



**MASARYKOVÁ UNIVERZITA**

**Přírodovědecká fakulta**

**Ústav geologických věd**



# **Petrologie silicitů flyšového pásma Západních Karpat na východním Slovensku**

**G8031 Diplomová práce - současný stav problému v literatuře**

**REŠERŠE**

**Autor: Bc. Ondřej Gavula**

**Vedoucí práce: prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.**

**BRNO 2015**

## Obsah

1	Úvod.....	1
2	Flyšové pásmo Západných Karpát na východnom Slovensku .....	2
2.1	Geomorfológia.....	2
2.2	Geológia.....	3
2.2.1	Krosnianska skupina príkrovov, dukelská jednotka.....	4
2.2.2	Krosnianska skupina príkrovov, grybowskiá jednotka .....	5
3	Prehľad silicítov .....	8
3.1	Menilitové rohovce.....	9
3.2	Silicifikované ílovce menilitového suvrstvia .....	10
3.3	Silicifikované ílovce a opality v jednotkách magurskej skupiny príkrovov .....	11
4	Záver .....	12
5	Literatúra.....	13

# 1. Úvod

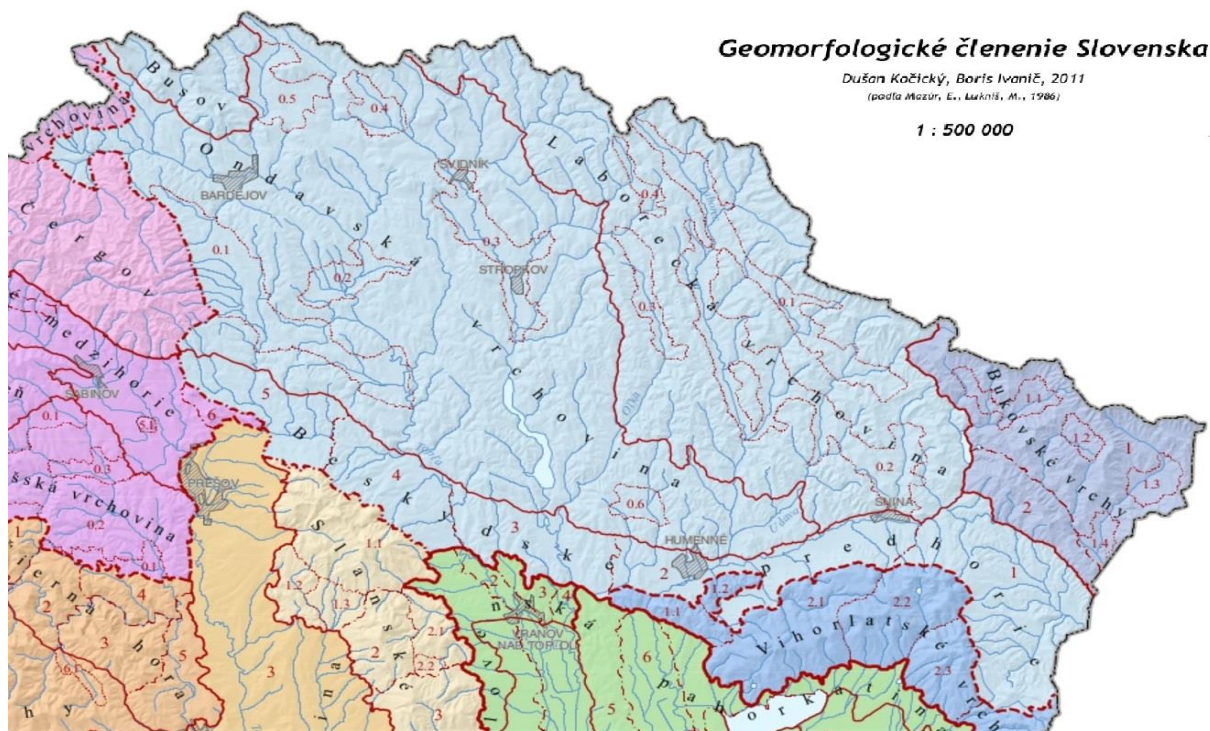
Cieľom rešeršnej práce na tému: Petrologie silicitů flyšového pásma Západních Karpat na východním Slovensku je priblížiť prehľad dostupných poznatkov z odborných publikácií k danému regiónu a skúmanej problematike. Obsahom diplomovej práce má byť podrobný popis silicitov, ktoré sa nachádzajú vo flyšu Západných Karpát na východnom Slovensku. Dominantnou, silicitovou horninou, ktorá sa v študovanom území vyskytuje je menilitový rohovec. Tento silicit tvorí v skúmanej oblasti planárne polohy, vrstvy a následne súvrstvia. V oblasti kde sa striedajú polohy ílovcov, prachovcov a pieskovcov sú zložením tak aj pôvodom tieto silicity „exotickou“ horninou. Z dostupnej literatúry vyplýva, že na otázku vzniku vrstiev menilitových rohovcov nebola a nie je jasná odpoveď. Cieľom diplomovej práce je sa pokúsiť nájsť odpoveď na pôvod a vznik týchto silicitov najnovšími analýzami a poznatkami.

## 2. Flyšové pásmo Západných Karpát na východnom Slovensku

### 2.1 Geomorfológia

Flyšové pásmo Západných Karpát na území Slovenska zasahuje v dvoch častiach. V severozápadnej časti Slovenska na hraniciach s Českou republikou od Myjavy na juhu po Oravskú priehradu na severe kde prechádza ďalej do Poľska. V geomorfologickom rozdelení je tato časť Slovenska označená ako subprovincia Vonkajšie Západne Karpaty a tvoria ju oblasti Slovensko-moravské Karpaty a Západne Beskydy. Z Poľska na severe sa flyšové pásmo zahýba smerom na juhovýchod, územie Slovenska zasahuje v druhej geomorfologickej subprovincii Vonkajšie Východne Karpaty s oblasťami Nízke Beskydy a Poloniny (*Obr.1.*). Subprovincia Vonkajšie Východne Karpaty je súčasťou provincie Východne Karpaty. (Mazúr a Lukniš, 1980) Toto rozdelenie je na Slovenku používané v geomorfológii. Z geologického hľadiska sa nachádzame stále v Západných Karpatoch, ktorých dohodnutá hranica s Východnými Karpatami je v údolí rieky Uh na západnej časti Ukrajiny pri hraniciach s Poľskom a Slovenskom.

Výskum prebiehal na Ondavskej a Laboreckej vrchovine, ktoré spadajú do oblasti Nízkych Beskyd. Ďalej v oblasti Polonín v Bukovských vrchoch.



**Obr.1.:** Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. I.(Mazúr a Lukniš, 1980), upravitel O.Gavula.

## 2.2 Geológia

Z regionálneho hľadiska člení Vassa et al. (1988) skúmanú oblasť na čergovsko-beskydsky flyš, ktorý sa následne delí na samostatne dielčie jednotky, račiansko-brezovsky, východobystrický a krynický flyš. Na SV sa stýkava s dukliansko-bukovským flyšom. Pre nás je hlavne zaujímavá oblasť smilnianskeho tektonického okna, ktoré je samostatnou pod jednotkou račiansko-brezovského flyšu a samotný dukliansko-bukovský flyš.

Podľa vývoja skúmané flyšové pásmo spadá do paleogénnej sekvencie Vonkajších Západných Karpát neoalpínskeho vývoja, ako na Morave tak aj na Slovensku nám vo vonkajšom flyši vystupujú na povrch horniny kriedy a na južnej Morave aj horniny z obdobia juri. Paleogénna sekvencia príkrovov flyšového pásma, sa delí na vonkajšiu sliezsko-krosnianské pásmo, skupiny príkrovov tvorené na východnom Slovensku dukelskou jednotkou (na západe okrajovo zasahuje slieszka jednotka). Druhou sekvenciou je vnútorná magurská skupinu príkrovov tvorená račanskou, bystrickou a krynickou jednotkou (v západnej časti Slovenska je obdobou krynickej jednotky, bielokarpatská jednotka). Spolu s alochtónnymi sedimentami neogénu Karpatskej predhlbne ďalej na severe v Poľsku tvoria externidy Západných Karpát ktoré sedimentovali a následne boli vyvrásnene v terciéri. Na rozdiel od interníd, ktoré sú od externid oddelene bradlovým pásmom (Obr.2.) a ich sedimentácia a tektonické procesy sa ustálili vo vrchnej kriede (Kovač, et al, 1993).



**Obr.2.:** Zjednodušená schéma vonkajších Západných Karpát na Slovensku. (Portfaj, 2011, [www.geology.sk](http://www.geology.sk)) upravil O. Gavula

### 2.2.1 Krosnianska skupina príkrovov, dukelská jednotka

Dukelská jednotka sa vynára na povrch južne od poľského mesta Žmigrodu, odkiaľ pokračuje smerom na JV cez Poľské a Slovenské územie smerom do ukrajinských Karpát. Tvorí severovýchodnú hraničnú časť Slovenska na juhu je ohraničená sústavou magurských príkrovov v línii zo severu na juhovýchod od obce Miková, Sukov, Zbudské Dlhé Kalná Roztoka a pri Ubli opúšťa územie Slovenska. (Koráb a Ďurkovič, 1978)

Dukelská jednotka je hraničnou oblasťou s magurskou sústavou a vystupuje na povrch pred jej čelom násunu. Sedimentácia duklianskej jednotky začína kontinuálne usadzovaním lupkovského súvrstvia, ktoré dosahuje mocnosť v oblasti Malého Bukovca 300-400m a jeho vek je na základe mikrofosílií datovaný do vrchnej kriede až konca spodného paleocénu. Súvrstvie je tvorené tmavými bridlicami, vápnitými bridlicami s fukoidmy a pieskovcom. Do nadložia pribúda pomer vrstiev pieskovca nad polohami ílovcov. Podľa najnovších poznatkov Žecová –Boorová (2013), je ukončene topoľskými vrstvami. Následne od vrchného paleocénu sa na lupkovské súvrstvie usadzujú pieskovce-zlepence cisnianskeho súvrstvia, tvoreného stredno až hrubovrstvovito – drobovými pieskovcami Veľkého Bukovca. Tie dosahujú na juhu mocnosť 200-400 m. a na severe až 1000 m. V najvrchnejšom paleocéne je ukončená sedimentácia výraznou polohou takzvaných „hieroglyfových“ vrstiev ktoré vznikajú ako ichniostopy po lezení červov volajú sa bioglyfi alebo ako stopy po morskem prúdení poprípade turbiditných prúdov tie sa označujú ako mechanoglyfi. Samotne stopy sú negatívom, „otlačkom“ v mladšom sedimente nadložia ako je horizont v ktorom daná stopa vznikla (pozitív). Súvrstvie označovane ako podmenilitové súvrstvie na juhu je jeho mocnosť tektonicky redukovaná na 100-300 m, pričom na severe oblasti dosahuje hĺbky 800-1000m. Najvrchnejšou časťou eocénnych sedimentov sú papínske vrstvy, ktoré sú tvorené tmavými siltovcami (prachovcami) a jemnými pieskovcami. Často obsahujú sklzové telesa organodendrických vápencov, ktorých bohatá globigerinová fauna ich koreluje s vrchnoeocénymi, globigerinovými slieňmi. Pre nás dôležité súvrstvie je menilitové súvrstvie, ktoré sedimentovalo od vrchného eocénu do spodného oligocénu. V ňom sa nachádzajú menilitové vrstvy, ktoré tvoria polohy čiernych menilitových rohovcov ale aj silicifikované ílovce a prachovce (siltovce). Na západe dosahujú mocnosť 500m na východe iba 200m. Podklad tvoria mzańské pieskovce so sklzovými telesami následne menilitové súvrstvie v nadloží prechádza do cergovských vrstiev (*Obr.3.*). Vo vrchnej časti cergovských vrstiev sú polohy pieskovcov s tylavskými vápencami (Kovačik et al, 2012)

## 2.2.2 Krosnianska skupina príkrovov, grybowska jednotka

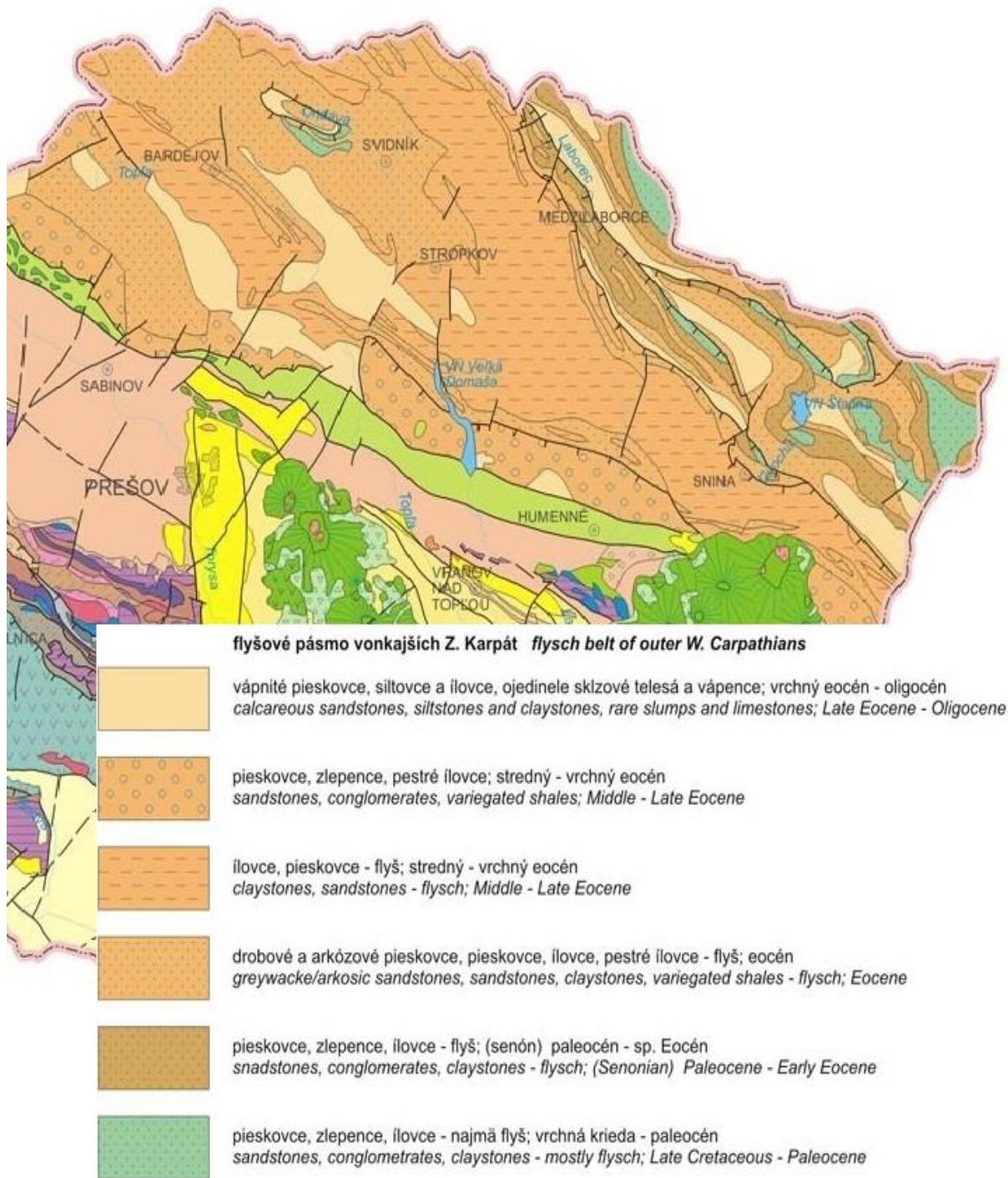
Grybowska jednotka račianskej jednotky sústavy magurských príkrovov a je prirovnávaná k dukelskej jednotke, tvorí smilnianské tektonické okno. Jedná sa o tektonickú štruktúru orientovanú v smere severozápad juhovýchod. Vystupujúcu medzi obcami Smilno na severozápade a Nižnou Mirošovou na juhovýchode.

Grybowska jednotka sa vynára spod račianskej jednotky magurských príkrovov a v podloží má obidowsko-slopnickú jednotku zistenú vrtmi Smilno-1 a Zborov-1. Sled súvrství grybowskej jednotky začína podsmilnianským súvrstvím. Jej najstaršou časťou je stredný eocén až vrchný eocén je tvorený vápnitými bridlicami a pieskovcovým flyšom typu kliwa. Vyskytuje sa v dolinách pri severnom upätí kóty Kyčera (505m n.m.) a Uboč (441m n.m.) pri Cigly. Spodná hranica podsmilnianskeho súvrstvia nie je známa, vo vrchných časti sú polohy tmavých vápenatých ílovcov smilnianskeho súvrstvia. Mocnosť súvrstvia je odhadovaná na 150-200 m. Hlavnú časť grybowskej jednotky tvorí smilnianské súvrstvie s mocnosťou 400-500 m. Pozvoľne prechádza z podložia spodsmilnianskeho (podmenilitového) súvrstvia do nadložia krosnianskeho súvrstvia. Vrchnú časť tvoria čierne kremité ílovce a rohovce vrchnosmilnianské (menilitové) vrstvy. Podobnosť grybowskej jednotky v smilnianskom tektonickom okne s vrstvami v dukelskej jednotke vypovedá o podobnosti silicitového materiálu v menilitových vrstvách. Jedná sa o vrchne smilnianské (menilitové) vrstvy ktoré sa nachádzajú v horizonte ktorý sa dá sledovať v južnom ramene brachyantiklinálneho ramena tektonického okna medzi Smilnom a Nižným Mirošovom. Spodne smilnianské vrstvy sú tvorene faciou tmavosivých až čierne vápnitých ílovcov, nasledujú facie karbonátová, tmavo kremenne až kremenne-drobových pieskovcov a kremenne pieskovce nazývané aj kliwské pieskovce (kliwsky piesčity flyš) (*Obr.3.*). Posledným najmladším súvrstvím v grybowskej jednotke je krosnianske súvrstvie sedimentovalo v spodnom oligocéne. Je najviac rozšírené v južnej časti smilnianskeho tektonického okna a dosahuje mocnosť 450-550 m. V severnej časti je tektonicky zredukované na 100 m. Prechod z podložia smilnianskeho súvrstvia je pozvoľný vrchná časť je v tektonickom kontakte s faciou magurskej skupiny príkrovov, a to









**Obr.4.:** Zjednodušená geologická mapa východného Slovenska 1:500000, (Biely et al, 1996), upravil O. Gavula

### 3. Prehľad silicitov

Silicit alebo rohovec v anglickej literatúre je všeobecný termín pre jemnozrnné kremité sedimentárne horniny biogénne, biochemického a chemického pôvodu. Pôvodom staršie silicity sú tvorené jemnozrnným oxidom kremičitým, len s malou prímiesou nečistôt. Naproti tomu, mladšie silicity môžu mať vyšší podiel nečistôt tvorený biogénnymi uhličitanmi alebo kremito - klastickým materialom. Extrémne čisté silicity vyžaduje pre vznik veľké hlbinné facie, takže proces vzniku čistého silicitu vyžaduje diagenezu čistého, vytriedeného  $\text{SiO}_2$  materiálu. (Stow, 2005). Koncentrácia  $\text{SiO}_2$  v morskej vode je závislá podľa zdroja oxidu kremičitého a pH morskej vody. Ak je pH 11 a menej koncentrácia oxidu kremičitého je 6-10 ppm a  $\text{SiO}_2$  je rozpustený v amorfnej forme, a do morskej vody sa uvoľňuje zvetrávaním hornín. Ak je pH 11 a viac vzrastá koncentrácia oxidu kremičitého na 100-200 ppm väčšinou sa uvoľňuje do morskej vody hydrolýzou živcovú a ich následnou premenou na ílové minerály. Ďalšími zdrojmi je zvetrávanie bazaltov, prínos z kontinentu riekami a pri podmorskom vulkanizme poprípade horkými prameňmi na stredo-oceánskom dne. Mikroorganizmy ako diatomity (rozsievky), rádiolarie a dinoflageláta alebo morských huby zapracujú tento rozpustený oxid kremičitý do svojich exoskeletov v podobe opálu A, následne vyčerpajú všetky dostupné zdroje v danej oblasti. Čím sa znižuje koncentrácia  $\text{SiO}_2$  v morskej vode a zvyšuje sa jeho podiel v sedimente na morskom dne (Prothero, Schwab, 2013).

Pre silicity existuje v cudzojazyčnej literatúre viacej ako 13 rôznych pomenovaní aj keď väčšinou sú to iba variety jednotlivých silicitov. Podľa Petránka (1963) existuje rozdelenie na základe genézy vzniku aj keď aj toto rozdelenie je problematické s dôvodu že diagenetické procesy často potláčajú charakter pôvodu a vzniku jednotlivých silicitov. Silicity podľa vzniku delíme do štyroch skupín a to:

1. Silicity čisté chemogenné, (gejzírít)
2. Silicity biogénne, vznikajú nahromadením kremitých schránok, časti organizmov (rádiolarit, diatomit).
3. Silicity diagenetické, (rohovce).
4. Silicity kryptogenné, sú nejasného pôvodu.

Konta (1972) delí silicity podľa minerálneho zloženia na dve skupiny opálové a kremenné. Ďalej tieto skupiny člení podľa zloženia

- a. ak obsahujú organické časti ( rádiolarie, rozsievky, ihlice hub) na skeletárne silicity

- b. ak neobsahujú organické zvyšky sú to zrnité silicity, ktoré sa následne delia podľa veľkosti zrna na ultramikrozrnité (pod 4  $\mu\text{m}$ ), mikrozrnité (4-63  $\mu\text{m}$ ) a makrozrnité (nad 63  $\mu\text{m}$ )
- c. ak sú tvorene agregátmi dostávajú názov podľa súčasti, ktorá ich tvory ako napríklad oolitový silicit alebo interklastový silicit, všeobecne označenie je interklastový silicit.

Bežne sa ešte používa rozdelenie silicitov podľa toho či vytvárajú vrstevné polohy alebo jednotlivé konkrécie (šošovky, bochníky) na vrstevnaté alebo konkracionalné silicity.

Podľa procesov, ktoré utvárali vznik horniny sa objavuje  $\text{SiO}_2$  v rôznych minerálnych modifikáciách, mikrokryštalicke kremeň, chalcedón alebo v zmesi  $\text{SiO}_2$  a  $\text{H}_2\text{O}$  opál, v niektorých prípadoch je popísaný tridymit a alfa-christobalit. Zdrojom sú opálove (opal A) schránky rádiolarií, rozsievok, a ihlice morských hub spongií. Opal je podľa veku delený na mladší (prvotný) opal A, ktorý prechádza časom do opalu CT a ten následne do kremeňa. Rýchly prechod je ovplyvnený teplotou pri ktorej sa stráca  $\text{H}_2\text{O}$  a vplyvom okolitých podmienok. Je známe že vo vápencoch sa môže tvoriť kremeň priamo. Z paleozoika poznáme iba kremité silicity a z mezozoika zase silicity tvorene opalom CT (Kukal, 1986). Pre definíciu silicitov je charakteristický maximálne 10 % obsahom klastickej prímеси oproti silicitovému matríxu. Do tejto skupiny spadajú všetky druhy rohovcov, rádiolarity, spongolity, lydity, bulžníky a limnosilicity. Väčšinou vznikali vo vápencoch alebo iných karbonátoch, kde vytvárajú konkrécie (hľuzy, nodule), alebo vrstvy poznáme aj z klastických sedimentov ako silicifikované ílovce až prachovce. Prevažne vznikali v morskom prostredí, ak vznikali silicity v jazernom prostredí voláme ich limnosilicity (Přichystal, 2009).

Tieto kremité horniny spája spoločné vlastnosti a to, že majú lastúrnatý lom, pomerne dobrú tvrdosť a pri štiepení vytvárajú ostrohranné odštiepky a hroty, ktoré sa v dobe kamenej využívali na kamenné nástroje. Preto sú častým a rozšíreným materiálom na štiepanú kamennú industriu. V našom mapovanom území sme narazili prevažne na menilitový rohovec, následne silicifikované ílovce.

### 3.1 Menilitové rohovce

Menilit je označenie pre čierny bitumenózny opál. Je pomenovaný podľa predmestia Paríža s názvom Menilmontant. V roku 1843 označil E. F. Glocker polohy prúžkov a vrstiev tohto čierneho opalu vo vonkajšom flyši Západných Karpát ako menilitové vrstvy (Přichystal, 2009). Už z popisu výskytu v predošlých kapitolách sa objavujú dva typy tohto menilitového rohovca. Jeden je popísaný z dukelskej jednotky ako vrstvy mocne až 20 cm, prizmatický sa rozpadajúci

čierni silicit, tvorený z prevažnej časti z mikrokryštalického kremeňa s prímiesou pyritu. Okrem farby čiernej so smolným leskom, je popísaná aj hnedá varieta. Druhým typom menilitového rohovca sú nazývané menilitové bridlice, ktoré sú súčasťou malcovského (predtým krosnensko-menilitového súvrstvia) krynickej jednotky. Je tvorený už spomínaným čiernym opálom a tvorí 2 cm mocnej vrstvy, ktoré sa striedajú s polohami svetlejšej horniny.

Súvrstvie z ktorého pochádzajú menilitové rohovce sa volá podľa neflyšovej horniny menilitové súvrstvie. Vyplň menilitovo-krosnenskej sérii je tvorená polohami čiernych, bituminóznymi, kremitých ale aj vápnitých pelitou, ktoré boli prerušované flyšovou pieskovcovo-pelitickou sériou. V staršej literatúre je tiež menilitovo-krosnenská séria označovaná ako ombronská séria, je to označenie s dôb geosynklinalnej teorie vývoja Karpát. (Leško a Samuel, 1968)

V skúmanej oblasti je rozdelenie vývoja sedimentácie menilitových súvrství do troch facií. Darska facia ma spodno-menilitové vrstvy laterálne rozbite pieskovcovou sedimentáciou. Stredná časť súvrstvia je facialne zmiešaná, menilitovo-krosnienska, bez výrazných menilitových polôh. Druhy kalnorostocký typ facie je charakterizovaný menilitovými rohovcami v spodnej časti profilu. Tretí typ vývoja menilitových vrstiev dukelskej jednotky je medzilaborecký a je charakterizovaný nálezom laminárnych vápencov juhozápadne od Čertižného. V spodnej časti súvrstvia je dominantná poloha vrstiev menilitového rohovca a rudimentálny vývin cergovských pieskovcov v nadloží. Rohovce vytvárajú 2-3 m hrubé zväzky lavíc s jednotlivými 5-15 cm hrubými lavičkami čiernych menilitových rohovcov. Celková hrúbka vrstiev je 20m v synklinále Revajky, 40-50 m v Hostovicach a Sterkovciach a 90 m v Kalnej Rostoke. Pričom v Kalnej Rostoke boli nájdené vložky bentonického tufitov. Ďalej sa menilitové rohovce objavujú aj ako šošovky-konkrécie v ílovcoch vo vyšších častiach menilitového súvrstvia (Koráb a Ďurkovič, 1978).

### **3.2 Silicifikované ílovce menilitového súvrstvia**

Silicifikované ílovce sa vyskytujú v polohách s menilitovými rohovcami kde tvoria podložie ale aj nadložie v niektorých polohách je badateľný voľný prechod silicifikácie až do čiernych menilitových rohovcov. Sú najviac popísane zo stredných polôh menilitového súvrstvia, ako kremité horniny hnedé až čierne prekremenené ílovce alternujúce so šošovkami a vrstvami rohovcov tej istej farby. (Koráb a Ďurkovič, 1978)

### 3.3 Silicifikované ílovce a opality v jednotkách magurskej skupiny príkrovov

Silicity sa nachádzajú vo vonkajšej račianskej jednotke ide o lokalitu orientovanú SV od obce Dlhůň v okolí kóty Kačurak (688 m n. m.). Popísane sú prekremenené horniny ako silicifikované ílovce a prachovce. V pieskovcoch sa objavu vrstvy prachovcov s vložkami ílovca. Silicifikovaný ílovec až prachovec má lasturnatý lom a je ostrohraný. Farba rohovca je tmavosivá a z vonku hnedosivá, navetrané na puklinách do hnedá (Kovačik, 2012).

Vo vnútornej račianskej jednotke sa objavujú silicifikované prachovce JZ. Od obce Šandal a to JZ od kóty Muchová hora (472 m n. m.), kde tieto silicifikované prachovce vytvárajú niekoľko desiatok až stoviek metrov dlhé šošovky v zlínskom súvrství.

Posledný zmapovaný výskyt je v zlínskom súvrství bystrickej jednotky. Tu sa nachádzajú tri lokálne výskyty svetlohnedých až svetlohnedo-zelenkavých silicifikovaných ílovcov. Prvá je JZ od Lukavice a severne od kóty Budamová (540 m n. m) južne od Rešova a zapadne od Vyšnej Vole. Druhý výskyt je južne od Rešova, kde sa silicifikovaný ílovec nachádza v úlomkoch až polo odkryvoch pozdĺž cesty v oblasti Andrejová hora (534 m n. m). Tretia lokalita je tvorená úlomkami silicitov v delúviu západne od Vyšnej Vole.

Vek facie v ktorej silicity vznikali, je odhadovaný na stredný až mladší eocén. (Žec et al, 2011)

Z bakalárskej práce Gavula (2013) vyplýva že tieto silicifikované ílovce a prachovce majú zažité pomenovanie v podobe fluviálnych okruhliakov ako ondavské rohovce väčšinou hnedej farby ale sú známe aj v sivej farebné variety.

Posledným súvrstvím, v ktorom sa objavujú silicity, je malcovské súvrstvie (predtým nazývané krosniansko-menilitové). V ňom sa nachádzajú menilitové vrstvy s tmavými kremitými (monolitovými) bridlicami s hrúbkou nepresahujúcou 2 cm. Tie sa vyskytujú v raslavickom synklinóriu V a JV od Raslavíc a druhý výskyt je v richvaldskom synklinóriu, kde menilitové bridlice tvoria nesúvislý pruh v strednej časti malcovského súvrstvia medzi Kľušovom a Janovcami. Ojedinele sa v týchto vrstvách nachádzajú šupiny rýb alebo ich drobné pozostatky. Zriedkavo sa objavujú na bridliciach povlaky žltých a tehlovo-oranžových povlakov síranov a Mn oxidov (Žec et al, 2011). A malo by sa jednať o ekvivalent sedimentačného prostredia a podmienok v malcovskom súvrství magurských príkrovov. Len v inej časti sedimentačného priestoru ako bola oblasť usadzovania menilitového súvrstvia v dukelskej a grybowskej jednotke. (Koráb a Ďurkovič, 1978)

## 4. Záver

Záverom by som chcel poukázať na niekoľko teórii možného prísunu  $\text{SiO}_2$  ktorý bol potrebný na silicifikáciu ako ílovcov tak samotných menilitových rohovcov. Výskyt pyritu ale aj veľkého množstva organických látok je dôkazom, že vrstvy sedimentovali v redukčnom prostredí, buď v sírovodíkovej facii alebo patria k morským sedimentom auxinského typu. Vrstvené silicity majú rovnakú vrstevnatosť ako sedimentárne horniny preto ich môžeme pokladať za syngenetické (synsedimentárne). Na otázku zdroja  $\text{SiO}_2$  sú tri teórie prvou je že  $\text{SiO}_2$  prichádzalo v roztokoch pudiacich z kontinentu z dôvodu značne pokročilého procesu zvetrávania. Druhá teória je že  $\text{SiO}_2$  pochádza z vulkanického zdroja existujúceho buď v období emanácie alebo ako pyroklastický materiál. Tretím zdrojom  $\text{SiO}_2$  je možný pôvod z organogénneho materiálu odumretých schránok mikrofosílií. Z recentu nie je popísaná sedimentácia väčšieho množstva silicitov z dôvodu, že morská voda nie je presýtená  $\text{SiO}_2$ . Väčšina autorov sa prikláňa názoru že prínos  $\text{SiO}_2$  bol vulkanickou činnosťou na rozhraní eocén a oligocén. Prínos  $\text{SiO}_2$  transportom z kontinentu pridružujú len okrajový charakter možného zdroja. Na otázku hĺbky vzniku polôh silicitov tiež nepanuje jednotná odpoveď, predošlé štúdie uvádzali plytkovodnú hĺbku kvôli mocným klasickým sedimentom načo sa na základe poznatku turbiditných prúdov vo flyši presunula možnosť vzniku do väčších hĺbok. V polohách silicitov nie je zaznamenaná laminácia, ktorá by dokazovala náhle zmeny prostredia pri sedimentácii. Prítomnosť mikrokryštalického kremeňa naznačuje rýchlu kryštalizáciu za súčasnej existencie veľkého počtu kryštalizačných centier. Polohy striedania pelokarbonátu a vrstiev silicitu môže poukazovať na zmenu fyzikálno-chemických podmienok (Eh, ph) a predpokladať súčasnú sedimentáciu karbonátu a koloidného  $\text{SiO}_2$ . Objav stop vulkanickej činnosti tufitov a vulkanického skla v ílovcoch menilitového súvrstvia poukazujú na možný zdroj vo vulkanickej činnosti ale v samotných silicitoch neboli objavené žiadne pozostatky vulkanizmu ale ani zvyšky organizmov. Na základe štúdií sa nedá dať jednoznačná odpoveď na pôvod  $\text{SiO}_2$ , ale najpravdepodobnejšie je vulkanického pôvodu a podľa objavu rozsievok a organického uhlíka v menilitovom súvrství je istá časť  $\text{SiO}_2$  organického pôvodu. (Koráb a Ďurkovič, 1978)

Najnovšie štúdia morských a oceánskych sedimentov recentného dna dokazujú že proces akumulácie kremičitých organogénnych kalov ako primárneho materiálu-sedimentu pre vznik vrstevnatých silicitov prebieha aj v súčasnosti. Kremičité kaly delíme podľa teplotnej oblasti vzniku (v oceánskom stĺpci morskej vody) na teplejšie rádioláritové kaly tróпов až subtróпов tvorene odumretými schránkami rádiolarii. A na rosievkové kaly, ktoré vznikajú v chladnejších až arktických častiach oceánu pri poloh a sú tvorene odumretými schránkami rozsievok. (Kukal, 1986)

## 5. Literatúra

- Biely, A. – Bezák, V.– Elečko, M.– Gross, P.– Kaličiak, M.– Konečný, V.– Lexa, J.– Mello, J.– Nemčok, J.– Potfaj, M.– Rakús, M.– Vass, D.– Vozár J. a Vozárová, A. (1996): Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1:500 000 – Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava.
- Gavula, O.(2013): Přehled východoslovenských silicítů se zaměřením na tzv. ondavský rohovec – MS archiv, Ústav geologických věd, Brno.
- Koráb, T.– Ďurkovič, T. (1977): Geológia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska – GÚDŠ. Bratislava.
- Konta, J. (1972): Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin – Univerzita Karlová. Praha.
- Kováč, M. – Plašinka, D. (2003): Geologická stavba oblasti na styku Alpsko-karpatsko-panónskej sústavy a príľahlých svahov Českého masívu – Univerzita Komenského, Bratislava.
- Kovačik, M. (2012): Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Beskýd - západná časť v mierke 1:50000 – ŠGÚDŠ, Bratislava.
- Kukal, Z. (1986): Základy sedimentologie – Academia, Praha
- Leško, B. – Samuel, O. (1968): Geológia východoslovenského flyšu – Vydavateľstvo Slovenskej akademie vied, Bratislava.
- Mazúr, E.– Lukniš, M. (1980): Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. I. vydanie. – Slovenská kartografia. Bratislava.
- Petranek, J. (1963): Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska — Nakladatelství Československé akademie věd. Praha.
- Protero, D., Schwab, F. (2013): Sedimentary geology — W. H. Freeman and Company, New York.
- Přichystal, A. (2009): Kamenné suroviny v pravěku východní části střední Evropy – Masarykova univerzita. Brno.
- Stow, D. A. V. (2005): Sedimentary Rocks in the Field. – MA, Academic Press, Burlington.
- Vass D., Began A., Gross P., Kahan Š., Köhler E., Krystek I., Lexa J. & Nemčok J., (1988): Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR (M 1:500 000). Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Žec, B.– Gazdočko, Ľ.– Kovačik, M.– Kobulský, J.– Bóna, J.– M. Potfaj,– Pristaš, J.– Žecová, K.– Derco, J.– Kucharič, Ľ.– Marcin, D.– Petro, Ľ.– Zlinská, A.– Siraňová, Z.–



- Vaněková, H.– Buček, S. a Konečný, P. (2011): Vysvetlivky ku geologickej mape Nízke Beskydy-stredná časť v mierke 1 : 50 000 – ŠGÚDŠ. Bratislava.
- Žecová, K.– Boorová, D. (2013): Nové výsledky biostratigrafického výskumu lupkovského súvrstvia – Mineralia Slovaca. **45**, 175-184 , Bratislava.

Internetové odkazy:

geology.sk, (2015): Digitálna geologická mapa 1:25 000 Nízke Beskydy,  
<http://mapserver.geology.sk/gm50js/>,

Potfaj, M. (2011) : <http://www.geology.sk/images/geopark/skanzen/Obhl06b.jpg>,