský, A., Ďurkovič, T., Elečko, M., Gargulák, M., Grecula, P., Hók, J., Khun, M., Knésl, J., Miko, O., Molák, B., Polák, M., Pulec, M., Rojkovič, I., Siráňová, Z., Slavkay, M., Snopko, L., Snopková, P., Širáňová, V., Turan, J., Turanová, L. a Vozárová, A., 1993: Surovinový potenciál uhľikátých formácií. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Berggren, W., Kent, V. a Flynn, J. J., 1983: Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In: Snelling, N. J. (ed): Geochronology and the Geological Record. Geol. Soc.
- Biely, A., 1957: Správa o výskume na úlohe XIV/36. Severné svahy Nízkyh Tatier. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón vo veporidách. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 21, 109–125.
- Biely, A., 1966: K problému hranice gemeríd a chočského príkrovu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 40, 171–172.
- Biely, A., 1967: Výskum mezozoika Galmusa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Encyklopédia Slovenska II.–IV. (ed. Hajko, V. et al.), 1978–1980. Bratislava, Veda.
- Biely, A., Beňuška, P., Bujnovský, A., Halouzka, R., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M., Vozár, J. a Vozárová, A., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Bezák, V., Hanzel, V., Kubeš, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. a Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7–232.
- Blatt, H., Middleton, G. a Murray, R., 1972: Origin of Sedimentary Rocks. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc., 634 s.
- Bouček, B. a Přibyl, A., 1960: Revision der Trilobiten aus dem slovakischen Oberkarbon. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 20, 5–50.
- Bouma, A. H., 1962: Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier, 1–168.
- Bouška, V., Jakeš, P., Pačes, T. a Pokorný, J. et al., 1980: Geochemie. Praha, Academia.
- Broska, I., Vozár, J., Uher, I. a Jakabská, K., 1993: Typológia zirkónu z permských ryolitov-dacitov a ich pyroklastík (Západné Karpaty). In: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre (ed. Rakús, M. a Vozár, J.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 151–158.
- Buček, S., Borza, V., Ďurkovič, T., Jetel, J., Kováčik, M., Maglay, J., Nagy, A., Spišák, Z. a Samuel, O., 1995: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: M-34-102-A-c Stotince – východná časť, M-34-102-A-d Jakubovany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Buday, T. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol., nakl. ČSAV, 5–651.
- Bujalka, F. a Repka, P., 1997: Geotermálny vrt FGP-1 a jeho využitie pre areál zdravotnej prevencie TATRA-THERMAL Stará Lesná. In: Zbor. konf. Geotermálna energia východného Slovenska a jej využitie. Bratislava, Slov. geotermál. asoci., 69–76.
- Bystrický, J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Gesell. Geol. Bergbaustud. (Innsbruck), 21, 289–310.
- Bystrický, J., 1978: Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západných Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 10, 1, 17–22.
- Bystrický, J., 1979: Dasycladaceae of the Upper Triassic of the Stratenská hornatina Mountains (The West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 321–340.
- Bystrický, J., 1983: Stratigrafická tabuľka triasu. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1 (A–K), tab. 8. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra. 1–140.

- Bystrický, J., Jendrejáková, O. a Papšová, J., 1982: Príspevok k stratigrafii triasu Stratenskej hornatiny. *Miner. slov. (Bratislava)*, 14, 4, 289–321.
- Cabala, D., 1976: Doterajšie poznatky o hydrogeologických pomeroch paleogénu Spišskej kotliny. *Miner. slov. (Bratislava)*, 8, 2, 143–156.
- Cibuľka, E. et al., 1993: Paleogén povodia Svinky – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Čekan, V. a Šutor, A., 1960: Regionální tíhový a geomagnetický průzkum východního Slovenska. Manuskript – archív Nafta Michalovce, GS SR Bratislava.
- Čekan, V. a Šutor, A., 1960: Zpracování regionálních gravimetrických a magnetických měření provedených v letech 1952–1957 v oblasti východního Slovenska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Čekan, V. a Mořkovský, M., 1982: Zhodnocení tíhových a seismických měření v centrálně karpatském paleogénu mezi Šambronem a Lipany. Manuskript – Geofyzika, Brno, Archív MND Michalovce.
- Červeňanová, Ž., 1951: Príspevok k poznaniu slovenských rašelinísk. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, II, 3–4, 31–54.
- Cibuľka, E., 1993: Paleogén povodia Svinky – hydrogeologický prieskum.
- Czikó, A., 1943: *Der geologische Bau des „Slowakischen Paradieses“*. Praha, Lotos.
- Dojčáková, V., 1970: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín, list mapy 1 : 50 000 M-34-101-B. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Dojčáková, V., 1993: Regionálna štúdia nerastných surovín – okres Poprad. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Dvořáková, V., a Tomek, Č., 1995: Interpretace reflexních měření z hlubinného seizmického transektu východní Slovensko (technická správa). Kappa Brno. Nepublikované.
- Đurkovič, T., Lukáčik, E., Samuel, O., Halouzka, R., Kováčik, M. a Jetel, J., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Toporec, Podolíneč, Stará Ľubovňa, Plaveč. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Dzulinski, S., Książkiewicz, M. a Kuenen, P. H., 1959: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Bull. Geol. Soc. Amer. (New York)*, 70.
- Dzulinski, S. a Smith, A. Y., 1964: Flysz jako facija. *Rocz. Pol. Tow. geol. (Kraków)*, 34, 1–2.
- Encyklopédia Slovenska, II.–VI. zväzok (ed. Hajko, V. et al.). Bratislava, Veda, 1978–1982.
- Fedor, J. a Novýsedlák, J., 1962: Závěrečná správa povodia Svinky – štrkopiesky. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–36.
- Fendek, M. et al., 1992: Hydrogeotermálne pomery Popradskej kotliny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava).
- Fendek, M. et al., 1996: Závěrečná správa za geotermálny vrt FGP-1 Stará Lesná v Popradskej kotline. Manuskript – archív Tatra-thermálu, a. s., Poprad, 99 s.
- Fendek, M., Hanzel, V., Bodiš, D. a Nemčok, J., 1992: Hydrotermálne pomery Popradskej kotliny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 10, 99–130.
- Fendek, M. a Král, M., 1994: Geotermálne vody Popradskej kotliny. Materiály medzinárodného sympózia: Minerálne vody východného Slovenska. Lipovce, september 1994. Žilina, Vydav. ROSA, 1–160.

- Ferenc, P., Szalaiová, V. a Vrúbel, I., 1986: Lipovce – Salvátor, minerálne pramene. Záv. správa z geofyz. prác. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Filková, V., 1981: Seismokarotážní měření a vertikální seismické profilování na hlubinném vrtu Lipany-2. Manuskript – Geofyzika, Brno.
- Filková, V., 1986: Seismokarotážní měření a vertikální seismické profilování na hlubokém vrtu Lipany-3. Manuskript – Geofyzika, Brno.
- Filková, V. a Pernica, J., 1978a: Vrtně-refrakční měření v okolí vrtu Lipany-1. Manuskript – Geofyzika, Brno.
- Filková, V. a Pernica, J., 1978b: Seismokarotážní měření a vertikální seismické profilování na hlubinném vrtu Lipany-1. Manuskript – Geofyzika, Brno.
- Filo, I., Maglay, J., Mello, J., Vozár, J., Jetel, J., Raková, J., Samuel, O., Siráňová, Z. a Snopková, P., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: M-34-13-B-a Hranovnica, M-34-113-B-b Hrabušice, M-34-114-A-a Spišská Nová Ves. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Filo, I., Mello, J., Maglay, J., Siráňová, Z., Širáňová, V., Jetel, J. a Kováčik, M., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy: Spišská Nová Ves, Spišský Hrušov, Nálepko, Rudňany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Filo, I. a Siráňová, Z., 1996: Tomášovské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka podtatranskej skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 102, 41–49.
- Filo, I. a Siráňová, Z., 1998: Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 103, 35–51.
- Franců, J. a Müller, P., 1983: Organic matter maturity in Peri-klippen flysch of the Inner Carpathian Mts. (East Slovakia). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 34, 483–494.
- Franko, O., 1996: Minerálne vody. In: Hanzel, V. et al.: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape SR 1 : 200 000, list 27 Poprad. Bratislava, Vyd. D. Štúra, GS SR, 137–152.
- Franko, O., Gažo, Š., Ilavský, J. (ed.) a Zorkovský, B., 1964: Legenda k mape nerastných surovín ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXVII Vysoké Tatry. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–81.
- Franko, O., Kolářová, M. a Mateovič, L., 1985: Katalóg dokumentačných bodov k Mape minerálnych vôd ČSSR 1 : 50 000. Geol. Úst. D. Štúra Bratislava – Ústř. Úst. geol. Praha, 103 s.
- Franko, O., Fusán, O., Franko, J. a Král, M., 1994: Litostratigrafické, tektonické a geotermálne podmienky rozšírenia termálnych vôd v Levočskej panve. In: Medzinárodné sympóziu Minerálne vody Východného Slovenska. Slov. asoci. hydrogeológov. Žilina, Vyd. ROSA.
- Franko, O. a Šivo, A., 1997: Vzťah geotermálnych vôd a travertínov na okrajoch Levočských vrchov. In: Zbor. konf. Geotermálna energia východného Slovenska a jej využitie. Bratislava, Slov. geotermál. asoci., 77–84.
- Frankovič, J. a Banský, V., 1971: Torysa – výpočet zásob podzemných vôd. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Frankovič, J., Tkáčik, P. a Gazda, S. et al., 1974: Branisko. Vyhľadávaci hydrogeologický prieskum. Záverečná správa s ocenením zásob podzemných vôd k 30. 10. 1974. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Fusán, O., 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 18, 31–37.

- Fusán, O., Bystrický, J., Franko, O., Chmelík, F., Ilavský, J., Kamenický, L., Kullman, E., Lukniš, M. a Matějka, A., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVII Vysoké Tatry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 5–215.
- Fusán, O. et al., 1965: Záverečná správa z listu 1 : 50 000 Spišská Nová Ves. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Fusán, O., Beňka, J., Biely, A., Gross, P., Gubač, J., Hanáček, J., Hanzel, V., Marschalko, R., Pecho, J., Regásek, F., Rojkovič, I. a Snopko, L., 1967: Štruktúrnostratigrafický výskum paleozoika, list Spišská Nová Ves 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gálová, I., 1993: Regionálna štúdia nerastných surovín – okres Stará Ľubovňa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gazda, S., 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. Hydrogeol. ročenka 1969–1970, Praha, 122–126.
- Géczy, J., 1985: Levočské vrchy – geofyzika. Záverečná správa. Manuskript – Geofyzika, Brno, závod Bratislava, archív GS SR, Bratislava.
- Gnojek, I. a Dědáček, L., 1981: Technická správa o leteckém geofyzikálnim průzkumu Braniska a Černé hory provedeném v roce 1980. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gnojek, I. a Henz, H., 1992: Middle European (Alpine Carpathian) Belt of Magnetic Anomalies and its Geological Interpretation.
- Gnojek, I., Janák, F. a Nemčok, J., 1992: Letecký geofyzikální výzkum Levočských vrchů. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gradzinskiy, R., Kostecka, A., Radomski, A. a Unrug, R., 1986: Zarys sedimentologii. Wydrownictwa geologiczne. Warszawa, 1–628.
- Grenčíková, A. et al., 1993: Mapa vhodnosti územia pre výber skládok odpadov M 1 : 50 000: okres Poprad. Registrácia skládok odpadov na území okresu Poprad. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Golab, J., 1952: Tektonika Podhala. Geol. Buil. Inf. Pánst. geol. (Warszawa), 1.
- Gross, P. et al., 1966: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu Klčov-1 (Kl-1). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., 1977: Particular armoured mud balls in Central-Carpathian Paleogene of Liptovská kotlina (depression). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 68, 91–98.
- Gross, P. a Gaál, E., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape ochranného rajónu Salvátor. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., 1987: Geologická stavba ochranného pásma Baldovce – Sivá Brada. Čiastková záv. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., 1998: Kežmarské vrstvy – nový člen paleogénu podtatranskej skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 103, 27–33.
- Gross, P., Samuel, O. a Snopková, P., 1963: Geologické pomery južnej časti Levočského pohoria medzi Spišským Podhradím, Pavľanmi a Levočou. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., Samuel, O. a Marschalko, R., 1964: Geológia južnej časti Levočského pohoria (list M-34-102-c). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Gross, P., Snopková, P., Priehodská, Z. a Marschalko, R., 1965: Geológia Levočského pohoria, severne od Levoče a južne od línie Kúpeľská dolina – Javorina k. 1224,6. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., Biely, A., Marschalko, R., Franko, O. a Kláblenová, K., 1966: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu Klčov-1 (Kl-1). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., Samuel, O., Snopková, P., Baňacký, V. a Gazda, S., 1967: Základné geologické mapovanie na liste Levoča 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., Papšová, J. a Köhler, E., 1973: Sedimentológia a stratigrafia vrchnej časti bazálnej litofácie centrálnokarpatského paleogénu od Šarišskej vrchoviny po Liptovskú kotlinu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., Köhler, E., Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupčo, G., Papšová, J., Priehodská, Z., Szalaiová, V., Snopková, P., Stránska, M., Vaškovský, I. a Zbořil, L., 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–242.
- Gross, P. a Marschalko, R., 1981: Geológia Levočských vrchov a Hornádskej kotliny. Zborník referátov: Geológia a surovinové zdroje paleogénu. 3, IV, Slov. geol. konf. SGÚ, Bratislava, 61–76.
- Gross, P. a Samuel, O., 1982: Geológia a stratigrafia južnej a centrálnej časti Levočských vrchov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 77, 87–102.
- Gross, P. a Gaál, L., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape ochranného rajónu Salvátor. Čiastk. záv. Správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 103–118.
- Gross, P. in Vass, D. et al., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. Bratislava, SGÚ – Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.
- Gross, P., Biely, A., Halouzka, R., Samuel, O., Hanzel, V., Šucha, P., Kováčik, M., Mikuška, J., Snopková, P., Raková, J. a Köhler, E., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 27-333 Poprad-3. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., Halouzka, R., Ďurkovič, T., Siráňová, Z., Jetel, J., Spišák, Z., Samuel, O., Snopková, P. a Raková, J., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000. Listy: M-34-101-D-c Poprad, M-34-101-D-d Spišský Štvrtok, M-34-101-D-a Veľká Lomnica, M-34-101-D-b Kežmarok, M-34-101-B-c Tatranská Lomnica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., Ďurkovič, T., Jetel, J., Kováčik, M., Samuel, O., Žecová, K. a Túnyi, I., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy: Ľubické kúpele, Torysky, Levoča a Jablonov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Gross, P., Buček, S., Borza, V., Ďurkovič, T., Filo, I., Halouzka, R., Janočko, J., Karoli, S., Kováčik, M., Lukáčik, E., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Spišák, Z., Vozár, J., Žec, B., Jetel, J., Raková, J., Samuel, O., Siráňová, Z., Túnyi, I., Zlinská, A., Žecová, K. a Snopková, P., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov a šarišského paleogénu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Halečka, J., 1990: Prognózy zdrojov pitných vôd v okrese Stará Ľubovňa a ich možné využitie do r. 2010. Manuskript – Hydroekoprieskum, Spišská Nová Ves, 88 s.
- Halečka, J., 1991: Prognózy zdrojov pitných vôd v okrese Poprad a ich možné využitie do roku 2010. Manuskript – Hydroekoprieskum, Spišská Nová Ves, 102 s.

- Halmešová, S. a Speváková, M., 1977: Správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Tichý Potok – VN. Manuskript – Geofyzika, Brno, závod Bratislava, archív GS SR, Bratislava.
- Halouzka, R., 1977: Stratigraphical Subdivision of Sediments of the Last Glaciation in the Czechoslovak Carpathians and their Correlation with the Contemporary Alpine and North-European Glaciations. In: Šibrava, V. (edit.) et al.: IGCP Project 73/1/24 Quaternary Glaciation in the Northern Hemisphere, Report No. 4 (on the session in Stuttgart 1976), INQUA, Prague. 83–90.
- Halouzka, R., 1979: Quaternary Mountain Glaciation of the Tatra Mountains (the foreland of the West and High Tatras). In: Šibrava, V. (edit.) et al.: Guide to Excursions (of 6-th session of the IGCP Project 24 Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Ostrava, Czechoslovakia 1979), Geological Survey (ÚÚG), Prague, 85–98.
- Halouzka, R., 1987: Stratigrafia a geologicko-paleogeografický vývoj kvartéru v Západných Tatrách a ich predpolí. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Halouzka, R., 1989: Nové poznatky o kvartérnej stratigrafii a zaľadneniach v Západných Tatrách a ich predpolí (vo vzťahu k oblasti Vysokých Tatier). Region. Geol. Západ. Karpát, 25, Spr. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 2, 35–40.
- Halouzka, R., 1990: Glaciálny vývoj kvartéru Slovenska. (Glaciálne pochody kvartéru a ich vzťahy – IGCP projekt 260 Earth Glacial Record). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Halouzka, R., 1992: Survey of Pleistocene Mountain glaciation in the Tatra Mts. (with glacial Stratigraphy of the Tatra Mts. in European correlation) and their parallelization with Continental glaciations in the Northmoravian-Silesian region. Scr. Fac. Sci. Univ. Masaryk, Geol. (Brno), 22, 101/107.
- Halouzka, R., 1993: Kvartér (Tatier). In: Nemček, J. (edit.) et al.: Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 67–98.
- Haluška, M. et al., 1968: Alúvium Popradu – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Haluška, M. a Petrivaldský, P., 1993: Baldovce – ochranné pásma – vyhľadávacie hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Haluška, M. a Petrivaldský, P., 1994: Minerálne vody stolové v Baldovciach. In: Medzinárodné sympóziu – Minerálne vody Východného Slovenska. Slov. asoci. hydrogeológov. Žilina, Vyd. ROSA.
- Hanáček, J., 1956: Geológia Nedzovského pohoria. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 5, 1–4, 59–83.
- Hanáček, J., Zlocha, J., Ferenc, P., Medo, S. a Mikoláš, S., 1984: Bauxity Slovenska – štúdiá. Manuskript – archív GS SR, s. 314.
- Hanzel, V., Zakovič, M. a Gazda, S., 1974: Hydrogeologická mapa, list Poprad 1 : 200 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Hanzel, V., 1974: Podzemné vody chočského príkrovu a série Veľkého boku na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 1, 7–64.
- Hanzel, V., Gazda, S. a Vaškovský, I., 1984: Hydrogeológia južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 5.

- Hanzel, V. et al., 1996: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape SR 1 : 200 000, list 27 Poprad. Bratislava, Vyd. D. Štúra, GS SR, 165 s.
- Harčár, J., 1972: Šarišská vrchovina, fyzicko-geografická analýza. Geogr. Práce (Bratislava), Slov. Pedag. Nakl. III, 1–2, 3–268.
- Holmes, C. D., 1941: Till fabric. Bull. Geol. Soc. Amer. (New York), 52, 9.
- Hrašna, M., 1997: Seizmotektonická mapa Slovenska. Miner. slov. (Bratislava), 29, 427–430.
- Husák, L. a Marušiak, I., 1993: Petrofyzikálna charakteristika Levočských vrchov. Manuskript – Geofyzika, Bratislava, archív GS SR, Bratislava.
- Chabakov, A. V., 1933: Kratkaja instrukcija dlja polevogo isledovanija konglomeratov. VGRO – GONTI.
- Chabakov, A. V., 1948: Dynamičeskaja paleogeografija, jejo zadači i vozmožnosti. Litologičeskij zbornik (Moskva), 1.
- Chmelík, F., 1958: Závěrečná zpráva o geologických výzkumech centrálněkarpatského paleogénu v oblasti Nížkych a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohorí za rok 1957. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Chmelík, F. in Buday, T. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol., ČSAV, 5–651.
- Chlupáč, J., 1978: Zásady československé litostratigrafické klasifikace. Věst. Ústř. Úst. Geol. (Praha), 53.
- Chochol, M., Škvarka, L. a Rapant, S., 1984: Hydrogeologické pomery Šarišskej vrchoviny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Ilavský, J., 1955: Výskyt mangánovej rudy v bradlovom pásme pri Šarišskom Jastrabí. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 6, 1–2, 119–130.
- Ilavský, J., 1950: Geologické pomery okolia Šváboviec. Geol. Sbor. (Bratislava), 1, 2, 232–242.
- Ilavský, J., 1956: Geologická stavba paleogénneho flyša Levočského pohoria pri Holumnici (okr. Kežmarok). Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 6.
- Ilavský, J., Pecho, J. a Priehodská, Z., 1956: Poznámky ku geológii a tektonike flyša Spišskej kotliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 8, 151–161.
- Ilavský, J. et al., 1964: Legenda k mape nerastných surovín ČSR 1 : 200 000, M-34-XXVII Vysoké Tatry. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 3–81.
- Jacko, S., 1975: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika Bujanovského masívu. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív BF VŠT, Košice, 304 s.
- Jacko, S., 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 3, 59–80.
- Jacko, S., 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 127–133.
- Jacko, S., 1992: Some problems of the pre-Alpine structure of the West Carpathians. In: Konf. Symp. Sem., Spec. Vol. of the Paleozoic geodynamic domains of the W. Carpathians, E. Alps and Dinarides, IGCP Project No. 276 (Ed. Vozár, J.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 67–77.
- Jacko, S. a Petrik, I., 1987: Petrology of the Čierna hora Mts. Granitoid rocks. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 5, 515–544.
- Jacko, S., Vozár, J. a Polák, M., 1995: Nové poznatky o geologickej stavbe Braniska a Čiernej hory. Miner. slov. (Bratislava), 27, 6, 417–418.

- Jacko, S., Sasvári, T., Zacharov, M. a Putiš, M., 1995: Variscan pre-granitoid fold paragenesis of the Western Carpathians. *Krystallinikum* (Prague, Brno), 22, 55–71.
- Jacko, S., Sasvári, T., Zacharov, M., Schmidt, R. a Vozár, J., 1996: Contrasting style of Alpine deformations at the Eastern part of the Veporicum and Gemericum units, Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), 2, 151–164.
- Jančovič, L. a Višňor, I., 1984: Zpráva o geofyzikálném měření na akci Pečovská Nová Ves. Manuskript – Geofyzika, Brno.
- Jandová, B., 1983: Vyhodnotenie puklinatosti prevrtaných hornín. In: Leško, B. et al.: Oporný vrt Lipany-1 (4 000 m). *Region. Geol. Západ. Karpát* (Bratislava), 18, 19–20.
- Jandová, B., 1986: Hodnocení fyzikálních vlastností hornin vrtu Lipany-2,3,4 a 5. Manuskript – Moravské naftové doly, Hodonín.
- Janočko, J. a Žec, B., 1993: Úlomkové prúdy – klasifikácia, sedimentologická charakteristika a návrh slovenskej terminológie. *Miner. slov.* (Bratislava), 26, 1, 55–62.
- Janočko, J., Hamršmíd, B., Jacko, S. a Siráňová, Z., 1998: Suprafan and channel – levee deposits at Tichý Potok section, Levoča Mts.; Central-Carpathian Paleogene Basin, Slovakia (in print).
- Jarý, J. et al., 1976: Zpráva o refrakčním seismickému průzkumu ve flyši a centrálně karpatském paleogénu východního Slovenska v roce 1975. Manuskript – Geofyzika, Brno, archiv GS SR, Bratislava.
- Jetel, J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. *Knih. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 58.
- Jetel, J., 1985a: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. *Metod. Příruč. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 1, 147 s.
- Jetel, J., 1985b: Vertical variations in permeability of flysch rocks in Czechoslovak Carpathians. *Kwart. geol.* (Warszawa), 29, 1, 167–178.
- Jetel, J., 1990: Praktické dôsledky priestorovej neuniformity prietočnosti pripovrchovej zóny v hydrogeologickom masíve. *Geol. Průzk.* (Praha), 32, 2, 42–46.
- Jetel, J., 1992: Nové poznatky hydrogeologického výskumu na východnom Slovensku a v karpatskom flyši. In: *Geologický výskum východného Slovenska – výsledky a perspektívy*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 91–113.
- Jetel, J., 1995a: Utilizing data on specific capacities of wells and water-injection rates in regional assessment of permeability and transmissivity. *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), 1, 1, 7–18.
- Jetel, J., 1995b: Nové pohľady na hydrogeológiu karpatského flyšu a centrálnokarpatského paleogénu. In: *Zbor. ref. z konf. III. geologické dni Jána Slávika*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 137–139.
- Jetel, J., 1995c: Hydrogeológia a hydrogeochémia Spišskej Magury. *Podzemná Voda* (Bratislava), 1, 1, 22–37.
- Jetel, J., 1997a: Metodické postupy hodnotenia priemernej prietočnosti a priepustnosti v horských oblastiach nepriamymi metódami. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava, 85 s.
- Jetel, J., 1997b: Termálne vody Hornádskej kotliny. In: *Zbor. konf. Geotermálna energia východného Slovenska a jej využitie*. Bratislava, Slov. geotermál. asociácia, 97–103.
- Jetel, J., 1998: New knowledge of the hydrogeology in the West Carpathian Flysch Zone and Central-Carpathian Paleogene. XVI Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., Vienna 1998, Abstracts. Wien, 251 s.

- Jetel, J. a Pačes. T., 1979: A simple chemical classification of natural waters based on molar concentrations. *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 54, 4, 233–235.
- Jetel, J. a Vranovská, A., 1997: Priepustnosť a prietoknosť hornín paleogénu Hornádskej kotliny. *Miner. slov. (Bratislava)*, 29, 3, 218–226.
- Jetel, J., Molnár, J. a Vranovská, A., 1990a: Hydrogeologický výskum Hornádskej kotliny. Záv. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Jetel, J., Molnár, J. a Vranovská, A., 1990b: Hydrogeologický výskum Hornádskej kotliny – záv. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Jetel, J., 1992: Nové poznatky hydrogeologického výskumu na východnom Slovensku a v karpatskom flyši. In: *Geologický výskum východného Slovenska – výsledky a perspektívy*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 91–113.
- Jetel, J., Nemčok, J. a Tkáč, J., 1993: Hydrogeologický výskum Spišskej Magury – záv. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–222.
- Kadlečík, J. et al., 1977: Komplexní reinterpretace geofyzikálních materiálů z východoslovenského flyše. Manuskript – Geofyzika, Brno, archív MND Michalovce.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karolí, S., Molnár, J., Petro, E., Priehodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlinská, A. a Žec, B., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 231 s.
- Kaličiaková E., 1993: Regionálna štúdia nerastných surovín – okres Prešov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kandřík, M., Syčev, V. a Hojoš, M., 1993: Seizmický profil G-I. Správa z geoelektrických meraní. Manuskript – Geocomplex, Spišská Nová Ves.
- Kantorová, V., 1954: Mikropaleontologický výskum podtatranského flyša. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 1, 78–79.
- Kantorová, V., 1955: Mikrobiostratigrafia podtatranského paleogénu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolí, S. et al., 1986: Vysvetlivky k listu 1 : 25 000, list 37-224 (Prešov 4). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolí, S. et al., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy M-34-115-A-a, M-34-115-A-b, M-34-115-A-c, M-34-115-A-d, M-34-103-C-c. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Karolí, S., Nagy, A., Žec, B., Spišák, Z., Buček, S., Maglay, J., Borza, V. a Jetel, J., 1995: Vysvetlivky k mape paleogénu na listoch 1 : 25 000, listy M-34-102-B-d, M-34-102-D-b, M-34-103-C-a, M-34-103-C-c a M-34-103-C-b. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kettner, R., 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha)*, 47, 8, 1–11.
- Klago, M., 1976: Lipovce – Salvátor. balneo-hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív IGHP, archív GS SR, Bratislava.
- Klago, M., 1980: Nové zdroje minerálnej vody v Gánoveciach. *Miner. slov. (Bratislava)*, 6, 541–555.
- Knopf, E. B. a Ingerson, E., 1938: Structural petrology. *Geol. Soc. Amer. Mem. (New York)*, 6.
- Kochanová, M. in Kullmanová, A., 1974: Litologicko-mikrofaciálny výskum ružbašského mezozoika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Kollárová-Andrusovová, V., 1964: Die Ammoniten aus dem Illyr der Stratenská hornatina. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 2, 233–238.
- Kolosvary, G., 1957: Triasové koraly zo Stratenskej hornatiny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 10, 95–106.
- Kolosváry, G., 1958: Über die Triasfauna aus ČSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 13.
- Kolosváry, G., 1963: Triassische korallen aus der ČSSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 30, 209–216.
- Konta, J., 1954: Petrografické a chemické studium bauxitu od Markušovcu. Rozpr. Čs. akad. Věd (Praha), 64, 11–49.
- Konta, J., 1973: Kvantitatívny systém reziduálnych sedimentů a vulkanoklastických usazenin. Praha, Pedagog. Úst. Univ. Karlovy, 1–375.
- Kopstein, F. P. H. W., 1954: Graded bedding of the Harlech Dome. Thesis. University Groningen.
- Korábová, K., 1990: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie foraminifer a vápnitého nanoplanktónu z hydrogeologických vrtov v Hornádskej kotline. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Korikovskij, S. P., Jacko, S. a Boronichin, V. A., 1990: Faciálne podmienky varískej prográdnej metamorfózy v lodinskom komplexe kryštalinika Čiernej hory. Miner. slov. (Bratislava), 22, 225–230.
- Korpeľ, P., 1993: Regionálna štúdia nerastných surovín – okres Spišská Nová Ves. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kovács, S., Less, G., Piros, O., Réti, Z. a Róth, L., 1989: Triassic Formations of the Aggtelek – Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary). Acta Geol. hung. (Budapest), 32/1–2, 31–63.
- Kovárová, A. et al., 1988: Základné geofyzikálne mapovanie SSR – východ. Manuskript – Geofyzika, Brno, stredisko Košice.
- Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1977: Minerálne vody Slovenska. Balneografia a krenografia, 1. Martin, Osveta, 456 s.
- Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska. Balneografia a krenografia, 2. Martin, Osveta, 1 040 s.
- Krásný, J., 1993: Classification of transmissivity magnitude and variation. Ground Water (Columbus), 31, 2, 230–236.
- Krippel, E., 1956: Paleobotanické rozbery rašelinísk pri Hrabušiciach. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Krištek, J., 1978: Záverečná správa plynokarotážnych meraní na opornom vrte Lipany-1. In: Smetana, J.: Záverečná vrtno-geologická správa o hlbokom opornom vrte Lipany-1. Manuskript – Moravské naftové doly, Hodonín, závod Michalovce.
- Krištek, J., 1979: Záverečná správa plynokarotážnych meraní na opornom vrte Lipany-1. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Križáni, I., 1971: Východné Slovensko, fľyš – Au. Správa o šlichovej prospekcii. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Križáni, I., Ďud'a, R. a Bacsó, Z., 1979: Vysoké Tatry – Prešov – komplexná mineralogicko-geochemická prospekcia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Križáni, I., 1985: Výsledky šlichovania vo Východoslovenskom kraji a možnosti ich využitia. Akcesorské minerály (Domaša 85). Košice, ČSVTS, 128–165.

- Ksziaskiewitz, M., 1954: Uwarstwienie frakcyjnalne i laminowane wo flyszu karpackim. Roczn. Pol. Tow. geol. (Kraków), 22, 4.
- Kuenen, P. H., 1957: Sole markings of graded graywacke beds. J. Geol. (Chicago), 65, 231–258.
- Kukal, Z., 1985: Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Labák, P., 1996: Mapa epicentier zemetrasenia. (Príloha A-1 STN 73 0036). Bratislava, Geofyz. ústav Slov. Akad. Vied.
- Leeder, M. R., 1982: Sedimentology. Process and Product. London, George Allen and Unwin.
- Leško, B., 1958: Prehľad geológie paleogénu južnej časti Levočského pohoria a príslušných kotlín. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 12, 14–26.
- Leško, B. a Chmelík, F., 1976: Perspektívy vyhľadávani ložísek ropy a zemného plynu v centrálne karpatském paleogénu a jeho hlubinném podkladu vých. od Vysokých Tatier. Geol. Průzk. (Praha), 18, 5.
- Leško, B., Ďurkovič, T., Franko, O., Gašpariková, V., Harča, V., Nemčok, J., Kullmanová, A., Jandová, V., Krištek, J., Vaňová, M., Štěrba, L., Rudinec, R., Smetana, J., Šupina, Z., Wunder, D., Kuděra, L. a Fáber, P., 1983: Oporný vrt Lipany 1. Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 18, 1–78.
- Lukáčová, R. et al., 1979: Zpráva o reflexně seismickém měření v centrálne karpatském paleogénu východního Slovenska v roce 1978 (oblast Lipany a Krásna Lúka). Manuskript – Geofyzika, Brno.
- Lukniš, M., 1968: Geomorfologická mapa Vysokých Tatier a ich predpolia 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Lukniš, M., 1973: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–175.
- Lukniš, M., 1973b: Reliéf Tatranského národného parku. Zbor. TANAP, 15, Martin, Osveta, 89–143.
- Mahel', M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 48 a, 1–201.
- Mahel', M., 1983: Severogemerická synklinála a besnický príkrov – príklady nadväznosti pripovrchových a hlbinných štruktúrnych elementov. Miner. slov. (Bratislava), 15, 1, 1–22.
- Mahel', M., 1986: Geologická stavba československých Karpát, 1. Palealpínske jednotky. Bratislava, Veda.
- Mahel', M., Bajaník, Š., Benka, J., Gross, P., Hanáček, J., Kalaš, L., Klinec, A., Kullmanová, A., Kullman, E., Marschalko, R. a Vozár, J., 1963: Základný geologický výskum a mapovanie v M 1 : 25 000 a 1 : 50 000 spojený s edíciou máp v M 1 : 50 000. List M-34-1 13-13 Hranovnica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 7–486.
- Mahel', M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR, II, Západní Karpaty 1. Praha, Academia.
- Mahel', M. a Vozár, J., 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 56, 47–66.
- Májovský, J., 1972: Geofyzikálne merania v oblasti Vysokých Tatier. Geofyzika Bratislava. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Májovský, J., 1977: Geofyzikálny prieskum Popradskej kotliny. Geofyzika Bratislava. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Májovský, J., 1986: Baldovce – ochranné pásmo. Geofyzikálny prieskum. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Májovský, J., 1988: Geofyzikálny prieskum Hornádskej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Májovský, J. a Tkáčová, H., 1983: Geofyzikálny výskum Šarišskej vrchoviny za r. 1981–1983. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Malík, P., 1994: Výsledky hydrogeologických prieskumov výverovej oblasti minerálnych vôd v Lipovciach. In: Medzinár. symp. Minerálne vody východného Slovenska. Bratislava, Slov. asoc. hydrogeológov, 15–26.
- Malík, P. a Lánzos, T., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Malík, P. a Zakovič, M., 1997: Hydrogeológia. In: Polák, M. et al.: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. Bratislava, Vyd. D. Štúra, GS SR, 149–164.
- Máľuš, J. a Daniel, J., 1997: Výsledky geotermálneho vrtu PP-1 Poprad. In: Zbor. konf. Geotermálna energia východného Slovenska a jej využitie. Bratislava, Slov. geotermál. asociácia, 52–59.
- Mariot, P. a Očovský, Š., 1982: Kotliny Slovenska. Bratislava, ERPO.
- Marschalko, R., 1955: Zpráva o geologickom mapovaní medzi Spišskou Novou Vsou a Levočou za rok 1955. Manuskript – archív ZSRP, Spišská Nová Ves.
- Marschalko, R., 1958: Predbežná správa o litologickom výskume flyša centrálnych Karpát v južnej časti Levočského pohoria a priľahlých oblastiach Braniska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Marschalko, R., 1959: Príspevok k poznaniu genézy Mn oxydkarbonátového ložiska Švábovce v južnej časti Levočského pohoria. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 2, 221–230.
- Marschalko, R., 1961: Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in flysh of Central Carpathians. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 60, 197–231.
- Marschalko, R., 1962: Stratigrafický výskum flyša severne od Čiernej hory. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 63, 15–22.
- Marschalko, R., 1963: Záverečná zpráva o geologickom mapovaní paleogénu Centrálnych Karpát na liste Hranovnica (1 : 50 000). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Marschalko, R., 1964: Petrografický výskum pieskovcov Levočského pohoria (listy M-34-102-C-c a M-34-102-c-d). Čiastková správa, Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Marschalko, R., 1965: Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových flyšových litofáciách. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 34, 75–102.
- Marschalko, R., 1966: Origin and Depositional History of Basal Formation (Central Carpathian Paleogene). Geol. Sbor. Geol. carpath. (Bratislava), XVII, 2, 311–337.
- Marschalko, R., 1966: Geológia a sedimentológia flyšových a okrajových litofácií (Šarišská hornatina). Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 5, 7–102.
- Marschalko, R., 1966: Podmorské náplavové kužele v paleogéne centrálnych Karpát a rozšírenie flyšu pod neogénom Východného Slovenska. Zborn. referátov Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. Košice, 47–63.

- Marschalko, R., 1970: Výskum sedimentárnych textúr, štruktúr a paleoprúdová analýza bazálnych formácií (paleogén centrálnych Západných Karpát sev. od Spišsko-gemerského rudohoria). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 19, 129–163.
- Marschalko, R., 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príahlych tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Náuka o Zemi, IX, Sér. geol. (Bratislava)*, 10, 1–143.
- Marschalko, R., 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonická rekonštrukcia Západných Karpát. *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 49–80.
- Marschalko, R., 1981: Podmorské náplavové kužele v paleogéne centrálnych Karpát a rozšírenie flyšu pod neogénom východného Slovenska. *Zborník zo seminára Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát, Košice*, 47–63.
- Marschalko, R. a Radomski, A., 1960: Preliminary results of investigations of current directions in the flysch of the Central Carpathians. *Rocz. pol. Tow. geol. (Kraków)*, 30, 3, 259–272.
- Marschalko, R. a Volfová, J., 1960: Podmorský zosuv a jeho makrofauna v paleogéne Centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 19, 95–108.
- Marschalko, R., Gross, P., Samuel, O., Snopková, P., Kršák, M. a Ďurkovič, T., 1962: Paleogén Centrálnych Karpát. *Výročná zpráva, úkol 01-A-4, list Hranovnica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Marschalko, R., Gross, P. a Kalaš, L., 1966: Paleogén a kvartér Hornádskej kotliny. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 39, 95–104.
- Marschalko, R. a Gross, P., 1968: Identifizierung der Bruchtektonik im Östlichen Zentralkarpatischen Paleogen (Gebirge Levočské pohorie und Šarišské hory). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 44–45, 95–103.
- Marschalko, R. a Gross, P., 1970: Deep Submarina Erosion in Turbidite Sequences Central-Carpathian Flysch, Levočské pohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, XXI, 1, 167–174.
- Marschalko, R. a Samuel, M., 1993: Sedimentológia východnej vetvy súľovských zlepcov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 17, 7–38.
- Mašín, J. et al., 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR, M = 1 : 200 000. *Manuskript – archív Ústř. Úst. geol., Praha*.
- Matějka, A., Buday, T., Březina, J., Cícha, I., Čechovič, V., Čtyroký, P., Dornič, J., Eliáš, M., Fusán, O., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Kuthan, M., Kvitkovič, J., Marschalko, R., Mazúr, E., Nemčok, J., Porubský, A., Pesl, V., Slávik, J., Stráník, Z., Švagrovský, J. a Zorkovský, B., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXXII – M-34-XXVIII Zborov – Košice. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*, 7–254.
- Matula, M., Pašek, J., 1986: *Regionálna inžinierska geológia ČSSR. Bratislava – Praha, ALFA – SNTL*.
- Matula, A. a Ondrášik, O., 1990: Inžinierska geológia v tvorbe a ochrane životného prostredia. *Míner. slov. (Bratislava)*, 22, 385–392.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. *Geogr. Čas. (Bratislava)*, 30, 2, 101–122.

- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Geomorfologické jednotky. Atlas Slovenskej socialistickej republiky (red. Mazúr, E. et al.). Bratislava, Slov. Akad. Vied a Slov. úrad geodézie a kartografie.
- Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Miner. slov.* (Bratislava), 11, 3, 279–281.
- Mikuška, J. et al., 1996: Flyš východného Slovenska – geofyzika – štúdia, plošná gravimetria, profilová magnetometria. Záverečná správa za práce v rokoch 1993–1995. Gradient, s. r. o., Bratislava – Nafta, a. s., Gbely.
- Molnár, J., Karolí, S. a Zlinská, A., 1992: Výskyt oligomiocénu v Šarišskej vrchovine. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 95, 41–45.
- Molnár, J., 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 28-333. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Molnár, J., Karolí, S., Kaličiak, M., Žec, B., Janočko, J., Petro, L., Škvarka, L., Šucha, P., Gašpariková, V., Zlinská, A. a Dubéciová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 (list 27-444 Sabinov 4). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Mořkovský, M. et al., 1975: Výročná zpráva o seizmickém průzkumu ve flyši a centrálně karpatském paleogénu východního Slovenska. Manuskript, Nafta, Michalovce.
- Mořkovský, M. et al., 1981: Zpráva o reflexně seizmickém měření v centrálně karpatském paleogénu východního Slovenska v roce 1980. Manuskript, Geofyzika, Brno.
- Mořkovský, M., 1987: Východoslovenský flyš. Komplexní zpracování reflexně seizmických měření SRB v centrálně karpatském paleogénu a flyšovém pásmu východního Slovenska. Manuskript, Moravské naftové doly, Hodonín, archív GS SR, Bratislava.
- Mořkovský, M., 1988: Flyš východního Slovenska – geofyzika v r. 1985–1994 (technická zpráva o seizmickém měření v r. 1987). Manuskript, Geofyzika, Brno.
- Mořkovský, M., 1990: Flyš východního Slovenska – geofyzika v letech 1985–1994 (etapová zpráva o výsledcích reflexně seizmického průzkumu v letech 1985–1988). Manuskript, Geofyzika, Brno.
- Mořkovský, M., 1993: Kópie seizmických profilov 750, 751, 752, 753, 754, 764/92, 93 autorov: Tomešek a Havelková; (materiály poskytnuté autormi ešte pred vyhotovením ich správy).
- Munk, R., 1932: Ložisko mangánové rudy u Kišovcu na Slovensku a jeho genese. Praha.
- Nagy, A., Halouzka, R., Maglay, J., Buček, S., Borza, V., Ďurkovič, T., Raková, J., Jetel, J. a Spišák, Z., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy: Spišská Belá M-34-101-B-d, Stotince m-34-102-A-c, Kežmarok M-34-101-D-b. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nagy, A. et al., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape v M 1 : 25 000, list Fričovce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nalivkin, D. V., 1956: Učeniye o facijach. Geografičeskije uslovija obrazovanija osadkov II. Izd. Moskva – Leningrad, Akad. nauk SSSR.
- Nemčok, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, 319 s.
- Nemčok, J., 1992: Geological map of Pieniny and Čergov Mts., Lubovnianska vrchovina and Ondavská vrchovina Uplands 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, J., 1973: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Plaveč a Malý Lipník. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Nemčok, A., Pašek, J. a Rybář, J., 1974: Dělení svahových pohybů. Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol. (Praha), 77–97.
- Nemčok, J., 1974: Čiastková záverečná správa za rok 1973: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 Kamenica a Ľubotín. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemčok, J., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Ľutina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemčok, J., 1972: Vysvetlivky ku geologickej mape listu 1 : 25 000 Šarišské Dravce. Čiastková správa za rok 1971. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemčok, J., 1990: Geologická mapa Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1:50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, J., Hanzel, V., Gross, P., Gašpariková, V., Priechodská, Z. a Snopková, P., 1980: Záverečná správa za štruktúrny vrt HV-3 Vrbov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemčok, J., Ďurkovič, T. a Gašpariková, V., 1981: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 (list 27 432 – Lipany). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemčok, J., Ďurkovič, T. a Gašpariková, V., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Stará Ľubovňa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemčok, J., Kullmanová, A., Gašpariková, V., Ďurkovič, T. a Váňová, M., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Podolíneec. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemčok, J., Ďurkovič, T., Gašpariková, V. a Kullmanová, A., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 (list 27 442 – Jakubovany 2). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemčok, J., Zakovič, M., Gašpariková, V., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K. a Hanzel, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 131 s.
- Nemčok, J. (edit.), Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Kotaňski, Z., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Raczkowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wiczorek, J. a Zelman, J., 1991: Geologická mapa a Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Němejc, F., 1937: Paleobotanické studia v travertínových sedimentech v oblasti obcí Gánovců a Horek u Popradu. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), 47, 19.
- Němejc, F. a Obrhel, J., 1958: Zprávy o výsledcích vyšetření některých sběrů rostlinných otisků z permokarbonu na Slovensku. Zpr. geol. Výsk. v r. 1957 (Praha), Ústř. Úst. geol., 165–166.
- Neupauer, L. et al., 1990: Levočské vrchy – hydrogeologický rajón P 119 – vyhledávací hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Novák, J. et al., 1983: Zpráva o reflexně seismickém měření v centrálně karpatském paleogénu východního Slovenska v roce 1982. Manuskript, Geofyzika, Brno.
- Novotný, L. a Badár, J., 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Nízkych Tatier. Miner. slov. (Bratislava), 3, 9, 23–90.
- Ostrolucký, P. et al., 1996: Flyš východného Slovenska – Geofyzika: Štúdiá. Záverečná správa za práce v rokoch 1993–1995. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Panáček, A. et al., 1987: Mapa geofyzikálních indicií a interpretací. Regi3n Sp. Magura – Pieniny – Čergov. Záv. Správa. Manuskript, Geofyzika Bratislava, archiv GS SR, Bratislava.
- Petránek, J., 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. Praha, Nakl. Čs. Akad. Věd, 1–718.
- Petrbok, J., 1937: Měkkýši travertínů Slovenského krasu Gánovců s okolím, Spiše a Ružbachů. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II. (Praha), 46, 5.
- Petro, Z., 1993: Mapa vhodnosti územia pre výber skládok odpadov v M 1 : 50 000 a registrácia skládok odpadov: okres Prešov. Závěrečná správa. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Pettijohn, F. J., 1957: Sedimentary rocks. New York, Harper and Brothers, 718 s.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1972: Sand and sandstones. Berlin – Heidelberg – New York, Springer Verlag, 1–618.
- Pícha, F., 1964: Výsledky sedimentologického výzkumu v paleogénu centrálních Karpat. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 2, 77–125.
- Pícha, F., 1964: Mangánové rudy paleogénu centrálních Karpat a jejich geneze. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), XXXIX, 251–259.
- Piovarcsy K. et al., 1993: Mapa vhodnosti územia okresu Spišská Nová Ves pre výber skládok odpadov v M 1 : 50 000 a registrácia skládok odpadov. Závěrečná správa. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Planderová, E. a Vozárová, A., 1982: Biostratigraphical correlation of the Late Paleozoic formations in the West Carpathians. In: Sassi, F. P. (Edit.): Newsletter No 4, IGCP No 5, Univ. Padova, 67–71.
- Plička, M., 1968: Joint zones in the Flysch of the Czechoslovak Carpathians and in the Paleozoic of the SE border of the Czech Massif. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 44–45, 119–127.
- Plička, M., 1987: Fossil Traces in the Inner-Carpathian Paleogene of Slovakia. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 12, 125–197.
- Polák, M., 1988: Mezozoikum severnej časti Braniska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 87, 7–18.
- Polák, M., 1994: Mezozoikum južnej časti Braniska. Miner. slov. (Bratislava), 26, 267–271.
- Polák, M., Gross, P., Samuel, O., Snopková, P. a Vozárová, A., 1992: Litologické a petrografické vyhodnotenie vzoriek z hydrogeologických vrtov SAL 1–7 a BŠ 1–5. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Polák, M. a Širáňová, V., 1993: Mangánová mineralizácia v liasových karbonátových sedimentoch Braniska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 97, 47–51.
- Polák, M., Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Zacharov, M., Baláž, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karolí, S. a Kaličiak, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. Bratislava, Vyd. D. Štúra, GS SR, 7–201.
- Polák, M. a Planderová, E., 1987: Príspevok k litostratigrafii vrchného triasu Braniska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 97, 47–51.
- Polanski, A. a Smulikowski, K., 1978: Geochémia. Bratislava, Slov. pedag. nakl.
- Pomezny, J. a Bláha, V., 1988: Zpráva o geofyzikálním měření na lokalitě flyš východního Slovenska. Geoelektrika v roce 1987. Manuskript, Geofyzika, Brno.

- Pomezny, J. a Bláha, V., 1989: Zpráva o geofyzikálním měření na lokalitě flyš východního Slovenska. Geoelektrika v roce 1988. Manuskript, Geofyzika, Brno.
- Posewitz, F., 1908: A Branyiskóhegység délnyugati része Szlatvin és Vojkóc táján. A. Magy. Földt. Intéz. évi Jélen (Budapest).
- Pospíšil, L., 1976: Východoslovenský flyš – 1975, oblasť II (Detailné tiažové merania). Manuskript, Geofyzika, Bratislava.
- Pospíšil, L. a Hančinová, J., 1975: Východoslovenský flyš. Detailné tiažové merania – rozšírenie. Manuskript, Geofyzika, Brno, závod Bratislava.
- Pospíšil, L., 1978: Východoslovenský flyš – detailné tiažové meranie. Záv. Správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Pouba, Z., 1951: Geologie střední části Muráňské plošiny. Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha).
- Praus, O. et al., 1981: Elektromagnetic induction and electrical conductivity in the Earth's body. In: Zátopek, A. (edit.): Geophysical syntheses in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, Publ. House Slov. Acad. Sci.
- Priehodská, Z., 1956: Predbežná zpráva o geologických pomeroch širšej oblasti Hozelca. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 8.
- Priehodská, Z., 1966: O výskytoch sedimentárnych Mn-rúd v juhozápadnej časti Levočského pohoria a v Spišskej kotline. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 40, 133–143.
- Priehodská, Z., 1969: K chemickému zloženiu sedimentárnych Mn-rúd z oblasti Levočského pohoria a Spišskej kotliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 49, 181–192.
- Pták, J., 1956: Výskyt mangánových rúd v triasových kvarcitoch Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou a názory na vznik ložísk sedimentárnych Mn rúd v Popradskej kotline. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 9, 124–126.
- Quiring, H., 1920: Die tertiären Manganerzlagerstätten bei Kisocz am Nordrand der Niederen-Tatra. Z. prakt. Geol. Lagerstättenkunde (Berlin).
- Raková, J., 1994: Vápnný nanoplanktón Popradskej kotliny a Levočských vrchov. In: Gross, P. et al., 1994. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Rakusz, Gy., 1932: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsiná und Nagyvisnyó. Geologica hung., Ser. palaeont. (Budapest), 8, 1–219.
- Rényi, K., Marko, I. a Mihálik, F., 1986: Záverečná správa a výpočet zásob – Jakubany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Řeřicha, M., 1978: Zhodnotenie vrtných a geofyzikálnych podkladov z príbradlovej zóny centrálně-karpatského paleogénu (východne od Vysokých Tatier). Manuskript, Naf-tárenský a plynárenský priemysel, Hodonín, závod Michalovce, archív GS SR, Bratislava.
- Richter, K., 1932: Die Bewegungsrichtung des Inla diesen rekonstruiert aus dem Kritzen und Landäxsen der Gescheibe. Z. Gescheibe, 8.
- Roth, Z., 1938: Geologické poměry okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), XLVIII, 13, 1–23.
- Rösing, F., 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko Gebirges und der Čierna hora (Karpathen). Z. Dtsch. geol. Gesell. (Berlin), 99, 9–39.
- Rudinec, R., Řeřicha, M., Smetana, J. a Stankovská, A., 1988: Záverečná správa o vyhladávacom prieskume na živice – vnútorný flyš (vrty Lipany-2,3,4 a 5). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–64.
- Rudinec, R., 1992: Ropné a plynové akumulácie pri Lipanoch na východnom Slovensku, ich osobitosti a problémy. Miner. slov. (Bratislava), 24, 5–6, 357–366.

- Rudinec, J., 1992: Dvojetážová stavba vnútrokarpatského paleogénu pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 88, 121–126.
- Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Samuel, O., 1960: Mikrobiostratigrafické pomery centrálne-karpatského paleogénu medzi Braniskom, Čiernou horou a riekou Torysou. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Samuel, O., 1965: Zonálne členenie paleogénnych sedimentov Západných Karpát na základe planktonických foraminifer. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 35, 183–198.
- Samuel, O., 1973: Paleogeografický náčrt a prejavy orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v príľahlej časti Maďarského stredohoria. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 60, 55–84.
- Samuel, O., 1994: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek Popradskej kotliny. In: Gross, P. et al.: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy: M-34-101-D-c Poprad, M-34-101-D-d Spišský Štvrtok, M-34-101-D-a Veľká Lomnica, M-34-101-D-d Kežmarok, M-34-101-B-c Tatranská Lomnica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Samuel, O., 1995: Mikrobiostratigrafia Popradskej kotliny, Levočských vrchov, Hornádskej kotliny a Šarišskej vrchoviny. In: Buček, S. et al.: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: M-34-102-A-c Stotince – východná časť, M-34-102-A-d Jakubany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Samuel, O. a Snopková, P., 1962: Mikrobiostratigrafické a palynologické korelačné štúdiá centrálnokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 63, 68–84.
- Samuel, O. a Bystrická, H., 1968: Stratigraphische korelation der Plankton-Foraminifer mit Nannoplankton des Paleogenes in Westkarpaten der Slowakei. *Geol. Zbor. (Bratislava)*, 19, 1.
- Samuel, O. a Salaj, J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–232.
- Samuel, O. a Fusán, O., 1992: Rekonštrukcia substrátu a rýchlosti sedimentácie centrálne-karpatského paleogénu (Západné Karpaty). *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 16, 7–45.
- Sihelníková, A., 1993: Mapa vhodnosti územia pre výber skládok odpadov v M 1 : 50 000 a registrácia skládok odpadov: okres Stará Ľubovňa. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Sitár, V. a Vozár, J., 1973: Die ersten Makrofloren-Funde in dem Karbon der Choč-Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 24, 2, 441–448.
- Slávik, J., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Ústř. Úst. geol. Praha, SVTL Bratislava, 510 s.
- Slavkay, J., 1965: Vulkanogénne horniny mezozoika na okolí Poník. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 10, 3.
- Smernica na zostavovanie máp vhodnosti pre skládky odpadov. *Vestník MŽP SR, ročník 1993, čiastka 6.*
- Sneed, E. D. a Folk, R. L., 1958: Pebbles in the Lower Colorado River, Texas: A Study in Particle Morphogenesis. *J. Geol. (Chicago)*, 66, 114–150.

- Snopková, P., 1967: Palynologický výskum Levočského pohoria. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Snopková, P., 1994: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z hutianskeho, zubereckého a bielopotockého súvrstvia z Popradskej kotliny. In: Gross, P. et al., 1994. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Soták, J. a Bebej, J., 1996: Serpentinic sandstones from the Šambron – Kamenica zone in eastern Slovakia: evidence of deposition in a tertiary collisional belt. *Geol. Carpath.* 47, 4 (Bratislava), 227–238.
- Soták, J., Bebej, J. a Biroň, A., 1996: Detrital Analysis of the Paleogene flysch deposits of the Levoča Mts.: evidence for sources and paleogeography. *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), 3–4, D. Štúr Publ., 345–349.
- Stankoviánsky, M., Lacika, J. (edits.) a Halouzka, R. et al., 1992: Excursion guide-book. International Symposium on Time, Frequency and Dating in Geomorphology. Tatranská Lomnica, Stará Lesná, June 16–21, 1992. Inst. of Geography Slov. Acad. Sci., Bratislava, 1–83.
- Struňák, V., 1994: Žriedlová štruktúra v Gánovciach. In: Medzinár. symp. Minerálne vody východného Slovenska. Bratislava, Slov. asoc. hydrogeológov, 39–47.
- Szalaiová, V. a Hančinová, J., 1974: Gravimetrické mapovanie v centrálnej časti Liptovskej kotliny. Manuskript, Geofyzika Bratislava, archív GS SR, Bratislava.
- Szalaiová, V. et al., 1995: Flyš východného Slovenska – geofyzika – štúdiá, gravimetria a doplnujúce merania VES. Manuskript – archív Geocomplexu, a. s., Bratislava.
- Šefara, J. et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk. Geofyzika Bratislava. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Šindler, M., 1962: Hydrogeologický prieskum náplavov rieky Torysy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Šucha, P. in Gross, P. et al., 1990: Geofyzikálna preskúmanosť.
- Šupina, Z., 1979: Zhodnocení karotážního měření z vrtu Lipany-I. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Šutor, A. a Čekan, V., 1965: Regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východního Slovenska. *Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz.* (Praha), 4.
- Šutora, A., Pospíšil, L., Halmešová, S., Kudělásková, J. a Krus, S., 1994: Komplexní zhodnocení geofyzikálních dat (tíhových, geomagnetických) a dat dálkového průzkumu Země v oblasti Levočských vrchů a Nízkých Beskyd pro účely prognózování nafto-plynonosných struktur. Manuskript, Nafta Gbely, Geofyzika, a. s., Brno.
- Švagrovský, J., 1950: Štrková formácia pri Varhaňovciach (v. Slovensko). *Geol. Sbor.* (Bratislava), 1.
- Tkáčová, H., 1979: Geofyzikálny prieskum Čiernej hory – záverečná správa za r. 1975–1978. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Tkáčová, A., 1992: Hydrogeofyzikálny výskum vybraných regiónov Slovenska. Šarišská vrchovina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Tkáčová, H. a Šantavý, J., 1993: Hydrogeofyzikálny výskum v JV časti Šarišskej vrchoviny a severnej časti Čiernej Hory. Manuskript, Geocomplex, Bratislava.
- Tóth, J., 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. geophys. Res.* (Washington). 68. 16. 4795–4812.

- Túnyi, I. a Márton, E., 1995: Indications for large Tertiary rotation in the Carpatho-Northern region out-side of the North Hungarian Paleogene Basin. Geol. Carpath. (Bratislava), v tlači.
- Ulrich, F. a Munk, R., 1936: Die manganerzlagertetten im Gebiete der Tschechoslowakischen Nordwestkarpathen und ihre Genesis. Schlägel und Eisen, Teplice – Šanov.
- Urban, K., 1959: Návrh na prevedenie geologicko-balneologického výskumu okolia minerálneho prameňa Salvátor v Lipovciach pri Prešove. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Váca, F., Šutor, A., Odstrčil, J. a Adamovský, P., 1971a: Detailní tíhový průzkum lokalita „Šambronský chrbát“. Manuskript, Ústav užité geofyziky, Brno, Nafta Michalovce.
- Valíček, S. et al., 1989: Vrbov – jímací vrtý Vr-2, Vr-2a. Závěrečná zpráva. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Valušiaková, A., 1982: Čerchovské pohorie – reinterpretácia geoelektrických meraní v rokoch 1976–1980. Manuskript, Geofyzika, Brno. závod Bratislava.
- Valušiaková, A. a Speváková, M., 1979: II. etapa geofyzikálnych meraní v oblasti Čerchovského pohoria. Lokality: Drienice, Richvald. Manuskript, Geofyzika, Brno, závod Bratislava.
- Vass, D., Šutovská, K., Karolí, S. a Janočko, J., 1993: Bielopotocké súvrstvie centrálnokarpatského paleogénu v Prešovskej kotline. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 97, 71–88.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J. a Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Ružička, M. a Vaškovský, I., 1988: Vysvetlivky k mape Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Podunajskej nížiny na území ČSSR (M 1 : 50 000). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Varček, C et al., 1968: Ore deposits of West Carpathians. In Guide to excursion 24 AC. XXIII. Session of International Geological Congres. Praha, Ústř. Úst. geol., 1–48.
- Volfová, J., 1961: Predbežná správa o makrofaunistickom vyhodnotení niektorých lokalít centrálného paleogénu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Volfová, J., 1962: Makrofauna centrálného paleogénu východného Slovenska. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 63, 93–97.
- Volfová, J., 1963: Predbežná správa o makrofaune na listoch Spišská Nová Ves a Gelnica (1 : 50 000). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Volfová, J., 1963: Závěrečná zpráva o makrofaune na liste Hranovnica (1 : 50 000). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Volfová, J., 1964: Ročná správa o predbežných makropaleontologických výskumoch na liste Spišská Nová Ves. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vozár, J., 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), 1, 7–49.
- Vozár, J., 1977: Magmatické horniny tholeiitickéj série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 9, 4, 241–320.

- Vozár, J., 1985: Petrochemical characterization of Permian volcanics in the West Carpathians and some question of the origin of magma. Proc. XIII th Congr. CBGA, Krakow, 1985.
- Vozár, J., Határ, J., Krištín, J. a Caňo, F., 1986: Charakteristika mafických minerálov permských vulkanitov ipolitickej skupiny v štúrekom príkrove Nízkych Tatier. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 175 s.
- Vozár, J., Tomek, Č., Vozárová, A. a Dvořáková, V., 1995: Deep seismic profile G: geological interpretation (Inner Western Carpathians, Slovakia). 15 Congr. Carpath.-Balkan Geol. Assoc., Spec. publ. 4/1, Geol. Soc. Greece, Athens, 37–37.
- Vozárová, A., 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 18, 7–91.
- Vozárová, A., 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 6, 61–118.
- Vozárová, A., 1981: Litológia a petrografia nižnobocianskeho súvrstvia. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 8, 143–199.
- Vozárová, A., 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 6, 61–116.
- Vozárová, A., 1993: Pressure-temperature conditions of metamorphism in the Northern part of the Branisko crystalline complex. Geol. Carpath. (Bratislava), 44, 4, 219–232.
- Vozárová, A., 1993: Variská metamorfóza v gemeriku. In: Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 233–238.
- Vozárová, A., 1995: Pre-Alpine terranes in the Western Carpathians. In Part: Tectonostratigraphic Terranes of the Carpatho-Balkan Region. 15 Congr. Carpath.-Balkan Geol. Assoc., Spec. publ., Geol. Soc. Greece, Athens, 21.
- Vozárová, A. a Faryad, S. W., 1997: Petrology of Branisko crystalline rock complex. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (Edits.): Geological evolution of the Western Carpathians. Miner. slov. – Monogr. (Bratislava), 343–350.
- Vozárová, A. a Vozár, J. (Edits.), 1979: Permian of the West Carpathians. Guide-book for geol. exc. Symposium Permian of the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–79.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1979: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie – nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. Miner. slov. (Bratislava), 11, 5, 477–478.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. Miner. slov. (Bratislava), 13, 5, 385–403.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1986: Korelácie tektonických jednotiek v Branisku na základe poznania kryštalinika a mladšieho paleozoika. Region. Geol. Západ. Karpát, Spr. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra v r. 1986 (Bratislava), 21, 21–25.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7–314.
- Vozárová, A., Vozár, J., Bajaník, Š., Muška, P. a Planderová, E., 1979: Permian of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozárová, A., 1992 in Polák, M. a Gross, P. et al., 1992: Litologické a petrografické vyhodnotenie vzoriek z jadrových vrstev SAL 1–7 a BŠ 1–5. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Vrana, K., 1996: Chemické a fyzikálne vlastnosti podzemných vôd. In: Hanzel, V. et al.: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape SR 1 : 200 000, list 27 Poprad. Bratislava, Vyd. D. Štúra, GS SR, 126–136.
- Vrána, S. a Vozár, J., 1969: Minerálna asociácia pumpelyit-prehinit-kremennej fácie z Nízkyh Tatier. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 49, 91–99.
- Vrúbel, I., 1989: Lipovce – Salvátor, minerálne pramene. Záv. správa doplňujúceho geoterm. prieskumu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zakovič, M., 1975: Základný hydrogeologický výskum paleogénu Levočských vrchov – záv. správa za roky 1971–1975. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zakovič, M., 1979: Hydrogeologické pomery paleogénu Levočských vrchov. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 2, 231–272.
- Zakovič, M., 1980: Hydrogeologické pomery paleogénu Levočských vrchov. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. geol. (Bratislava), 2, 231–272.
- Zakovič, M., Bodiš, D., Lopašovský, K. a Tkáčová, H., 1993: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 50 000 Šarišská vrchovina. Čiastk. záv. Správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zakovič, M., Bodiš, D. a Lopašovský, K., 1993a: Vysvetlivky ku hydrogeologickej mape Levočské vrchy v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zakovič, M., Bodiš, D. a Lopašovský, K., 1993b: Vysvetlivky ku hydrogeologickej mape Šarišskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zakovič, M., Bajo, I. a Cibulka, E., 1995: Hydrogeológia Šarišskej vrchoviny. Podzemná Voda (Bratislava), 1, 1, 38–57.
- Zavřelová, D., 1984: Zpráva o geofyzikálním měření na akci Jakubany – vodní nádrž. Manuskript, Geofyzika, Brno, archív GS SR, Bratislava.
- Zingg, T., 1935: Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. (Zürich), 15, 39–140.
- Zorkovský, B., 1959a: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov vystupujúcich vo verféne v okolí Veľkej Stožky na západnom okraji Muránskej plošiny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 16.
- Zorkovský, B., 1959b: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov vystupujúcich vo verféne severne od Švermova (býv. Telgárt). Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 16.
- Zoubek, V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46, 38–50.

GEOLOGICAL STRUCTURES AND REGIONAL DEVELOPMENT OF THE POPRADSKÁ KOTLINA, HORNÁDSKA KOTLINA DEPRESSIONS, LEVOČSKÉ VRCHY MTS., SPIŠSKO-ŠARIŠSKÉ MEDZIHORIE DEPRESSION, BACHUREŇ MTS. AND ŠARIŠSKÁ VRCHOVINA HIGHLAND

Review

The rock complexes of the pre-Tertiary basement border the whole southern margin of the region (Kozie chrbty, Slovenský raj, Galmus, Branisko, Sľubica – Čierna Hora Mts.); the northern margin of Paleogene sediments is limited roughly by the course of the Subtatric Fault, along which the Ružbachy Mesozoic island is uplifted in connection with the eastern margin of the Tatras. In these places the Subtatric Fault is covered by thick layers of the Quaternary, forming the so called Tatric fore-lands.

The eastern limitation is running along the Hornád Fault Zone, separating Paleogene sediments from Neogene deposits of the Prešovská kotlina depression.

In the geological structure of the region margins, also in its basement, the following geological units take part.

The Paleozoic and Mesozoic of the **Hronicum**; the Paleozoic and Mesozoic of the **Gemicum**; the Mesozoic of the **Vernár** and **Stratená** nappes of the **Silicium**; crystalline, Paleozoic and Mesozoic complexes of the **Veporicum northern part**; rock complexes of the **Tatricum** (envelope sequence) and **Fatricum**, also molassoid formations of the **Upper Cretaceous** and Mesozoic and Paleogene rock complexes of the **Klippen Belt**.

On these geological-tectonic wholes in places continental formations of Paleocene–Eocene age deposited, which were removed (or reworked) in the Priabonian, but are mostly covered by Paleogene sediments of the **Subtatric Group**.

All the above mentioned wholes are locally covered by **Quaternary** sediments of variable thickness.

HRONICUM

From **Paleoalpine** units the **Hronicum** takes part in the structure of the region, occurring in the Kozie chrbty Mts. This unit is exclusively represented by the Čierny Váh development, in which the Ipoltica Group is of dominant position, forming the basal part of the so called Šturec nappe. The Ipoltica Group is of stratigraphic level Late Carboniferous and Permian, its thickness in the area of the region, which is compiled, attains 2 500 to 2 800 m.

Synsedimentary volcanics represent the andesite-basalt association with rising tholeiite magmatic trend.

The Ipolitica Group consists of two lithostratigraphical units – the Nižná Boca and Malužiná Formations.

The Late Carboniferous, represented by the Nižná Boca Formation, is not cropping out, its occurrences are supposed in the basement. It is overlain by the Malužiná Formation, with which it is linked through gradual transitions.

The **Permian**, represented by the Malužiná Formation forms, the surface of the Kozie chrby Mts. It is made up of a clastic, cyclically ordered sedimentary sequence, only with sporadic intercalations of chemogenic sediments – carbonates and evaporites. The Malužiná Formation is characterized by development of three great sedimentary cycles, with distinct fining upward of grain size. Basalts and andesites as a product of synsedimentary volcanism are in the third megacycle here. The first sedimentary cycle does not occur in the mapped area.

The IInd megacycle is represented here by variegated sandstones, aleurolites and shales, in places with interbeds of carbonates and evaporites. Sandstones of this megacycle in their composition correspond to subarkoses and arkose greywackes. In basal parts of megacycles layers of conglomerates are wedged in them.

The IIIrd megacycle consists of variegated sandstones, aleurolites, clayey shales, in places with concretions of carbonates. The mentioned sediments are arranged into cycles of low order with distinct tendency of grain reduction to the upper parts of the megacycle. The ratio of sandstones to shales is 1,2 on an average.

In the frame of the IInd eruption phase volcanoclastic rocks are found here (tuffs, tuffites and volcanogenic breccias). Tuffs and tuffites are of sandy to aleurolitic grain size. Pyroclastic lavas, pyroclastic breccias and agglomerate lavas have the size of fragments up to 10 cm, sporadically also more.

Tholeiite basalts and andesites with layers of the IInd eruption phase volcanoclastics form a complex 400–800 m thick. Thickness of the individual lava flows attains from 40 cm to maximum of 150 to 300 m.

Characteristic of the IInd eruption phase volcanics is the content of chrome spinels in association with Fe-Ti minerals.

PALEOGENE

Paleogene sediments of the **Subatric Group** are preserved here in complete bed sequence, beginning with continental – pretransgressive sediments, already overlain by provably marine basal members, higher up with a thick formation of claystones and flysch, ending with the uppermost, prevailing sandstone formation.

The basal **Borové** Formation, which is directly and unconformably deposited on Mesozoic or Paleozoic basement, in the lowermost horizons in places is

represented by the **Hornád** Member. With this term primary continental sediments, indubitably pretransgressive, are designated, which sometimes are partly reworked and destructed by subsequent marine transgression. There is mostly solidified scree (breccias), covering the slopes of the original carbonate relief. The beds are situated in the area SE of Spišská Nová Ves. Mostly they do not exceed thickness of 5 m.

East of Spišská Nová Ves in direction to Vitkovce the **Chrastianske** Member was described, consisting of sandstones to medium grained conglomerates, which is a sediment of **delta fans** with predominating river genesis. On the whole, it is a complex up to 200 m thick. The sandstones and conglomerates form the filling of erosion furrows at the bases of cycles.

In the Popradská kotlina depression and/or eastern part of the Hornádska kotlina depression and north of the Čierna Hora Mts. the basal Borové (s. s.) Formation is generally formed by coarse clastics, with common vertical succession: breccias, conglomerates, sandstones (locally also limestones), siltstones. The association as a whole can be monomict (e. g. carbonate or non-carbonate) or distinctly polymict.

The uppermost horizons of the Borové Formation in the Hornádska kotlina depression and Šarišská vrchovina Mts. are formed by the **Tomášovce** Member. It is predominantly formed by fine-grained sandstones and siltstones. It has a higher share of clayey substance and is fine micaceous. A feature characteristic of siltstones is the presence of pyrite concretions, carbonized chaff of plants, imprints of leaves and in places also of some macrofauna (lamellibranchs). In the section from Hranovnica to the western margin of the Branisko Mts. in the lowermost parts are layers of fine-grained carbonate conglomerates to breccias. The sandstones are classified as lithic greywackes, sublithic arenites, sporadically also carbonate arenites.

Thickness of the Tomášovce Member attains maximum of 120 m (in the section of Hranovnica – Spišská Nová Ves).

Thickness of the Borové Formation on the whole varies in the limits of 50 to maximum of 265 m in the region under study. The age of the formation as a whole varies in the range of the **Paleocene** to? **Early Oligocene** (the age of the predominantly continental Hornád Member was established as Paleocene to Middle Eocene; the provably marine Tomášovce Member provided a fauna indicating a Late Priabonian to ?Early Oligocene age).

Overlying the Borové Formation tens to hundreds metres of variably calcareous (locally also non-calcareous) claystones with sporadic layers of fine-grained conglomerates, sandstones, siltstones and/or pelocarbonates are found, which represent the Huty Formation. The transition of the Borové Formation to claystones of the Huty Formation in some places is in a very short section (several dm), in other places generally gradual, with the transitional part even

10 m thick. Claystones predominate over sandstones usually in ratio 5 : 1 to 10 : 1, extremely even 20 : 1. In the area of Mn mineralization (Kišovce – Švábovce) a ratio of even 95 : 5 is mentioned (19 times).

Generally distinctly polymict claystones (quartz, dolomite, calcite, illite, montmorillonite, illite-montmorillonite, albite, chlorite, siderite and microcline) are found here. From trace elements in the Hornádska kotlina depression a higher content of As, Cr, Sb and V is shown.

Layers of conglomerates sometimes occurring are usually an immature type of clastic rocks, with a high share of carbonates, quartzites and phyllites cemented by clayey – sandy cement.

In the northern part of the region (in the Šariš type Paleogene) two subfacies were distinguished: a) A formation with high prevalence of claystones over sandstones and fine-grained conglomerates with occurrences of 1–2 m thick slump bodies (mainly formed by siltstone intraclasts); b) Fine – rhythmical distal flysch (T_{c-e}) occurring, e. g. between Nová Ľubovňa and Jakobovany.

In the cut of the Lipiansky potok brook in Kamenica are thin layers of pelocarbonates (Fe-dolomites) and very interesting sandstones with a higher portion of **serpentinite**.

In the southern part of the described region (section Odorín – Spišský Hrušov) amidst the Huty Formation we are finding fragments to large blocks of the organodetrital **Odorín Limestones**. These are usually accompanied by fine – grained polymict conglomerates to coarse-grained sandstones, with which they form **slump** bodies, slid down from original coastal plains to deeper parts of the basin. The limestones are formed by accumulated shells, penetrated by tubal forms – traces after worm creeping. The faunistic assemblage is certainly not from stenohaline marine environment.

We already are not finding the primary places of their sedimentation, because the original coast line must have been considerably more to the south than the boundary of the Borové Formation with the Mesozoic basement running at present.

In the northern part of the region in the so called Hromoš – Šambron ridge the **Šambron Member** was described. The described structure is about 5 km wide and 40 km long, tightly following the southern margin of the Pieniny Klippen Belt Eastern Slovakian section.

The Šambron Member is a coarse clastic proximal facies developed at the base of the Huty Formation. The claystones in the Šambron Member form the dominant constituent and similarly as in the Huty Formation s. s. they are prevalent over sandstones. The predominating type of psammites are greywacke sandstones to siltstones, the groundmass of which is clayey – carbonate.

A feature characteristic of the described beds is the occurrence of decimetre to max. 10 m thick layers of polymict conglomerates (also breccias) with

characteristic Paleogene intraclasts. The mentioned layers of thick clastic rocks alternate with layers of claystones and/or flysch, proving their incontestable intraformational character (they are not basal beds).

The Hromoš – Šambron Belt is formed by two complicated brachyantiform megastructures ordered en echelon with axes of W–E to WNW–ESE direction, which are running slightly diagonally with regard to the Klippen Belt.

Thickness of the Huty Formation within the region is largely variable. In the Hornádska kotlina and Popradská kotlina depression it varies from 100 to 500 m; in the Šarišská vrchovina Mts. from 600 to 800 m. In the area of the Spiš – Šariš intermediate mass data of 200 to 1 200 m thickness (including 300 m thickness of the Šambron Member) are published. From the area of Lipany thickness of even 300 m is mentioned. In such an extreme case, however, it is not the true thickness.

We attribute **age** ranging of the formation as a whole to the time section of the **Late Priaboniam to Early Oligocene**.

The overlying Zuberec Formation may be already characterized as a typical sediment of turbidity currents, representing the deepest Paleogene lithofacies of the Subatric Group. There is mainly a facies of typical flysch, which is of largest areal extension in the region under study.

The flysch is mainly cropping out in the Popradská kotlina and Hornádska kotlina depressions; smaller surfaces made up of flysch are in the Šarišská vrchovina Mts. Spiš–Šariš intermediate mass and in part of Bachurňa.

In the frame of the Zuberec Formation we distinguished the following subfacies:

a) Typical flysch, in which the ratio of sandstones to claystones varies from 1 : 2 to 2 : 1. Sandstones occurring here are either homogeneous or with graded bedding. The claystones are variably calcareous with common silt admixture. In the Hornádska kotlina depression in typical flysch menilite type claystone intercalations were found. Scarcely layers of fine-grained conglomerates occur here.

b) Flysch with prevalence of claystones is only sporadic in the region. We are usually finding it at the boundary of the Huty and Zuberec Formations or very scarcely at the contact with the Biely potok Formation.

c) Kežmarok Member, forming the uppermost subfacies of the Zuberec Formation, mainly at the western margin of the Levočské vrchy Mts. A feature characteristic of this member is that still in typical "flysch environment" thick layers of Biely potok type sandstones start to appear, which are more and more frequent and to some extent also thicker in overlying direction. The subfacies has neither spatial stability, nor constant thickness. Noteworthy in the Kežmarok Member is the uncommonly high share of arkoses, which are usually almost not present in the Zuberec Formation.

Thickness of the Zuberec Formation, so far as it forms the recent surface, is depending on the extent of denudation cut. The true thickness has remained untouched only where flysch masses have enveloped the overlying Biely potok Formation.

Thickness of the formation in the Popradská kotlina depression varies in the limits from 900 to 1 300 m; in the Levočské vrchy Mts. from 600 to 1 450 m, from them about 150 m fall on the Kežmarok Member. In the Hornádska kotlina depression 150–300 m thickness was established, the Kežmarok Member forms further 80–120 m in the uppermost part.

In the Periklippen section (Toporec, Podolinec, Plaveč) data speak of 100 to 600 m thickness. In the area of the Lipany boreholes Paleogene sediments were drilled in total range of more than 3 000 m, however, we have no concrete data of the boundary of the Huty and Zuberec Formation, because these were understood as one "flysch unit". In areas around Kamenica a thickness of about 300 m is mentioned.

Closing we state that thickness of the Zuberec Formation varies in the limits of 0–1 450 m in the region.

The **age** of the Zuberec Formation on the basis of microfauna, palynoflora and nannoplankton study results was established as the **uppermost Priabonian to Oligocene** (in most cases its lower part).

The Biely potok Formation is formed by a complex of monotonous, predominantly sandstone strata, tens to hundreds of metres thick, in some places interrupted by layers of flysch or variously thick layers of conglomerates. The formation is already not of flysch character, because the ratio of sandstones to claystones is 10–30 : 1.

Sandstones in absolute prevalence consist of greywackes, less frequent are greywacke sandstones, arkose sandstones and arkoses. Most frequent is homogeneous bedding, less frequent is graded or irregular bedding. In thick sandstone layers up to several dm large galls (intraclasts) of claystones, siltstones, pelocarbonates and armored mud balls are not rare.

Claystones are rare here, almost always have a high share of silty admixture. They are slightly calcareous, but more frequently non-calcareous, reaching up to 30 cm thickness.

Conglomerates, which we are finding here, are of double genesis. They are conglomerates of the character of submarine slide bodies (indicate lateral entry into the basin from SE) or beds of the so called conglomerate flysch with development of thick layers of graded bedded conglomerates (take up large surfaces north of the Čierna Hora Mts.).

The Biely potok Formation represents sediments of superimposed lobes (variously overlapping mutually) found at basin slopes, in channel environment.

Largest areal extension of the formation is in the central part of the Levočské vrchy Mts. where it also reaches greatest thicknesses.

An interesting component of the Biely potok Formation are conglomerates and gravels with layers of sandstones, which are uncovered in brooks in the area of Kvačany, Bajerov, Žipov etc. Often they form the top parts of hills on the territory of the Šarišská vrchovina Mts. There are most likely sediments of debris flows, corresponding to the upper part of the fan when the regime of gravitational flows, different from turbidity flow, persisted.

Thickness of the Biely potok Formation at present by far does not correspond to original. This is depending on the effects of surface denudation in the continental era, which persisted here for more than 20 millions years and, not last, also on post-Paleogene tectonics. On the basis of analyses of vitrinite reflection it has been proved that from the column of Paleogene rocks (i. e. their surficial sections) about 1,5–2 km are missing. On the basis of these data the mentioned formation must have been of thickness about 2 000 to 3 000 m before denudation.

In the western part of the territory in the Hornádska kotlina and Popradská kotlina depressions thickness is not exceeding 200 m. In the central part of the Levočské vrchy Mts. thickness of the formation reaches 700 to 900 m. In the Šarišská vrchovina Mts. thickness up to 550 m was established (the upper 150 m are microconglomerate flysch). In the area of Bachurňa 400 m thickness of the Biely potok Formation is mentioned.

Summarizing all the available data we come to the conclusion that thickness of the described formation varies in the wide range from 150 to 900 m.

The age of the Biely potok Formation was established throughout the Oligocene, with maximum of sedimentation in the Late Oligocene. Some samples contain assemblages of nannoplankton, which to certain extent confirm continuation of sedimentation to the Early Miocene, to the NP 25/NNI Zone. We have to leave the question of the upper boundary further as open.

QUATERNARY

Quaternary sediments of the region belong to several genetic types. From valleys of the Vysoké Tatry Mts. reach glacial sediments, which form the fronts of young moraines of the Last Glaciation. These gradually pass into glacial fluvial and in further courses of the stream into typical fluvial sediments. Besides these sediments there are proluvial sediments of local extension; "Neogene–Quaternary" travertines and calcareous tufas and, not last, largely spread various genetic and lithological types of slope sediments.

The region may be divided into two main wholes, either belonging to the Baltic or Adriatic belt. To the first the Popradská kotlina depression and Poprad

river valley (together with the Tatric fore-land) belong, to the second mainly the Hornádska kotlina depression and Šarišské podolie valley (i. e. the Hornád and Torysa rivers water basins).

Glacigenic sediments of the Tatric fore-land were deposited in all three Pleniglacial stages of the Würm period. Glacifluvial sediments transported by streams from the fronts of melting glaciers originated still in the moraine stage to the end of the Würm.

In the studied region fluvial sediments are known from the Late Günz (residual fluvial gravels) continuously to Holocene flood-plain sediments.

Proluvial sediments (alluvial fans) are already known from the end of the Early Riss (s. s. with the Protoriss) continuously to youngest ones, of Holocene age.

Organic sediments (humolites), i.e. peats and peat loams are known in the Holocene only.

Freshwater limestones (travertines and calcareous tufas) formed in the region from the Pliocene (Dreveník) to Recent.

Deluvial sediments are largely spread here, including deluvial-fluvial down-wash loams, which almost everywhere fill up valleys and various depressions in morphology of the terrain. Not rarely deluvia are also found on tops of flat hills.

Tectonic characterization

Formation of the Paleogene sedimentary area of the Subtatric Group is connected with sinking of the Western Carpathian block as a whole in the Middle and Late Eocene. In the time between the Laramide phase of folding and Bartonian and/or Priabonian transgression into these areas nearly 25 millions years elapsed when a continental regime of the terrestrial era persisted here.

Transgression on various members of the Križna and Choč nappes, Silicicum and Gemicum formations in the Late Eocene is incontestably an evidence that the nappe structure of the Central Western Carpathians formed before this period and, moreover, it has been confirmed that the Choč nappe did not cover the Križna nappe continuously.

Originally deposited lithostratigraphical units as well as pre-Paleogene folded and overthrust complexes were mainly affected by Germanic type fault tectonics after the Oligocene. As a consequence of the effects of the Helvetic phase and younger phases of Alpine orogeny the territory was broken into a series of blocks (normal faults and upthrusts) and in the northern part of the region also folding of more plastic units (the Huty Formation and Šambron Member) situated below southern delimitation of the Klippen Belt took place.

Some faults are very distinct in morphology, other can be identified only by a sudden change of strike and dip of strata behind a supposed fault line. Moreover,

many faults are accompanied by line outflows of common and/or mineral waters with formation of calcareous tufas and travertines (Dreveník, Sivá Brada, Baldovce, etc.).

To most distinct faults in the region belong: the Choč – Subatric Fault; Vikartovce Fault; Poprad Fault; Poľana Fault; Šindliar Fault; Hrišov Fault; Muráň Fault Line; Hornád Fault; thrust line at the southern Klippen Belt margin and lines limiting the Šambron – Kamenica zone parallel with it and many other lines in the Levočské vrchy Mts., which are nameless.

We suppose highest throw, up to 3 500 m, at the Subatric Fault Line (opposite to the Paleogene of the Subatric Group in the Liptovská kotlina depression), which is gradually lowering in direction to the southern margin of the Ružbachy Mesozoic island where we still have to consider a minimum throw of 1 000 m.

We state a very particular history of tectonic activity at the course of the Muráň Fault. From the facts established so far it results that great movements along it must have taken place in the pre-Priabonian period, Paleogene sediments already appear as post-tectonic, with indication of its course in some places only.

**VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE
POPRADEKOTLINY, HORNÁDSKEJ KOTLINY,
LEVOČSKÝCH VRCHOV, SPIŠSKO-ŠARIŠSKÉHO MEDZIHORIA,
BACHURNE A ŠARIŠSKEJ VRCHOVINY**

Vydala Geologická služba Slovenskej republiky, Bratislava 1999

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Preklad do angličtiny: RNDr. Bohumil Molák, CSc.

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Geologická služba SR,
RC Spišská Nová Ves

ISBN 80-88974-02-X