

GEOLOGIA TEKTONICKÝCH JEDNOTIEK NA
VÝCHODNOM SLOVENSKU PRI HUMENNOM*(Tab. XLVI, XLVIII—LVII, ruské a nemecké resumé)*

Prilahlé územie juhovýchodne a východne od rieky Laborca a Cirochy pri Humennom dosiaľ nebolo podrobne geologicky spracované. O niektorých jeho častiach však nachádzame zmienky u starých aj nových autorov. Napr. z 50. rokov minulého storočia pochádzajú práce všeobecného rázu od F. Hauera a F. Richthoffena. Prvý z autorov podáva profil flyšového pásma na sever od Humenného, druhý sa venoval najmä vulkanickému pásmu u nás a na Zakarpatskej Ukrajine.

Mezozoickým pásmom humenského pohoria sa v minulom storočí zaoberal medzi inými najmä C. Paul (1870), ktorý toto pohorie zaradil do mezozoického pásma, ktorého analógie videl na severnej strane Vysokých Tatier. Naproti tomu V. Uhlig v ňom spozoroval pokračovanie vnútorného bradlového pásma.

Do druhej svetovej vojny humenským pohorím sa zaoberal D. Andrusov, A. Matějka (1929) a Z. Roth (1937—1938, 1940), ktorí podali jeho modernú interpretáciu. Najnovšie v morfolologickej práci (1952) dotkol som sa aj študovaného územia. V. Hano—J. Seněš (1952) a V. Čechovič (1952) sa zaoberajú prilahlými východnými oblasťami, pričom sa dotýkajú problémov, ktoré nadväzujú na náš terén. Priebeh vnútorného bradlového pásma a s ním spätého paleogénu na západ od Humenného podávame v spoločnej štúdii s A. Matějkom (1953).

Mikrofaunou obalu vnútorného bradlového pásma pri Modre nad Cirochou sa zapodieva V. Kantorová (1953), ktorá u nás nadhodila problém pestrých slieňov senomanu v bradlovom obale.

GEOGRAFICKÝ PREHLED

Naše územie podľa Hromádku (1943) zaberá jednak juhovýchodnú okrajovú časť ondavskej vrchoviny, jednak patrí už čiastočne k Vihorlatu, kde tvorí jeho západné úbočie a úpätie.

Na SZ je obmedzené riekou Laborcom a Cirochou, na J humenským pohorím, na SV andezitovým masívom Vihorlatu. Časť územia, ktoré je viazané na vývoj súľovských slepencov, tvorí morfológicky horské pásmo. Na ostatné geologické útvary v teréne sa viažu viac-menej morfológické depresie. Horské pásmo zo slepencov súľovského typu tvorí vlastné predhorie Vihorlatu. Konsekvantne tečúce potoky Ptava, Kamenica (Rika) rozčleňujú ho na tri skupiny. Prvá skupina vystupuje medzi Laborcom a Ptavou s najvyššími vrškami Lazy (392 m) a Sokol (440 m), druhá — stredná skupina medzi Ptavou, Kamenicou (Rikou) s najvyšším vrškom Humenské (448 m) a tretia Kamenie (228 m) od doliny Kamenice na východ. Posledná skupina už súvisí s úpätím a úbočím vihorlatského andezitového masívu, preto je aj morfológicky málo nápadná. Stredná skupina je na juhu oddelená od Vihorlatu širokou subsekvantnou dolinou potoka Ptanka.

TEKTONICKÉ ROZČLENENIE

Na geologických mapách bývalého viedenského geologického ústavu bolo územie od humenského mezozoického pásma na sever všeobecne kladené do karpatského paleogénu. Na novších prehľadných mapách, napr. Šwidziňského (1934), je okrem centrálneho karpatského paleogénu pri Humennom zaznačené aj útesové pásmo; pritom vlastné bradlové pásmo, ktoré sa ťahne oniečo severnejšie cez Humenné, alúvium Laborca a Cirochy ku Kamenici n. Cir. a Modrej n. Cir., autor nezakresľuje.

Na stavbe študovaného územia sa zúčastňujú tieto geologické jednotky:

- I. mezozoické pásmo subtatranských sérií, vyvinuté na juhu študovaného územia,
- II. pásmo vysokotatranské, rozložené severnejšie od predchádzajúceho mezozoického pásma,
- III. vnútorné útesové pásmo,
- IV. pásmo centrálne karpatského paleogénu, diskordantne a transgresívne ležiace na predchádzajúcich jednotkách,
- V. pásmo „magurského“ flyša, rozprestierajúce sa najsevernejšie v študovanom území,
- VI. sedimentárny miocén na sever od útesového pásma,
- VII. vulkanický miocén vihorlatského masívu.

STRATIGRAFIA

Mezozoikum

Subtatrikum

Druhohorné útvary na liste Humenné sú zastúpené jednak v subtatriku humenského pohoria a jednak vo vysokotatranskom pásme na sever od prechádzajúceho pásma. Humenské subtatrikum som sledoval iba pri

jeho severnom okraji, najmä medzi Jasenovom a Chlmcom, v oblasti, ktorá nebola pojatá do detailného výskumu Z. Rotha (1937—1938, 1940).

Subtatrikum je v tejto oblasti zastúpené mohutným vývojom súvrstvia, ktorého vek stanovil už P a u l nálezom *Ammonites inflatus* S o w. Neskôr A n d r u s o v (1929) podrobil nález revízií a zistil, že ide o *Mortoniceras inflatum* (S o w.). Tým bol bezpečne stanovený vek tohto súvrstvia, a to vyšší neokom — vrchný golt.

O petrograficko-litologickej povahe tohto súvrstvia po prvýkrát nachádzame zmienku u P a u l a (1870). Zbežne podávajú jeho charakteristiku A n d r u s o v, M a t e j k a (1929) a R o t h (1940).

V golte môžeme rozlíšiť dva vývoje:

a) s prevažným vývojom slienitých bridlíc, kde pieskovce — piesčité vápence majú len rudimentárny vývoj,

b) polohy, v ktorých pieskovce — piesčité vápence sa striedajú so slieňmi v pomere asi 1 : 1, alebo aj v niektorých partiách prevládajú pieskovce.

Slienitý vývoj pozorujeme v oblasti na Z od Chlmca a v oblasti od Jasenova J a JV od vŕšku Hurka (260 m) (obr. LII). Bridlice za čerstva sú tmavosivomodrastej farby, odlučujú sa v 2—3 centimetrových bridličkách, vetrajú do sivohneda a svetlosiva, pričom v rozpade zachovávajú črepovitý alebo drtinovitý tvar. Vložky pieskovca — piesčitého vápence sú veľmi zriedkavo a nepravidelne vyvinuté. Striedajú sa na vzdialenosť niekoľkých metrov a tvoria vložky iba 3—10 cm hrubých, silne vápnitých pieskovcov v slienitých polohách. Pieskovce za čerstva sú tmavomodrej farby, veľmi húževnaté a hrdzavosivé až hnedosivo vetrajúce. V týchto polohách pri západnom konci Chlmca P a u l našiel *Mortoniceras inflatum* (S o w.). Pretože goltské slienité polohy bez mocnejších pieskovcových vložiek v porovnaní s ostatným súvrstvom mezozoika, ako aj súľovského paleogénu predstavujú voči erózii pomerne mäkké súvrstvie, viaže sa na ne morfológická depresia.

Nad slienitými polohami je vyvinutý viac detritický golt s hustejším zastúpením pieskovcov, takže v niektorých partiách vytvára celkom pieskovcové alebo aj slepencovo-pieskovcové polohy s vložkami bridlíc.

Pieskovce tvoria 5—20 cm hrubé lavice s hojným vápnitým tmelom. Medzi pieskovcami prevládajú pieskovce jemnozrnné, zriedkavé sú strednohrubozrnné pieskovce. Za čerstva sú modrosivej farby, navetrávajúce sú hrdzavosivé. Prechod zo slienitých polôh do pieskovcovatejších polôh je celkom pozvoľný a nenápadný. Do nadložia pribúdajú pieskovce na hrúbke a na hustote v striedaní so slienitými bridlicami. Niektoré vložky slienitých bridlíc v prechodných partiách sú viac piesčité a majú listovitý rozpad. Tieto polohy pozorujeme v odkryvoch potoka, ktorý tečie na západ zo stráne pod Sokolom k Jasenovu. Vo vyšších pieskovcových polohách golt nadobúda celkom detritický slepencovo-pieskovcový vývoj. Táto poloha v našom teréne vystupuje oblúkovo v severo-západno-juhovýchodnom smere, ktorá ako sa zdá, na obidvoch koncoch aspoň čiastočne

faciálne vyznieva a prechádza normálne do pieskovcových polôh. Hlavný slepencovo-pieskovcový vývoj vystupuje na V a JV od Jasenova na západnom svahu vrcholov Sokola a Lazy.

V slepencovej polohe goltu (tab. LIII) sú vyvinuté lavice hrubozrnných pieskovcov, mocných až 50 cm s piesčito-vápnitým tmelom, pieskovcové slepence a lavice masívneho brekciovitého slepenca s nedokonale zreteľnou vrstevnatosťou. Tmel pieskovcových slepencov je piesčito-vápnitý, pri masívnom brekciovitom slepenci hrubozrnitopiesčitý až slepencový, ale v každom prípade veľmi pevný. Slepence obsahujú valúny od veľkosti 1×1 cm do veľkosti ľudskej hlavy. Valúny sú obyčajne dokonale ováľané, vyskytujú sa však aj valúny s ostrejšími hranami. Medzi valúnmi z kryštalinika boli pozorované valúny apliticko-albitickej žuly, pyroxenický diorit, pyroxenický epidiorit a porfyrický mikrogranit. Z metamorfovaných hornín sa vyskytli silne premenené porfyryty, metamorfovaný kremitý pieskovec s turmalínom a vápnitý pieskovec slabo kontaktne premenený. Medzi sedimentárnymi valúnmi prevládajú najmä triasové vápence, svetlosivé dolomity, neokomské svetlé vápence, liasové piesčité vápence, jurské červené vápence, čierne rohovce (raiflingské?) a vekove neurčiteľné ružovkasté kvarcitické pieskovce (keuper?). Ojedinele sa vyskytujú aj valúniky kremeňa a drobnozrnné kremité slepence, pravdepodobne asi karbonske.

Goltské súvrstvie na JV od Chlmca a na JV od alúvia Ptavy smerom na JV už nepozorujeme pre celkovú tendenciu k depresii humenského subtrika a pre hrubú prikrývku sutín. Východne od Chlmca v rokline potoka, ktorý tečie zo Stráň ku kóte 213, vystupuje už paleogén centrálne karpatského flyša v slienito-pieskovcovej fáci.

Východy paleogénu východne a juhovýchodne od Chlmca môžeme pomerne ľahko odlíšiť od súvrstvia goltu, ktorý vystupuje ešte západne od dediny. Súvrstvie goltu sa vyznačuje predovšetkým väčšou tvrdosťou slienitých bridlic od podobne slienitých bridlic paleogénu. Toto sa nápadne prejavuje aj morfológicky. Slienité bridlice goltu sú ďalej charakteristické jednotvárnym zafarbením v porovnaní s pestrejším zafarbením bridlic paleogénu. Táto odlišnosť je viditeľná aj pri konečnom zvetrávaní. Paleogénne bridlice si podržiavajú farebnú pestrosť aj pri konečnom štádiu zvetrávania, pričom goltské bridlice zvetrávajú jednotvárne, svetlosivo. Pri rozlišovaní goltských a paleogénnych bridlic bezpečným ukazovateľom je aj odlučnosť a rozpad bridlic. Paleogénne bridlice s konečným drobnosupinkovitým rozpadom sú lasturnato odlučné, kým goltské slienité bridlice majú črepovitý rozpad.

Vysokotatranské pásmo

Pásmo mezozoika južne pri Humennom, ktoré počítam k vysokotatranskému vývoju, je vyvinuté v neširokom pruhu SZ—JV smeru v dĺžke asi 1 km. V tomto pruhu je mezozoikum odkryté len na niekoľko málo miestach. Vzniká složitý problém jeho tektonickej, ako aj stratigrafickej príslušnosti a problém faciálneho vývoja jeho členov, lebo stratigrafická séria vrstiev nie je kompletná a je okrem toho silne tektonicky zredukovaná.

J u r a

L i a s. K najspodnejším polohám tohto pásma môžeme počítat' zrnité sivé krinoidové vápence. Sú odkryté v zašlom lomku nad cestou z Humenného do Porúbky. Krinoidové sivé vápence sú vyvinuté v lavičiach 10—30 cm hrubých. Žiaľ, táto lokalita je jediná, v ktorej môžeme pozorovať najspodnejší člen vyvinutý v tomto pásme. V týchto vápencoch som nenašiel ani makrofaunu, ani mikrofaunu. Mikroskopicky ide o drobnozrnitý vápenec s množstvom úlomkov krinoidových zvyškov. Na základe porovnávania a analógie so západnými Karpatmi predpokladám, že opísané vápence zastupujú vyšší lias.

D o g e r. Nad horizontom sivých krinoidových vápencov vystupujú ružové krinoidové vápence celkovej mocnosti asi 2 m. Sú vyvinuté aj v lavičiach, z ktorých jedna je hrubá asi 1 m. Nad krinoidovým vápencom sú vyvinuté celistvé ružové vápence v lavičkách 5—10 cm hrubých, ktorých mocnosť je asi 2 m. V celom súvrství je vyvinutých niekoľko lavičiek asi 5 cm hrubých hnedozelenkavých rohovcov, ktoré pozvoľna prechádzajú do okolitého vápenca. V rohovcoch pri mikroskopickom priereze pozorujeme množstvo rádiolárií a ojedinelé foraminifery textulariového typu. Toto súvrstvie kladiem do dogeru (pravdepodobne bajocien).

Nad rohovcami v strede lomku pri ceste do Porúbky z Humenného možno pozorovať ešte lavicu asi 50 cm hrubého červeného celistvého vápenca. Celý komplex dogeru je asi 3—4 m hrubý.

M a l m. V lomku na ceste do Porúbky nad vyššie opísaným súvrstvím vystupujú silne bridličnaté a vrstevnaté sivé až ružovosivé slieňité vápence. V mikroskopickom priereze v nich pozorujeme množstvo zvyškov húb, ojedinelé úlomky lamelibranchiát. Pravdepodobne zastupujú spodný až stredný malm.

Titón — spodná krieda. Nad slienitými vápencami sú vyvinuté jemnovrstevnaté a bridličnaté celistvé, svetlosivé sliene až slienité vápence. Pod mikroskopom som v nich zistil najmä hojnú *Calpionella carpathica* Murg.—Filip., menej často *Calpionella darderi* Colom a iné druhy neurčiteľné kalpionely. Okrem zvyškov schránok po kalpionelách pozorujeme aj množstvo radiolárií. Toto súvrstvie vystupuje jednak v lomku pri ceste z Humenného do Porúbky, jednak na západnom svahu kopca „do Kole“. Jeho hrúbka v pozorovaných odkryvoch je asi 2 m (tab. LII).

Vyššie nad opísanými vrstvami v lome pod kótou „do Kole“ je vyvinutá vložka čierneho slienitého vápenca s prúžkami čiernych bridlíc celkovej hrúbky 1 m. Vložka vápenca je veľmi tektonicky stlačená a popretkávaná hustou sieťou žiliek druhotného kalcitu. Pod mikroskopom som pozoroval množstvo radiolárií bez kalpionel.

Urgon: Do tohto vývoja kladím masívne vápence svetlosivej až sivooranžovej farby. Vápence sú hojne prestúpené množstvom žiliek druhotného kalcitu. Ich hrúbka dosahuje až 30 m.

V mikroskopickej analýze zistíme, že ide o gravelový vápenec. Gravely pozostávajú z jemne rozptýlených zrníek vápenca, úlomkov ostňov ježoviek a rozličných foraminifer. Blížšie určiteľná bola *Orbitolina bulgarica* Boué, ktorá svedčí o barém — apte.

Okolnosť, že v blízkosti pásma opísaných vrstiev vystupuje subtatranská jednotka, zvädzala by k domienke, či tieto útržkovité východy jury a spodnej kriedy medzi dolinou Ptavy a Laborcom nepredstavujú severné pokračovanie humenského subtatrika. Ak však podrobíme porovnávaniu a analýze jurské a neokomské členy humenského subtatrika s mezozoickým pásmom južne od Humenného, pozorujeme medzi nimi pomerne značné a nápadné rozdiely.

Ako z Andrusovovho—Matějkovho (1929) a Rothovho (1943) popisu hornín humenského subtatrika vyplýva, v liase oboch pásiem môžeme konštatovať iba čiastočnú shodu. Táto sa prejavuje v spoločnom vývoji piesčitých krinoidových vápencov. Piesčité rohovcové vápence a masívne biele vápence humenského subtatrika v našom vysokotatranskom pásme som nikde nepozoroval.

Doger podľa Rotha v humenskom subtatriku nebol doložený. Vo vysokotatranskom mezoziku naproti tomu doger po malme a neokome tvorí hlavnú masu tejto jednotky.

Rozdielny je vývoj malmu. Spodný oddiel, zastúpený vo vysokotatran-

škom pásme pri Humennom vo vývoji svetlosivých, ružovkastých, tenkovrstevnatých vápencov, z humenského subtatrika je neznámy.

Dost' značnú shodu len s niektorými rozdielmi vo vývoji oboch pásiem zistujeme v titóne a čiastočne v spodnom neokome. Tu i tam sú vyvinuté svetlosivé a zelenavosivé celistvé slienité vápence v tenkých lavičkách. Vo vysokotatranskom mezozoiku pri Humennom vápence neobsahujú šošovky ani vložky rohovcov, ako je to v humenskom subtatriku.

V subtatriku sú vápence neokomu, ako vyplýva z Rothovho opisu, tmavosivé, celistvé až jemnozrné, s nejasne znateľnou vrstevnatosťou a s obsahom šošoviek čiernych rohovcov. Prechod zo spodných celistvých titónskych vápencov do tmavosivých neokomských celistvých vápencov je viac-menej pozvoľný. Preto sú na Rothovej mape (1937—1938) zahrnuté spoločne pod názvom „brekovský vápenec“. Vo vysokotatranskom mezozoiku pri Humennom nad sivými, tenkovrstevnatými vápencami titón-neokomu je vyvinutá vložka 20—30 cm hrubá, tmavosivého až čierneho vápenca. Nad ňou bez prechodu leží masívny gravelový svetlosivý vápenec, na západnom svahu vŕšku „do Kole“ hrubý výše 20 m.

Ak porovnávame vysokotatranské mezozoikum pri Humennom s pieninským alebo subpieninským vývojom bradiel, zistujeme len málo analógií.

Vrchnoliasové a spodnodogerské vrstevnato-lavicovité sivé a ružovkasté krinoidové vápence v pieninskom vývoji nie sú známe. Ďalej v humenskom vysokotatriku nie sú známe hl'uznaté vápence a posidóniové vrstvy. Chýbajú aj rádioláριοvé jaspisy a pestré rohovcové vápence malmu, ktoré sú zasa typické pre pieninský vývoj.

Okrem toho vysokotatranský mezozoický pruh južne od Humenného nemôžeme pričleniť k subpieninskej sérii, pretože pri Humennom je mohutne vyvinutý neokom kým subpieninský vývoj sa vyznačuje jeho úplným nedostatkom. Okrem toho mezozoikum pri Humennom má v malme vyvinuté svetlé vápence, ktoré sú typické len pre vysokotatranské série, ktoré v subpieninskej sérii úplne chýbajú.

Pri porovnaní opísaných útvarov mezozoika s vývojom vysokotatranským dochádzame k nápadnej vývojovej shode.

Vrchný lias pri Humennom je vyvinutý vo forme piesčitých krinoidových vápencov. Analogický je vývoj pre vysokotatranské série a niektoré úseky maninského pásma.

Vývoj dogeru je takmer úplne shodný s vývojom dogeru vysokotatranských sérií. Krinoidové vápence, ružové a červené vápence s vložkami rohovcov charakterizujú doger vysokotatranského vývoja.

Malm je tiež shodný s vysokotatranským vývojom. Svetlosivé tenkovrstevnaté vápence a slienité vápence, tvoriace konštantné niveau vo vys-

kotatranských sériách, sú pri Humennom mohutne zastúpené. Zo spodnej kriedy vo vysokotatranských sériách sa v literatúre uvádza poloha tmavých vápencov s amonitmi. U nás tejto polohy zodpovedajú vrchné polohy slienitých vápencov a vložka čierneho slienitého vápenca, vyvinutá pod urgónskym gravelovým vápencom.

Nápadne shodný je vývoj urgónu vo forme sivých organogénnych gravelových vápencov s orbitolínami.

Z uvedeného vyplýva, že mezozoikum útržkovito vystupujúce južne od Humenného zpod súľovských slepencov a ležiace severne od subtatranského mezozoika, najlepšie môžeme analogizovať s vysokotatranským vývojom. Pri prehliadke terénu ma A n d r u s o v upozornil, že vývoj týchto útvarov mezozoika južne od Humenného je veľmi podobný vývoju vysokotatranských sérií, ktoré sú mu známe zo Západných Karpát, a priviedol ma k tomuto názoru.

Vnútročné bradlové pásmo

Bradlové pásmo pri Humennom je zastúpené jedine svojím kriedovým obalom. V bradlovom obale bola paleontologicky dokázaná stredná a vrchná krieda. Súvrstvie bradlového obalu vystupuje južne od Kamenice n. Cir. a Modrej n. Cir. v páse vyše 1 km širokom. Od Kamenice n. Cir. smerom na západ je zakryté alúviom Laborca a Cirochy, ďalej k západu vystupuje znova vo vŕškovatom teréne pri Humennom a ťahne sa v neprerušenom páse SZ smerom do doliny Ondavy a Tople (M a t ě j k a—L e š k o, 1953).

Južne od Modrej n. Cir. a Kamenice n. Cir. bradlový obal pozorujeme len z niekoľko málo prirodzených odkryvov, pretože je z väčšej časti pokrytý hrubou sutinovou prikrývkou a andezitovými prúdmi, pod ktoré sa smerom k východu úplne ponára.

V komplexe vrstiev bradlového obalu, na základe niekoľkých orientačných vzorkov, K a n t o r o v á (1953) určila mikrofaunu, ktorá patrí jednak strednej kriede (apt-senoman) a jednak k vrchnej kriede (senón). Autorka týmto u nás vniesla problém dvojakého veku vrstiev, ktoré boli všeobecne počítané k púchovským vrstvám senónskeho veku.

Ako z orientačných rozborov vyplýva, senomanské slieň vystupujú JV od Kamenice n. Cir. Na tejto lokalite bola nájdená asociácia s *Globotruncana apenninica* (R e n z.). Senomanské súvrstvie sa vyznačuje vývojom svetlosivých modrastých slienitých vápencov, hrubých 5—20 cm, a svetlosivých modrastých škvŕnitých slieňov. V polohách bridlíc vystupujú aj vložky viacej piesčito-slienitých, tmavosivých brdlíc s jemnosto-

vým rozpadom. Žiaľ, senomanské vrstvy sú odkryté len v nepatrných odkryvoch, takže charakteristiku ich celkového vývoja nemôžeme podať.

Senoman bradlového obalu v podobnom vývoji z Pienín opísal Horowitz (1926). O stratigrafickej šírke a rozsahu strednokriedových slienov z bradlového obalu pri Humennom zatiaľ nemôžeme hovoriť. Ostáva preto otvorená otázka, či červené až sivé sliene s druhom *Globotruncana apenninica* Renz zastupujú celú strednú kriedu, alebo ide len o spodný senoman, ako ho uvádza Horowitz (1926) z Pienín. V mikroskopickom priereze v tehlovočervených a sivých slienoch okrem globotrunkán nachádzame množstvo rádiolárií.

V súčasnej dobe Birkenmajer (1953) podáva nové stratigrafické rozčlenenie obalu bradiel pienínskej série. Popisuje podobné červené a zelenkavé sliene s *Rotalipora apenninica* (Renz.) ako sú u nás vyvinuté. Birkenmajer toto súvrstvie kladie do senomanu.

Senónske púchovské sliene sú vyvinuté v našom území najmä južne od Modrej n. Cir. na úpätí kóty 382 m, a JV od Kamenice n. Cir. nad senomanským súvrstvom, odkiaľ ich Kantorová (1953) faunisticky dokázala. V senónskych slienoch medzi globotrunkánami prevláda druh *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli. Petrograficky sa tieto sliene neodlišujú od slienov popísaných zo západných Karpát ako púchovské sliene.

V súvrství vystupujú prevažne polohy aj vyše 10 m hrubých tehločervených a svetlosivých slienov. Ojedinele a nepravidelne, niekde na vzdialenosť $\frac{1}{2}$ —1 m od seba sú vyvinuté silno vápnité pieskovce. Pieskovce javia niekde tendenciu častého striedania, čím vytvárajú polohy s prevahou pieskovcov. Lavice pieskovcov sú obyčajne silno vápnité, hrubé od 5—50 cm, za čerstva modrosivej farby, svetlosivo alebo žltosivo zvetrávajúce. Na oboch stranách pieskovcov nachádzame hieroglyfy obyčajne typu *Bullia*.

Paleogén

Centrálne karpatský paleogén

Jeho charakteristickým znakom je transgresia lutétu na rozličné členy mezozoika tu vyvinutých tektonických jednotiek. Jeho vrstvy ležia diskordantne na vyššom neokome — golte humenského subtatrika a na rozličných členoch vysokotatranského pásma.

V našej oblasti tento paleogén má všetky analógie a podobnosti s vývojom paleogénu centrálnych západných Karpát. Jeho faciálny vývoj je veľmi pestrý. Predovšetkým je tu mohutný vývoj slepencov súľovského typu. Na báze týchto slepencov na dvoch miestach pozorujeme organogénne vápence. Okrem toho je vyvinutý v dvoch pásoch nad bazálnym súvrstvom mohutný komplex bridličnato pieskovcového súvrstvia flyšového vývoja, ktorý pripomína podhol'ný flyš (flyš podhol'anský u poľských autorov).

Organogénne vápence

Na niekoľkých prirodzených odkryvoch na báze súľovských slepencov sú vyvinuté vápence s rozličnými zvyškami organizmov rastlinných, ako aj živočíšnych. Ide pravdepodobne o stratigraficko-faciálne šošovky v slepencovom súvrství, ktoré laterálne vyznievajú v súľovskom slepenci.

Na ľavom brehu potoka Ptavy nad cestou, ktorá vedie z Humenného do Porúbky v lomku, pozorujeme do sivých a ružových krinoidových vápencov vysokotatranskej série zavrásnený vrstevnatý vápenec. Jeho celková hrúbka je asi 2–3 m. Vápenec je modrosivej farby, vrstevnatý, v laviciach 5–10 cm hrubých. Zhora ho obklopujú ružové vápence s rohovcami, od spodu sivé a ružové krinoidové vápence dogeru.

Organogénne vápence v mikroskopickom priereze majú charakter jemnopiesčitých vápencov so zrníčkami angulárneho tvaru, ponorenými do vápnitej hmoty. Medzi zrnkami vápenca vo výbruse pozorujeme množstvo živočíšnych a rastlinných úlomkov a zvyškov. Dobre zachované sú schránky numulitov, diskocyklín a lithotamnií (tab. LVI).

Na pravom brehu Ptavy organogénne vápence vytvárajú útes, ktorý sa formuje na najzápadnejšom výbežku rássochy masívu „Drina“, ktorá smeruje na západ od kóty 327 m. V útese sú odkryté pri podloží svetlosivé jemnopiesčité vápence v laviciach hrubých 2–3 m.

Na južnej strane asi v polovičnej výške celého odkryvu vápence sa stávajú vrstevnatejšie v laviciach 10–20 cm hrubých a objavujú sa v nich úlomky a valúny staršieho mezozoika, čím vytvárajú brekciovito-slepencovú polohu. Smerom k nadložíu nad touto polohou vystupuje ešte raz lavica piesčitého vápenca hrubá asi 2 m. Prechod do nadložných súľovských slepencov je pozvoľný. Nad najvyššou masívnou lavicou vápenca v útese na pravom brehu Ptavy pozorujeme, že vápenec sa stáva viac vrstevnatejším (v laviciach 20 m hrubých) a k nadložíu viac a viac priberá valúnový materiál. Typický súľovský slepenec nad brekciovitou polohou v opísanom odkryve už nepozorujeme.

Útes z južnej i severnej strany je oderodovaný s rôznymi bočnými dolinami. Za to však východnejšie ku kóte 327 m súľovský slepenec prevláda, tvoriac tak hlavnú masu rássochy.

Organogénne vápence sú za čerstva svetlosivej farby, jemnozrnnopiesčité, vetrajúce do svetlosiva a oranžova. Sú húževnaté a popreťkávané sieťou druhotného kalcitu. Vystupujú v laviciach mocných až 3 m; niekde sú viac vrstevnaté a uzatvárajú brekciovito-slepencové polohy mocné 2–3 m. V nich sa vyskytujú valúny a úlomky mezozoika. Sú to sivé dolomity, tmavosivé slienité vápence a rozličné vápence sivastých farebných variácií. Niektoré lavice vápencov obsahujú hniezda krinoidov. V mikroskopickom priereze vo vápencoch badať predovšetkým úlomky krinoidov, bryozoi, tiež litomnia a archeolitokamnia a bližšie neurčiteľné druhy foraminifer.

Omnoho viac zastúpeným členom v našom teréne sú slepence súl'ovského typu. Od slepencov opísaných pod menom Súl'ovské slepence sa v podstate nelíšia. Ich súvrstvie sa skladá najmä zo svetlosivých slepencov s pevným, ale nie hojným tmelom. Tmel tvoria drobné zrnká vápencov a dolomitov pospájaných opäť vápnitou hmotou. Valúny patria výlučne vápencovým a dolomitickým horninám. Pochádzajú zo subatrika a z vysokotatranského pásma, ktoré vystupuje pri Humennom. Nebol v nich pozorovaný žiadny exotický materiál. Rozmery valúnov kolíšu od veľkosti ľudskej hlavy do veľkosti niekoľkých cm. V slepencovom súvrství boli pozorované tiež väčšie valúny a bloky, ktoré však nie sú veľmi hojné. Niektoré polohy slepencov pozvoľna prechádzajú do jemnozrnnejších slepencov až hrubozrnných pieskovcov. V drobnozrnnnejších varietách sa často vyskytuje množstvo numulitov. V študovanom území môžeme celkove pozorovať vo vývoji súl'ovských slepencov niekoľko variácií.

Severne od Chlmca nad kostolíkom a západne od Jasenova, pri južnom úbočí vrchu Hurka, sú vyvinuté polohy menej pevne stmelených brekciovitých slepencov. Tieto polohy na oboch lokalitách vystupujú na báze súl'ovského súvrstvia. Sú málo súdržné, ľahko rozpadavé s väčšími valúnikmi a bez zreteľnej vrstevnatosti.

Druhou varietou sú niekoľko 10-metrové polohy súdržného, pevne stmeleného slepenca bez zrejmej vrstevnatosti a s valúnikmi väčšinou o rozmere 2×2 cm. Polohy tohto druhu tvoria hlavné masivy súl'ovského slepenca vyvinutého v našom území. Vytvárajú východné úbočie a hrebeň horského chrbta, ktorý sa tiahne od Chlmca na sever k doline Laborca medzi Jasenovom a dolinou Ptavy. Tieto polohy slepenca, pretože sú mocné niekoľko 10 m, len s nedokonalými stopami po vrstevnatosti a ojedinele s vložkami pieskovcov, majú osobitné formy vetrania. I keď morfológické tvary tohto slepenca nie sú také pitoreskné ako na Považí pri Súľove, predsa sa tu stretávame s tvarmi, ktoré pripomínajú stĺpy a ihlany. V spomínanom horskom chrbte tieto polohy slepencov tvoria kóty Lazy (392 m) a Sokol (440 m).

Inou varietou, v študovanom území najviac zastúpenou, sú polohy, v ktorých prevládajú slepence v laviciach 1—2 m mocných, stredne hrubozrnných a drobnozrnných, ktoré sa striedajú s lavicami rozlične hrubých pieskovcov a s vložkami piesčitých bridlíc. Polohy tohto vývoja môžeme pozorovať západne od Chlmca na báze slepencovitého súvrstvia, ďalej vo vyšších polohách vo východnom úbočí Drina a takmer v celej oblasti južne od Kamenice n. Cir.

Súl'ovské slepence budujú v oblasti Humenného horské pásmo západovýchodného smeru, ktoré tvorí predhorie Vihorlatu od okolia Jasenova pri Laborci po úpätie andezitového masívu Vihorlatu južne od Modrej n. Cir. Maximálny vývoj a hrúbku súl'ovských slepencov pozorujeme v povodí Ptavy. Odtiaľ východným, ako aj západným smerom ich rozvoj sa zmenšuje, na západ rýchle, na východ pozvoľna. V západnej časti terénu na okolí Jasenova vytvárajú výšok Húrka 260 m, na čo sa čiastočne k západu ponárajú pod dolinu Laborca a faciálne k SZ vyznievajú. Hrúbka súl'ovského súvrstvia od doliny Laborca na SZ kolíše len pri niekoľkých metroch, ako môžeme pozorovať v doline Ondavky pri Hudcovciach a sev. od Čičavy v doline Ondavy.

Od doliny Ptavy na východ hrúbka aj rozloha súl'ovských slepencov klesá pozvoľna. Slepence vytvárajú horský chrbát Drinu (388) VZ smeru, paralelne s dolinou Cirochy na severe a potokom Ptanka na juhu. V oblasti Kamenice n. Cir. na juhu budujú ešte pahorkatinu s vrcholom Kamenie, 288 m, na čo smerom k východu čiastočne vyznievajú a súčasne sa ponárajú pod andezitové príkrovy Vihorlatu. Posledné zvyšky súl'ovského slepenca na východe nášho územia vystupujú zpod sute na severozápadnom úbočí Vihorlatu. Tam tektonicky ležia na obale bradlového pásma. Už mimo študovaného územia z oblasti Podhorode a Beňatiny ich opísali H a n o a S e n e š (1952).

Flyšové pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie

Slepencové súvrstvie prechádza pozvoľna do nadložia a vytvára pieskovcovo-bridličnaté polohy. Na niektorých miestach však môžeme konštatovať, že bridličnato-pieskovcové súvrstvie siaha aj do podložia rudimentárneho vývoja súl'ovského slepenca. Súl'ovské slepence laterálne môžu prechádzať do flyšového pieskovcovo-bridličnatého súvrstvia, ktoré tak môže zastupovať bazálny paleogén.

Flyšové súvrstvie sa vyznačuje vývojom mocných polôh slienitých vrstiev. Bridličnaté slieňe majú za čerstva pestré farby. Prevládajú slieňité bridlice tmavo-modrosivej a svetlosivej farby, menej častejšie sú zelenkastosivé. Pri silnejšom zvetrávaní všetky slieňité bridlice dostávajú svetlo-žltohnedý nádych. Niektoré vložky bridlíc sú viac sľudnaté, niektoré hojne piesčité. Rozpad slienitých bridlíc je lastúrny, piesčitých tenkolistovitý.

V bridličnato-slienitých polohách sa nepravidelne striedajú lavice rozlične hrubých pieskovcov. Na severnom a severozápadnom úbočí vrchu Straň, v roklinách potokov, pieskovce v slieňito-bridličnatom prostredí sa

opakujú vo vzdialenosti 1—2 m. Pieskovce v týchto polohách sú vyvinuté v laviciach od 10—50 cm. Sú jemnozrnné, so slienito-vápnitým tmelom, za čerstva modrosivé, hnedožlté, vetrajúce na spodnej ploche s hieroglyfmi. Ojedinelé v týchto polohách sú lavice drobnozrnných slepencov súľovského typu s numulitmi, hrubých asi 60—80 cm a lavice drobnozrnných brekcií s mezozoickým materiálom. Opísané slepence prechádzajú do hrubozrnného pieskovca.

V doline Kamenice (Riky), v oblasti Kamienky, prevládajú slienito-bridličnaté polohy, pieskovce majú len veľmi podradné zastúpenie. Pri Kamenici n. Cir. na severnom úpätí Kamenia (288 m) sú pieskovce pomerne hojné, pričom sú vyvinuté aj lavice 10—30 cm modrosivých do žltohneda navetrávaných piesčitých vápencov.

Hlavný rozvoj bridličnato-pieskovcového súvrstvia sa viaže na okolie Ptičieho a Kamienky, kde tvorí aj nápadnú morfológickú depresiu. Z väčšej časti je však zastreté hlinami a suťou priľahlých vihorlatských andezitových chrbtov. V doline Laborca a Čirochy je zakrytý ich diluviálnymi a aluviálnymi náplavmi. Odkrytý je jedine v riečisku Laborca JV od Humenného pri kóte 175 m a v oblasti Kamenice n. Cir. na juh od bradlového pásma.

Paul (1870), hoci opisuje súľovské slepence od Humenného, nezapodieval sa vekom numulitov, ktoré sa nachádzajú v jemnozrnných slepencoch. Andrusov (1943) analogické súvrstvie na Považí na základe fauny *Nummulites perforatus* d'Orb. kladie do vrchného lutétu.

Zo súľovských slepencov v Poľsku Bieda (1951) medzi inými určil *Nummulites mil-lecaput* Boub. a *Nummulites perforatus* d'Orb. charakteristické pre stredný eocén (v smysle Biedovho stratigrafického ponímania stredného eocénu).

Flyš podhôrny, ktorý v Poľsku v oblasti Vysokých Tatier leží na vápencoch stredného eocénu a nižšej časti vrchného eocénu, má paleontologicky dokázaný vrchný eocén. Stredný eocén je zatiaľ z podhôrneho flyša paleontologicky málo doložený. Súľovské slepence pri Humennom prechádzajú do nadložia do flyšovej fácie, ktoré náležia pravdepodobne paleogénu opísanému ako flyš podhôrny (podhaľanský flyš poľských autorov).

„Magurský“ flyš

Na sever od vnútorného bradlového pásma je v širokom páse vyvinutý paleogén, ktorý sme zvykli zahrňovať do magurskej skupiny flyša. Faciálny vývoj tohto flyša je odlišný od vývoja, ktorý zahrňuje v sebe belo-vežské a zlínske vrstvy.

Paleogén severne od bradlového pásma sa vyznačuje vývojom pieskovcovovo-slepencových polôh, v ktorých lavice pieskovcov a slepencov dosahujú hrúbku aj 4 m. Valúnový materiál slepencov je kryštalický (žuly, ruly, svory) a mezozoický (vápence, slieň a dolomity). V pieskovcovovo-slepencovej sérii vrstiev sa niekoľkokrát nepravidelne opa-

kujú vložky alebo aj polohy bridlíc belovežského vývoja. Smerom do nadložia belovežské súvrstvie prechádza do pieskovcovo-bridličnatej série.

Študované územie dáva pre štúdium vývoja tohto flyša len veľmi málo vhodných profilov. Príčinou je jednak značné rozšírenie pokryvných útvarov, jednak prítomnosť miocénnych sedimentov, ktoré severný flyš zakrývajú. V našom území sú jeho vrstvy odkryté na svahoch a v roklinách vršku Lyska (311) na pravom brehu Cirochy. Podrobnú charakteristiku paleogénu tohto faciálneho vývoja sme podali v práci Matějka—Leško (1953). Pieskovcovo-slepencové súvrstvie s belovežskými polohami kladieme do spodného eocénu (paleocén) až stredného eocénu.

V Modrej n. Cir. v bezprostrednom susedstve burdigal-helvétskej formácie vystupuje v brehu Koniarskeho potoka súvrstvie, ktoré sa vyznačuje vývojom sivých, sivomodrastých mäkkých slienitých bridlíc, ktoré tvoria hrubé polohy bez pieskovcových vložiek. Pozorovateľné boli jedine prúžky jemnopiesčitých vložiek, hrubých 3—10 cm. Mikrofauna z týchto vrstiev „magurského“ paleogénu zdá sa, že ukazuje na vrchný eocén.

Neogén

Sedimentárny miocén

V staršej literatúre nikde nenachádzame zmienku o sedimentárnom neogéne na severozápadných úbočiach Vihorlatu. Celá táto oblasť na geologických mapách je zakresľovaná ako paleogén.

V lete r. 1950 spoločne s Dr. Ivanom sme prehliadli územie pri Modrej n. Cir. a zistili sme, že na severozápadnom úpätí Vihorlatu je zastúpený tiež sedimentárny miocén. O rok neskôršie na okolí Modrej n. Cir. pracoval Ing. Dr. Čechovič. Svoje výsledky podal v niekoľkých správach, ktoré však neboli vždy jednotné.

V zpráve zo dňa 25. VI. 1951 Čechovič (1951) považujú sivé sfudnaté sliene šlírovej fácie za helvét, sivozelenkasté íly za tortón. O stratigrafickom postavení pieskovcovej formácie na lokalite „Tatry“ sa autor nevyjadruje. V článku Čechovič (1952) zo dňa 20. IV. 1952 pieskovcovú formáciu na lokalite „Tatry“ pokladá buď za sladkovodný tortón, buď za burdigal alebo za helvét. Zvrásnené sedimenty zaraďuje do kriedy.

Po Ing. Dr. Čechovičovi na jeseň r. 1951 som sa ujal terénnych prác na okolí Humenného a taktiež Modrej n. Cir. a pokračoval som vo výskume aj v r. 1952. Obsahom tejto kapitoly sú výsledky, ku ktorým som dospel za spolupráce so svojimi priateľmi Dr. Bystrickou a Dr. Senešom.

Južne od Modrej nad Cir. zpod andezitových príkrovov vystupujú sedimenty miocénu. Môžeme tam rozlíšiť celkom dve miocénne formácie:

- a) formáciu burdigal-helvétsku,
- b) mladšiu miocénnu formáciu.

Formácia burdigal-helvétska

Predstavuje veľmi pestrý sedimentárny útvar. Odkrytá je v prirodzených odkryvoch roklín Koniarskeho potoka, južne od Modrej n. Cir. a v paralelných potokoch, ktoré stekajú k severu zo severozápadného svahu Vihorlatu. Formácia burdigal-helvétska pozostáva zo slepencov, pieskovcov a slieňov, ktoré sa medzi sebou nepravidelne striedajú. Slepence sú vyvinuté jednak v laviciach 50—150 cm hrubých, jednak tvoria v slienitom prostredí šmuhovitý pásy a nepravidelné sľuky valúnov. Lavice slepencov majú slepencovitý alebo tiež slienito-piesčitý tmel, sú málo súdržné a preto sa ľahko rozpadávajú. Valúnový materiál pozostáva z valúnov od veľkosti zrna 2×2 cm do veľkosti 20×20 cm. Pochádza z hornín mezozoických, zo súľovských slepencov, z paleogénnych pieskovcov a z červených až sivých slieňov kriedy bradlového obalu. Kryštálický materiál v nich nebol pozorovaný.

Pieskovce tvoria vložky 20—80 cm hrubé, za čerstva modrastosivé, svetlosivé alebo okrovožlté zvetrávajúce. Lavice pieskovcov sú obyčajne drobnozrnné s listovým alebo s krivolupenate lastúrnatým rozpadom. V jednej lavici pieskovca, ktorá vystupuje v slienitom prostredí v brehu Koniarskeho potoka, bola najdená pekténová fauna.

Hlavnú masu burdigál-helvétskej formácie reprezentujú polohy slieňov s rozlične piesčitou prímесou. Južne od Modrej v Koniarskom potoku, v susedstve slepencov, sú vyvinuté sivozelenkasté slienité íly bez zreteľnej vrstevnatosti. Hlavné polohy slieňov vystupujú vo vyšších polohách burdigal-helvétskej formácie. Medzi slieňmi pozorujeme zelenkastosivé slieňe, sivohnedasté slieňe, jemnopiesčité bez zreteľného zvrstvenia a jemnopiesčité sivomodrasté slieňe s bohatou faunou pekténov. V polohách slieňov sú nepravidelne vyvinuté lavičky pieskovcov 10—20 cm hrubých. V slieňoch a medzi lavičkami pieskovcov sem i tam nepravidelne sú vyvinuté 2—5 cm hrubé podlhovasté šošovky uhlia.

Sedimenty tejto formácie sú silne zvrásnené a tektonicky stlačené. Zvrásnenie môžeme dobre pozorovať na polohách a laviciach pieskovcov a slepencoch.

Vek týchto útvarov sa nám zatiaľ bezpečne a presne nepodarilo stanoviť. J. Seneš (1953) spracoval pekténovú faunu, z ktorej určil:

Chlamys macrotis Sow., *Chlamys* cf. *scabrella* Lmk., *Turritella trincincta* Bors., *Haustator* cf. *desmarestinus mediosubcarinata* Myl.

Ako Seneš tvrdí, fauna nie je taká typická, aby sme na jej základe mohli presne usudzovať na burdigalskú alebo helvétsku sedimentáciu. V. Kantorová (1953) sa zaoberala mikrofaunou tejto formácie a kon-

štatovala, že okrem preplavenej fauny kriedových globotrunkán žiadna iná autochtónna mikrofauna v sedimentoch pri Modrej nie je obsažená.

Andrusov (1938) opisuje z bradlového pásma západných Karpat posledné horizontné pochody z konca helvéty a z počiatku tortónu. Keď uvážime, že miocénne sedimenty pri Modrej n. Cir. sú zvrásnené a vyvinuté v susedstve bradlového pásma a s ním spätého paleogénu, musely byť postihnuté štýrskou fázou vrásnenia a preto sú tieto sedimenty spodnomiocénne a predtortónske. Kuthan (1943) slepencové útvary vyvinuté pri južnom okraji paleogénu v oblasti Vranova a Merníka kladie tiež do burdigalu. Burdigal na Slovensku je transgresívny, reprezentovaný vývojom slepencov a paleontologické štúdiá Senesove neodporujú domnienke, že by pektény nemohly byť helvétske.

Nemáme žiadne vážne príčiny, ktoré by nám zabráňovali celú zvrásnenú formáciu so slepencami, pieskovecami a slieňmi južne od Modrej n. Cir. zaradiť do burdigalu až helvéty. Podľa petrografického charakteru hornín a faunistických nálezov zvrásnené sedimenty južne od Modrej n. Cir. predstavujú pobrežnú morskú formáciu.

Mladší miocén

Nad zvrásneným miocénom (burdigal-helvétskym) pri Modrej n. Cir. diskordantne spočíva pieskovcová formácia. Je vyvinutá východne od Modrej n. Cir., kde vystupuje asi 1 a 1½ km od dediny na lokalite „Tatry“ a ďalej na východ sa tiahne v úzkom páse pozdĺž severozápadného úpätia Vihorlatu južne od Dlhého n. Cir. Juhovýchodne od Dlhého n. Cir. vytvára kótu Hradisko (478). Východnejšie pri oblúku Vihorlatu sedimenty tejto formácie som nepozoroval.

Asi 1 km V—JV od Modrej n. Cir., v jednej zo svahových roklín, v podloží pieskovcovej formácie, vystupujú tiež modrasté piesčité slienité íly.

Na lokalite „Tatry“ v brehu nad roklinou je odkrytá asi 10—12 m vysoká stena mohutného, ľahko vetrajúceho pieskovca. Na úpäti brehu sa vytvárajú piesky. V pieskovci asi na vzdialenosť 50—70 cm sú vyvinuté slepencovité šmuhy, mocné 10—15 cm. Valúnový materiál slepencovitých šmúh sa skladá hojne z valúnov súľovského slepenca, z paleogénnych vápnitých pieskovcov a ojedinele tiež z valúnov kremeňa a rohovcov, ktoré pravdepodobne prechádzajú z exotík flyšového pásma. Andezity v nich neboli pozorované. Vo vrchných polohách pieskovcovej polohy (asi pol metra) pod suťou sú vyvinuté dve 10—20 cm hrubé vložky slienitých sivomodrastých bridlíc s drobným rozpadom. Vrstvy sú mierne, asi 10—15°, uklonené k SZ.

Ani mikrofauna, ani makrofauna v pieskoch a v pieskovci sa nenašla. V bridličnatých vložkách bola nájdená mikrofauna, ktorú spracovala Dr. H. Bystrická. Medzi preplavenými formami z okolitých púchovských slieňov (*Uvigerina pygmaea* d'Orb., *Globigerina* sp.) našla *Rotalia beccari* Linné, *Tapes* cf. *gregaria* v jadrách, *Elphidium* a iné. Zatiaľ nájdená mikrofauna a makrofauna nerozhoduje jednoznačne o veku týchto vrstiev. Môže sa vyskytnúť v tortóne, ako aj v sarmate.

Vulkanický miocén

Juhozápadný okraj študovaného územia náleží eruptívnym horninám Vihorlatu. Lávové prúdy andezitov sa striedajú s polohami brekcií a tufov. Tento zjav môžeme pozorovať v južnejších oblastiach nášho územia.

Podľa petrografických štúdií Dr. Fialu severozápadný okrajový pás vihorlatského masívu budujú pyroxenické andezity mladšej eruptívnej fázy. V nich na našom území vystupuje niekoľko faciálnych variét. V oblasti Kamienky, vo vrcholnej časti vrchu Stráň, nad mocnými polohami andezitových brekcií, sú uložené pyroxenické andezity s pigeonitickým augitom.

Makroskopicky majú drobnú porfyrickú štruktúru, obyčajne s vrastlicami živcov 1–4 mm a menej jasných pyroxénov. Andezity sú tmavosivej farby, sú kompaktné a doskovitej odlučnosti. Živce sú zastúpené bazickými labradormi, pyroxény rombickými hypersténmi a pigeonitickým augitom. Základná hmota je polosklovitá, sivastá a celistvá. Ojedinele sa v nej javia rudné zrníčka, pravdepodobne magnetitové.

V masíve Trislak (774) severovýchodne nad Modrou, vrchné prúdy andezitov patria do skupiny pyroxenických andezitov variety hyperstenovo-lalitických andezitov.

K tejto skupine patria andezity červenkastej farby, kompaktné, s huste porfyrickou štruktúrou. Vrastlice živcov náležia bazickým labradorom, vrastlice pyroxénov jedine hypersténu. Základná hmota je dobre pilotaxitická, v nej je hojne lištičiek andezínu, zrníčka magnetitu, apatitu a niečo ortoklasu. Andezity tejto variety sú veľmi podobné hypersten-augitickým až na neprítomnosť augitu vo vrastliciach.

Miocénny záliv severne od bradlového pásma pri Modrej n. Cir. môže pre stanovenie veku vihorlatských andezitov priniesť jedno kritérium. V komplexe pieskov a pieskovcov mladšieho miocénu sú vyvinuté vložky slienitých bridlíc. Zatiaľ okrem preplavených kriedových druhov nie je z nich bezpečne známa fauna, podľa ktorej by sa s určitosťou dalo rozhodnúť, či ide o vrstvy tortónskeho alebo sarmatského veku. V slepenkových šmúhach týchto vrstiev som nenašiel žiadne valúniky andezitov.

Práve tak aj vo vložkách bridlíc nebolo možné pozorovať tufový prínos. Z toho vyplýva, že andezitové príkrovy severozápadného okraja Vihorlatu pri Modrej n. Cir. a širšieho okolia sú mladšie ako vrstvy mladšieho miocénu pri Modrej n. Cir. Konečné a celkové stratigrafické začlenenie vulkanitov masívu Vihorlatu potrebuje ešte ďalšie výskumné práce tak zo severných, ako aj z južných okrajových pásiem.

Štvrtohory

Štvrtohorné pokryvné útvary nášho územia majú značné rozšírenie a zaberajú pomerne široké plochy. Príčinou vývoja týchto útvarov je jednak bezprostredná blízkosť územia k spodnej eróznej základni, jednak petrografický charakter hornín, ktorý usnadňuje ľahký a rýchly proces zvetrávania. Ide najmä o tieto štvrtohorné útvary:

1. riečne terasové náplavy,
2. náplavové kužele, eluviálne a svahové hliny,
3. sutiny a sosuvy.

Diluviálne riečne terasové náplavy na liste Humenné sú rozšírené v pomerne širokom páse v doline Laborca a Cirochy. Lemujú humenské predhorie Vihorlatu oblúkovite od oblasti Jasenova na východ po oblasť Kamenice n. Cir. k S a k SV. Od recentnej aluviálnej nivy Laborca a Cirochy sú oddelené výrazným morfológickým stupňom, ktorý pri Laborci po sútoku s Cirochou je vysoký asi 20 m. Nad týmto stupňom sa rozkladá široká plošina až k úpätiu predhoria Vihorlatu. Terasové plošiny vykazujú složitú stavbu. Asi do výšky 10 m nad alúviom terasa je budovaná štrkami z andezitových valúnov dokonale ováľaných od veľkosti 1×1 cm do veľkosti ľudskej hlavy. Nad touto úrovňou sú rozložené hliny hnedočervenej farby a bez akýchkoľvek valúnkov. Nad hlinou po celej ploche terasy možno pozorovať valúniky tvrdších pieskovcov a rohovcov. Akú hrúbku zadržiavajú hliny po celej ploche terasy, je ťažko zistiť, pretože nemáme po ruke sondy a okrajový breh terasy je poväčšine zastretý eróziou a zakrytý hlinami.

Ešte značnejšie sú v našom území rozšírené aluviálne riečne náplavy. Rieky Laborec a najmä Cirocha majú už hodne vysoko severne nad Humenným rozložené svoje korytá v širokých aluviálnych nivách. Náplavy týchto vodných tokov sa skladajú zo štrkov, piesku a najmä hĺn. Štrky sa skladajú z valúnov andezitov, tvrdších pieskovcov, rohovcov a odolnejších ílovcov. Hrúbka aluviálnych náplavov Laborca a Cirochy dosahuje niekde aj cez 10 m, pretože koryto týchto riek okrem jedného úseku pri Humen-

nom nedoseda na skalný podklad vo veľkej vzdialenosti smerom proti prúdu.

Široké aluviálne náplavy vytvorili si aj Ptava a Kamenica (Rika). Materiál týchto náplavov je len málo odlišný od náplavov hlavných tokov.

Pri vyústení postranných potokov do dolín sa vytvorili náplavové úpätné kužele. Vďaka stálemu prínosu materiálu sa tieto zachovali napriek stále živej postrannej erózii hlavných tokov aj v recentnej dobe. Úpätné kužele pozorujeme najmä v oblasti vývoja súľovských slepencov, ktoré predovšetkým poskytujú vhodné podmienky pre ich formovanie.

Eluviálne hliny sú na liste Humenné značne rozšírené. Vďaka snadnému zvetrávaniu a rozrušovaniu najmä flyšového súvrstvia centrálnie karpatského paleogénu tvorí sa na tomto rozlične hrubá prikrývka eluviálnych hlin. Tam, kde reliéf je viac sprehýbaný s viac sklonenými svahmi, eluviálne hliny sliezajú po svahu a vytvárajú svahové hliny, ktoré lemuja okraje svahov od aluviálnych nív. Svahové hliny dosahujú hrúbku aj niekoľko metrov.

Na svahoch a miernych úbočiach vo vyšších zónach svahové a eluviálne hliny prechádzajú do hlinito-kamenitej sute. Pretože v prírode v týchto útvaroch je málo prirodzených odkryvov, boli hliny a sute kartograficky rovnako označované.

Vo vrcholových pásmach študovaného územia na príkrých horských svahoch nájdeme výslovne kamenité sute. Pekne sú vyvinuté v pásme vývoja súľovských slepencov a na severozápadných úbočiach andezitového vihorlatského masívu.

V oblasti súľovských slepencov sa sut' tvorí z uvoľnených valúnov, vápencov a dolomitov, čím svojou povahou sa približuje štrkom. Z vyššie položených pásem sut'ový materiál jednak vlastnou váhou, jednak občasným prívalom povrchovej vody je zanášaný do roklín, kde vytvára sut'ové kužele, ktoré pri dolnom ukončení pred vyústením do dolín prechádzajú v náplavové kužele. Podobne hrubá prikrývka kamenitej sute sa vytvára pod strmými svahmi a príkrými stenami andezitov.

Hrubé masy andezitových príkrovov, často kvádrovitej odlučnosti, ležia na menej odolnom podloží, napr. na flyšovom súvrství, na andezitových brekciách, tufoch a p. Podložie v porovnaní s andezitovým príkrovom zvetráva omnoho rýchlejšie. Preto tam, kde sa striedajú andezity s brekciami, vytvárajú si tieto na čelách a okrajoch skalné srázy a steny alebo strmé svahy. Čelá a okraje andezitových príkrovov sa vetraním rozpuškávajú a rozpadávajú na bloky a menšie kusy, ktoré sa na úpätí shromažďujú vo forme skalných štrkov a blokových sutín. Takým spôsobom sutiny vytvárajú plynulý pás na úbočí andezitového masívu Vihorlatu. Tieto sutiny do nižšie položených zón prechádzajú vo forme jemnejšej hlinito-kamenitej sute, ktorej úlomky sú však vždy ostrohranné.

Na mnohých miestach severozápadného svahu Vihorlatu pozorujeme formovanie kamenných prúdov, ktoré v nižších polohách prechádzajú do normálne korytovito prehnutých úvalín.

Sosuvy v našom území sa viažu najmä na svahy Vihorlatu. V oblasti vývinu súľovských slepencov a flyšového goltu mezozoického pásma sosuvy temer nenachádzame. Na severozápadnom svahu Vihorlatu sa vyskytujú sosuvy dvojakého druhu.

V oblasti rozšírenia paleogénu vo flyšovom vývine bradlového obalu a miocénneho slienitého suvrstvia v susedstve andezitových príkrovov dochádza často k sosúvaniu pokryvných útvarov po namočenom nepriepustnom bridličnatom podklade. Ide najmä o sosúvanie hlinitých a hlinitokamenitých sutín. Sosuvy tohto druhu sú rozšírené na severozápadnom svahu vrchu Stráň na juhovýchod od Ptičieho, pri Kamienke a juhovýchodne od Modrej n. Cir.

Na čelách a okrajoch andezitových výlevov dochádza často k odtrhávaniu sa celých krýh andezitových brekcií, ktoré vo forme sosuvov sliezajú po mierne uklonených svahoch. Tento zjav pozorujeme najmä tam, kde andezitové prúdy a andezitové brekcie ležia na paleogéne centrálne karpatského flyša. Vyskytujú sa najmä východne od Kamienky na západnom svahu Stráň a juhovýchodne od Ptičieho.

TEKTONIKA

Horotvorné pochody, odohrávajúce sa na našom území, môžeme začleniť do dvoch hlavných etáp:

- a) horotvorné pochody, ktoré sa odohrávaly pred paleogénom,
- b) horotvorné pochody, ktoré sa dialy po paleogéne.

Fázy predpaleogénnych vrásnení

Predpaleogénnymi fázami vrásnenia v našom teréne bolo postihnuté pásmo subtatrika, pásmo vysokotatranské a bradlové pásmo. Pre rudimentárnosť vývoja druhohorných útvarov v našom území nemôžeme rozlíšiť jednotlivé fázy predpaleogénnych vrásnení a musíme ich výsledné účinky zahrnúť pospolu.

Zo subtatrika pri Humennom zaoberal som sa jedine jeho najvyšším členom — goltom. Podľa vymapovania Z. Rotha toto súvrstvie nevystupuje na juhu Humenského pohoria. Je vyvinuté iba na severnom, čelnom obmedzení celého subtatranského vývoja. Je detailne zvrásnené a javí komplikovanú stavbu. Ako Roth podáva, celková stavba humenského

subtatrika má charakter predpaleogénny, vrásovej štruktúry. Subtatrikum bolo zatlačené od juhu k severu, silne tektonicky stlačené, pričom niektoré série boli podrobené torzným pohybom v smere pohoria po temer horizontálnych polohách (R o t h, 1940).

Vysokotatranské pásmo, podobne ako humenské subtatrikum, už v predpaleogénnom vrásnení nadobudlo svoju základnú tektonickú štruktúru. Tvorí antiklinálny pruh uklonený k severovýchodu. Jeho severné krídlo na niektorých miestach bolo úplne tektonicky vyvalcované.

Kým v severozápadnom úseku vysokotatranské pásmo má na obidvoch krídlach vyvinutý urgónsky vápenec, v juhovýchodnom úseku urgón nie je vyvinutý, pričom útvary doger-malm-neokomu sú tam vyvinuté len v južnom krídle. Vysokotatranské pásmo pri Humennom v predpaleogénnej dobe tvorilo pravdepodobne úzky súvislý antiklinálny pás. Paleogénnou sedimentáciou bol zakrytý a neskoršie eróziou sa vytvoril pruh jeho ostrovkovitých výskytov.

Vnútné bradlové pásmo je zastúpené iba bradlovým obalom a buduje pomerne malú časť terénu. Nemáme dôvod neprijímať horotvorné procesy v bradlovom pásme na našom území pred eocénom tak, ako ich opisuje D. A n d r u s o v (1938). Centrálné karpatský eocén transgreduje pri Humennom súčasne cez predpaleogénnymi pohybmi zvrásnené vrstvy subtatranskej a vysokotatranskej tektonickej jednotky.

Popaleogénne fázy vrásnenia

Horotvorné pochody pri konci oligocénu a začiatkom miocénu vpečatili konečný štruktúrny charakter tak starším tektonickým jednotkám, ako aj centrálné karpatskému paleogénu a magürskej flyšovej skupine. Centrálné karpatský flyš bol spoločne vrásnený so starším mezozoickým podkladom.

Vo vysokotatranskom pásme sa tieto horotvorné pochody tiež prejavili. V odkryve pri ceste z Humenného do Porúbky eocénne numulitové vápence sú zvrásnené do dogermalmu vysokotatranskej jednotky. Výsledkom paleogénnych horotvorných pochodov je vytvorenie brachyantiklinály mezozoika Humenského pohoria (M a t ě j k a — A n d r u s o v, 1931).

V centrálné karpatskom flyši severne od tejto brachyantiklinály sa vytvoril ďalší antiklinálny pruh západovýchodného smeru. Tiahne sa temer nepretržite od doliny Laborca do oblasti južne od Kamenice n. Cir., kde niečo severnejšie od Kamienky sa ponára východným smerom pod príkrovy andezitov. Týmto smerom šírka pruhu súľovských slepencov v jadre antiklinálneho pásma sa nápadne zmenšuje a mohla by nasvedčovať porušovaniu antiklinálnej osi k východu. Tento zjav môže byť však podmie-

nený vykliňovaním sa súľovských slepencov k východu. Os tejto antiklinály v západnom úseku je nevýrazná a viažuc sa na eocénne vápence západne od kóty 327 prebieha asi pruhom vysokotatranských ostrovkov. Od údolia Ptavy do doliny Kamenice, prechádza k východu chrbtom Driny a ďalej na východ cez vršok Kamenie 288 m. Južné krídlo antiklinálneho pruhu budujú slienito-pieskovcové polohy eocénneho flyša, ktoré sa od Chlmca v širokom páse tiahnu na východ cez Kamienku, kde sa ponárajú pod výlevy andezitov. Úklon vrstiev v tomto krídle je obyčajne medzi 40—80° k juhu alebo k juhozápadu.

Severné krídlo antiklinály od doliny Laborca južne od Humenného do okolia Hažina je málo výrazné, pretože je alebo zakryté hrubou prikrývkou terasových náplavov Laborca a Cirochy alebo sa nachádza v blízkosti bradlového pásma, ktoré pri jej severnom okraji vystupuje na povrch. Východy slienito-bridličnatých polôh paleogénu severného krídla môžeme pozorovať v riečišti Laborca asi 600 m východne od mosta cez Laborec. Toto krídlo sa nápadnejšie rysuje od okolia Hažina po Kamenicu n. Cir. V tomto úseku na severnom, ako aj na južnom krídle antiklinály súľovských slepencov sú vyvinuté slienito-bridličnaté polohy. Pri Kamenici n. Cir. a v doline Kamenice vrstvy na severnom krídle sa skláňajú 40—50° k severu, takže antiklinálny pruh v tomto úseku nadobúda charakter symetrickej klenbovitej stavby.

Južne od Kamenice n. Cir., na východnom svahu Kamenie 288 m, môžeme pozorovať rozpad vápencových blokov (asi malm — titónskeho veku). Je pochybnosť, či tieto vápence patria k mezozoickému podložíu súľovského slepenca, alebo ide len o bloky nadmiernej veľkosti zo súľovských slepencov.

V oblasti bradlového pásma popaleogénne vrásnenia sa bezpodmienečne značne preukázali. V našom teréne vystupuje, ako je tomu už od Skrabského pri Humennom, iba jeho plastický obal (senoman a senón v bridličnatom vývoji) a bradlové pásmo sa redukuje na šírku sotva jedného km. Súvrstvie bradlového obalu je značne prevrásnené, pričom pravdepodobne je prevrátené k juhozápadu.

Z úseku juhovýchodne od Kamenice n. Cir., kde v študovanom teréne bradlový obal je odkrytý v najširšom profile, najlepšie môžeme usudzovať na jeho všeobecnú štruktúru. V jeho severnom pruhu sú vyvinuté senomanské pestré slieky s vápencami. Vrstvy sú uklonené k severovýchodu 60—80° uhlom. Od nich na juh v širšom pásme vystupujú už len senónské púchovské slieky. Úklon púchovských slieňov podobne ako senomanských je k severovýchodu 60—80°. Uplatňuje sa tu v bradlovom obale analogická štruktúra, ako ju popisuje Andrusov (1938) v západných Karpatoch, čo značí, že vrásy bradlového pásma v dôsledku poeocénnych horotvorných pochodov boli posunuté a prešmykované k juhu.

Prevrátenie vrstiev bradlového obalu senomanu, ako aj senónu k juhu, juhovýchodne od Kamenice n. Cir. je dôkazom tendencie sunutia bradlových štruktúr smerom na juh.

Dôsledkom poeocénnych horotvorných pochodov popaleogénne jednotky „magurská“ na severe, centrálne karpatská na juhu v našej oblasti sa priblížily k sebe až na vzdialenosť 1 km. Nikde som však nepozoroval ich bezprostredný styk. Popaleogénne vrásnenia udaly charakter terajšieho styku centrálne karpatského flyša s bradlovým pásom. Ako opisuje A n d r u s o v (1938) v západných Karpatoch, pôvodná transgresívna diskordancia južného paleogénu na bradlové pásmo bola horotvornými pochodmi pozmenená na tektonickú diskordanciu. Podobný styk južného flyša s bradlovým pásom je pravdepodobný aj v našom území.

Vzťah magurského paleogénu k bradlovému pásmu v našom území pre značné rozšírenie pokryvných útvarov a vývoj miocénnych sedimentov na ich rozhraní nemôžeme pozorovať. Pri okolnosti, že „magurský“ paleogén v bezprostrednej blízkosti bradlového obalu pri Modrej n. Cir. je zastúpený vrchným eocénom, je viac ako pravdepodobné, že styk oboch jednotiek je tektonický.

Popaleogénne horotvorné pochody význačne sa uplatnili v severnom „magurskom“ flyšovom pásme, ktorému daly konečný tektonický ráz.

Naše územie poskytuje len málo vhodných pozorovaní tektoniky „magurského“ paleogénu severne od útesového pásma. Nakol'ko som z málo prirodzených odkryvov pozoroval, tektonika paleogénu severne od bradlového pásma je značne komplikovaná. Pozorujeme, že súvrstvie spodného a stredného eocénu, pieskovcovo-slepencová séria, ako aj vrchný eocén pri Modrej n. Cir. sú alebo svisle vztýčené, alebo prevrátené k juhu, príp. k juhozápadu na bradlový obal alebo pri Modrej n. Cir. na burdigal-helvétsku formáciu.

Účinky štýrskej fázy karpatského vrásnenia sa uplatnili v našom teréne na staršom sedimentárnom miocéne pri Modrej n. Cir. Vrstvy sú tam silne stlačené a detailne prevrásnené. Ich úklon je obyčajne 40—85° na severovýchod, čo je badať najmä na laviciach slepencov a pieskovcov. Na nich diskordantne spočívajú len mierne uklonené a vrásnením neporušené vrstvy mladšieho miocénu, zatiaľ presne nezisteného veku (tortón? sarmat?).

MORFOLOGICKÝ VÝVOJ TERÉNU

Morfológický vzhľad reliéfu širšej oblasti Humenného je výsledkom práce exogénnych síl, denudácie a normálnej riečnej erózie. Boly vypreparované tvary, ktoré sú podmienené a závislé od odolnosti geologických

útvary voči erózii. Táto stvárňovala územie od neogénnych dôb. Celkove na území pri Humennom môžeme rozlíšiť: tvary normálnej riečnej erózie, denudačné tvary a prechodné tvary.

Tvary denudačné a prechodné

K tvarom denudačným a prechodným k normálnej riečnej erózii v študovanom území môžeme počítať skalné steny, srazy a bloky andezitových hornín. Andezitové prúdy Vihorlatu na severozápadnej strane ležia na pomerne málo vzdorovitých horninách, ktoré od JZ k SZ sa postupne a diagonálne ponárajú pod andezity. Na juhu terénu sú to útvary podhľadného flyša, severnejšie bradlový obal, miocénne sedimenty až nakoniec najsevernejšie flyš magurskej skupiny. Všetky vymenované série sú voči eróznym činiteľom nepomerne menej odolné, ako nadložné andezity. Preto čelá a okraje andezitových príkrovov sú obrábané pomalšie ako ich podklad a tak v prírode morfológicky vysoko prevyšujú územie. Pretože zvetrávanie a transport zvetrávaním z ich podložia je pomerne rýchly, čelá a okraje andezitových príkrovov v eróznom procese za nimi nestačia, formujú sa pri ich okrajoch srázne steny a srázy. Zvetrávanie okrajov andezitových príkrovov nepostupuje všade rovnomerne, pretože využíva pukliny a diaklázy, ktoré za pomoci atmosférických činiteľov rozširuje. Na čelách príkrovov zo stien sa postupne vytvárajú andezitové výklenky a ojedinelé bloky. Pretože andezitový masív Vihorlatu má stratovulkanický charakter stavby, vertikálnym smerom sa striedajú prúdy andezitov s polohami andezitových brekcií a tufov, srázne steny sa vytvárajú obyčajne len na každej andezitovej polohe. Na brekcie sa viažu iba srázne svahy pokryté sutinami. Andezitové steny, srázy a výklenky viac a dokonalejšie sú vyvinuté vo vyšších polohách, čo je celkom prirodzené, lebo v nižších polohách sa shromažďuje veľké množstvo sutiny, ktorá ich čiastočne zakrýva. Tieto tvary sa vyskytujú v našom území v severovýchodnej časti územia pod Trislakom (774). Domnievam sa, že aj známy „Sninský kmeň“ (1007) vznikol podobným spôsobom. Je zaujímavým zjavom, ako som v študovanom území v úseku Vihorlatu pozoroval, že tieto tvary sa vyskytujú najmä pri vonkajších severozápadných okrajoch andezitových príkrovov. Pravdepodobne na juhovýchodných okrajových zónach andezitový masív Vihorlatu má viac vyvinuté brekcie ako na severe a tiež patrí starším andezitovým výlevom, ktoré boli už dlhšiu dobu vystavené účinkom erózie, preto tieto tvoria len srázne svahy a úbočia.

Pod andezitovými stenami a blokmi sa nashromaždili *svahové a úpätné*

sutiny. Na severozápadnom úbočí Vihorlatu tvoria plynulý pás, ktorý sa skladá z ostrohranných úlomkov až blokov andezitov. Vytvárajú sa vždy na brekciovitých polohách alebo na úpätí nad sedimentárnymi horninami, ktoré sa ponárajú pod Vihorlat.

Mocné úpätné a svahové sute sa formujú aj v oblasti vývoja súľovských slepencov. Lemujú svah od doliny potoka Ptavy, na severnom obmedzení súľovských slepencov prechádzajú do terasovej plošiny Laborca a Cirochy. Vyvinuté sú tiež na západnom svahu vrcholov Sokola (442) a Lazy (392). V oblasti súľovských slepencov na niektorých miestach materiál týchto sutín sa sústreďuje do úžľabín a roklín, čím sa vytvárajú *sut'ové prúdy*.

V andezitových oblastiach sa tvoria podobné kamenné prúdy z andezitového materiálu. Vyskytujú sa na svahoch v sotva znateľných spriehyboch. Materiálom týchto prúdov sú temer ostrohranné kusy až bloky andezitov, najviac sústredené pri dolnom konci. Svahová voda sústavne odnáša jemný materiál zvetranín zo spriehybov, v dôsledku čoho ostávajú kamenné pásy len na svahoch. Na dolnom konci týchto kamenných pásov alebo v nevel'kej vzdialenosti nižšie od nich na jar a za vlhkejších ročných období vyviera zpod nich voda. Niekoľko takýchto prúdov môžeme pozorovať na svahoch vrchu Stráň v oblasti Ptičieho, v oblasti Modrej n. Cir. a Dlhého n. Cir., na stráňach Trislaku (774).

Tvary normálnej riečnej erózie

Morfologický vzhl'ad územia pri Humennom má charakter reliéfu vy-modelovaného normálnou riečnou eróziou, závislou od štruktúry geologických jednotiek a od odolnosti jednotlivých útvarov.

V našom území sú nápadné dve kotliny, jedna juhozápadne od Humenného, druhá pri Ciroche, medzi Kamenicou n. Cir. a Dlhým n. Cir. (tab. LIV). Obidve sú podmienené geologickou štruktúrou a odolnosťou hornín voči erózii.

Kotlina na V a JZ od Humenného má elipsovité tvar juhozápadného-severovýchodného smeru. Pri juhozápadnom okraji, v oblasti Brekova, kotlina sa nápadne zužuje, pretože ju k tomu núti pásmo odolných hornín mezozoika (vápence a dolomity). Podobne je tomu pri severovýchodnom obmedzení na okolí Humenného. Zúženie kotliny je tam zapríčinené pieskovcovo-slepencovým pásmom „magurského“ paleogénu a súľovským paleogénom. Tieto pásma hornín nezasahujú do zužovania kotliny tak nápadne ako vápence a dolomity pri Brekove. Humenská kotlina v tomto úseku sa viaže jedine na menej odolné horniny bradlového obalu, t. j. na

slienité bridlice a vrchné slienité partie centrálne karpatského flyša. Od Jasenova na severozápad humenská kotlina zaznamenáva v šírke maximum vývoja. Príčinou širokého tvaru kotliny v týchto miestach je vývin pomerne slabo odolných hornín voči erózii v tomto úseku. Predovšetkým z juhu na severnom okraji mezozoického pásma sú vyvinuté málo odolné gótske slienité bridlice, len s tenkými vložkami pieskovcov. Severnejšie nad nimi je vyvinutý centrálno-karpatský paleogén, v ktorom mohutný komplex súľovských slepencov, počnúc na severozápad od Jasenova sa redukuje do hrúbky iba sotva 2 m mocných lavíc. Centrálno-karpatský paleogén v slienito-bridličnom vývoji bol najvhodnejšou základňou pre vytvorenie širokej panvy na juh a juhozápad od Humenného. Horniny bradlového pásma na severe humenskej kotliny tvoria jej mierne vyzdvižený okraj.

Dolina Cirochy od Humenného na severovýchod je podobne podmienená geologickou štruktúrou a závislá od petrografickej odolnosti hornín voči erózii. Najväčšiu šírku dosahuje v úseku Kamenice n. Cir. a Modrej n. Cir., kde si rieka vytvorila niekoľko km širokú aluviálnu nivu.

Vývoj kotliny siaha do miocénnych dôb. Po ukončení paleogénnych fáz vrásnenia vyzdvižené flyšové pásmo magurskej jednotky a bradlové pásmo boli vystavené erózii v takej miere, že v oblasti dnešného vihorlatského masívu medzi obidvoma geologickými jednotkami vznikla štruktúrálna-erózna kotlina temer západovýchodného smeru. Do tejto kotliny v miocéne vnikalo od juhu more, ktoré ju vyplnilo svojimi sedimentami. Zvyšky sedimentov tohto zálivu vystupujú ešte v okolí Modrej n. Cir. a na juhovýchod od Dlhého n. Cir. Terajšie obmedzenie miocénneho zálivu pokladám za erózne. Rozhodne pôvodné rozšírenie miocénneho zálivu siahalo cez dnešnú aluviálnu nivu Cirochy na západ od Modrej n. Cir. Ak uvážime, že alúvium Cirochy je asi 170 m nad hladinou mora a zvyšky miocénnych sedimentov dosahujú úroveň 300 m nad hladinou mora, musely byť rozšírené aj ďalej na západ, odkiaľ boli eróziou rozrušené a odnesené. K erózii miocénnych sedimentov, v našej oblasti reprezentovaných najmä slieňmi a málo spevnenými slepencami a pieskovecami, došlo v čase po ukončení vihorlatského vulkanizmu, keď erózný cyklus strhla na seba Cirocha. Od tohto času mohla sa vytvoriť široká panva Cirochy pri Modrej n. Cir. a Kamenici n. Cir., pretože mäkké miocénne slieňy a málo húževnaté pieskovce v porovnaní oproti flyšovým útvarom bradlového pásma len málo vzdorovali erózii. Zachovali sa jedine na severozápadných svahoch a úpätí Vihorlatu, kde boli pred eróziou viac chránené. I keď erózia v každom prípade postupovala výberove, predsa zachovávala stálu rovnováhu vo výbere. V daných okolnostiach andezitový vihorlatský masív, jednak vysoko prevyšoval sedimentárny miocén, jednak bol voči erózii oveľa odolnejší,

preto sa sedimenty mohli uchovať na okrajoch v jeho blízkosti. Ich uchovanie napomáhali aj sutiny, ktoré ich vo veľkom množstve a v silných hrúbkach pokrývaly.

Na vývin paleogénnych súľovských slepencov sa viaže pásma vihorlatského predhoria. Tri konzenkventne tečúce potoky Jasenovský, Ptava a Veľká Kamenica (Rika) rozčleňuje toto predhorie na tri horské skupiny v západovýchodnom smere. Skupina Sokola (440) na juh od Humenného, skupinu Humenského (448) a Driny (388) uprostred a málo výraznú najvýchodnejšiu skupinu Kamenie (288).

Skupinu Sokola od Humenského pohoria budovaného subtatranským príkrovom oddeľuje neširoká pozdĺžna dolina medzi Jasenovom a Chlmcom, ktorá bola vymodelovaná na slienitom komplexe goltu. Polohy súľovských slepencov nad slienitým súvrstvom goltu tvoria v prírode výrazný morfológický stupeň. Temer v celom západnom obmedzení súľovských slepencov v skupine Sokola komplexy slepencov vytvárajú pestré morfológické tvary. Najčastejšie sa formujú členené steny, stĺpy a pyramidy.

Na skupine Humenského (448) a Driny (388) sa zreteľne odzrkadľuje antiklinálna štruktúra paleogénnych útvarov. Prejavuje sa zvlášť vo východnej časti horskej skupiny, kde paleogénne slepence v antiklinálnom páse na severnom krídle sa skláňajú k severu, na južnom krídle k juhu. Preto v tejto časti skupiny vrchu Drina (388) medzi polohami slepencov a slienito-bridličnatým komplexom podhôrneho flyša nepozorujeme morfológický stupeň (tab. LI). Južné a severné svahy Driny sú v dôsledku toho mierne uklonené. V západnej časti strednej horskej skupiny súvrstvie paleogénnych slepencov na krídlach antiklinálneho pruhu je mierne zvrásnené bez zreteľných úklonov, preto ich svahy sú viac strmé a srázne. Toto napomáha aj bezprostredná blízkosť aluviálnych nív Cirochy a Ptavy.

Najvýchodnejšia skupina Kamenie (288) je málo morfológicky výrazná, pretože súľovské slepence sú nepomerne slabo vyvinuté a bezprostredná blízkosť andezitových príkrovov zastiera jej reliéf.

Medzi strednou skupinou vihorlatského predhoria a Vihorlatu na slienito-bridličnatom podklade podhôrneho flyša vypreparovala erózia dolinu miskovitého tvaru (tab. XLVIII).

Táto kotlina má podlhovastý tvar v západovýchodnom smere, je mierne uklonená k západu. Čiastočne sleduje smer vrstiev slienito-bridličnatého paleogénu. Dolina má charakter úplne závislý od geologického podkladu. Pretože v tomto pásme sú vyvinuté slienito-bridličnaté vrstvy len s nepravidelne sa striedajúcimi lavicami slienitých pieskovcov, erózia vypreparovala reliéf charakteristický pre slienito-bridličnatý podklad. Svahy sú mierne, vyššie na okrajoch oblé a popreryvané úzkymi roklinami. Koryto

pozdĺžne pretekajúceho potoka a dno doliny je umiestené pomerne exentricky v severnej časti doliny, čím dolina nadobúda nesymetrický tvar. Príčinou tohto javu je priepustnosť a odolnosť hornín voči eróznym činiteľom a množstvo stekajúcej vody po povrchu. Južné svahy horskej skupiny Drina poskytujú len veľmi malé množstvo povrchovej vody, pretože súc budované prevažne polohami slepencov a pieskovcov, veľké množstvo povrchovej vody pohlcujú a tak odoberajú sily postrannej a svahovej erózií. Vody po nich stekajú len za vlhkých ročných období.

Severný svah Stráň, budovaný andezitmi a ich brekciami naproti tomu ponecháva viac vody na povrchu. Za vlhkých ročných období povrchová voda steká s jeho svahov po nepriepustnom slienito-bridličnatom podklade na dno doliny. Väčšie množstvo vody a jej stálejší povrchový prietok je zdrojom eróznej kapacity, ktorá môže účinnejšie modelovať svahy Vihorlatu a okraje doliny. Občasné prívally povrchových vôd z juhu vždy viac a viac zatlačujú k severným okrajom kotliny jej ústredný pozdĺžny tok. Od obce Ptičie po vyústenie do doliny Ptavy ústredný tok sa približuje celkom k východom paleogénnych súľovských slepencov, ktoré budujú južný svah Humenského (448).

ZÁVER

Novými výskumami v severozápadných oblastiach Vihorlatu a na JV od Humenného došlo sa k týmto poznatkom:

1. Mezozoické série jaderných pohorí v oblasti Humenného vo všeobecnej karpatskej depresii vytvárajú dielčiu — pozdĺžnu eleváciu v karpatskom hrebeni. Mezozoikum subtatrika vystupuje severnejšie ako je zakresľované na starších geologických mapách, a to na sever od Jasenova a južne na svahoch Sokola a Lazy. Mezozoikum vysokotatranských sérií tvorí úzky antiklinálny pruh severne od humenského subtatrika.

2. Bol dokázaný neprerušený priebeh vnútorného bradlového pásma v úseku povodia rieky Laborca. Bradlový obal je zastúpený senomanom a senónom.

3. Na sever od bradlového pásma je vyvinutý paleogén v pieskovcovo-slepencovom vývoji, občas s vložkami bridlíc belovežského vývoja (spodný až stredný eocén) a polohy sivomodrastých slienitých bridlíc (vrchný eocén).

4. Synklinálne pásma druhohorných jednotiek v študovanom území sú vyplnené paleogénom centrálne karpatského flyša vo vývoji súľovskom a podhľadskom (podhaľanskom).

5. Medzi bradlovým pásmom a severným paleogénom existoval záliv

miocénneho mora. Staršie miocénne sedimenty (burdigal-helvét) sú zvrásnené. Vek mladších miocénnych vrstiev starších ako vihorlatské vulkanity a tých, ktoré ležia diskordantne na burdigal-helvéte, nebol dosiaľ bezpečne stanovený (tortón? sarmat?).

*Uhol'ný prieskum,
Turčianske Teplice*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D., 1926: O sigmoidálních ohybech pásma bradlového mezi Oravou a Kysucou. Věst. SGÚ II. Praha.
- Andrusov D., 1929: Příspěvek ke geologii severozápadních Karpat II. O stáří vrstev púchovských. Věst. SGÚ V. Praha.
- Andrusov D., 1929: Příspěvek ke geologii severozápadních Karpat III. Urgón vážského údolí. Věst. SGÚ V. Praha.
- Andrusov D., 1929: Příspěvek ke geologii severozápadních Karpat IV. Útesové pásmo v Pěnínách. Věst. SGÚ V. Praha.
- Andrusov D., 1929: Příspěvek ke geologii severozápadních Karpat I, Věst. SGÚ. Praha.
- Andrusov D., 1930: Příspěvek ke geologii Karpat V. Příspěvek k poznání tektoniky a paleogeografie severozápadních Karpat. Sbor. SGÚ IX. Praha.
- Andrusov D., 1930: Příspěvek ke geologii severozápadních Karpat VI. Věst. SGÚ VI. Praha.
- Andrusov D., 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech, část I—II, úvod do stratigrafie triasu a liasu. Rozpr. SGÚ VI, Praha.
- Andrusov D., 1932: O některých spongiových horninách Čsl. Karpat. Věst. SGÚ VIII. Praha.
- Andrusov D., 1932: O nálezu Calpionella alpina Lorenz v juře Holého kopce u Koryčan na Moravě. Věst. SGÚ VIII. Praha.
- Andrusov D., 1934: O tektonickém postavení Haligovského útesu v Pěnínách. Věst. SGÚ X. Praha.
- Andrusov D., 1938: Geologické výzkumy vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech, část III. Tektonika. Rozpr. SGÚ IX. Praha.
- Andrusov D., 1945: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatoch, část IV a V. PŠGÚ 13. Bratislava.
- Andrusov D., 1950: Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry). GS I. Bratislava.
- Andrusov D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. Rastliny a Prvky. PŠGÚ 25. Bratislava.
- Andrusov D., 1951: Charakter a pôvod soľných ložísk východného Slovenska. Sbor. ÚÚG XVIII. Praha.
- Andrusov D.—Koutek J., 1927: O svrchnokřídové facii „Couches rouges“ ve vnitřním bradlovém pásmu západních Karpat. Věst. SGÚ II. Praha.
- Andrusov D.—Matějka A., 1929: O Humenském „útesu“. Věst. SGÚ V. Praha.
- Andrusov D.—Kuthan M., 1943: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (4361/2). PŠGÚ X. Bratislava.

- Bieda Fr., 1929: Numulity trzeciorzędu pieninskiego pasa skałkowego. RPTG VI. Kraków.
- Bieda Fr., 1946: Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. RPTG XVI. Kraków.
- Bieda Fr., 1949: O nowych i mało znanych otworniciach z fliszu Karpat polskich. RPTG XVIII. Kraków.
- Bystrická H.—Seneš J., 1953: Miocénna fauna pri Modrej n. Cir. (Rukopis.)
- Colom C., 1934: Estudios sobre las Calpionelas. Boletín de la Sociedad Española de Historia natural. XXXIV. Madrid.
- Čechovič V.—Kavulič T., 1951: Zpráva o výskytu uhlia pri obci Modra n. Cir., okres Humenné. Posudok. Archív SÚÚG. Bratislava.
- Čechovič V., 1952: Niekoľko poznámok o neogéne východného Slovenska. GS III. Bratislava.
- Čechovič V., 1952: Geológia juhoslovenskej uhoľnej panvy. GP 33. Bratislava.
- Gašparík J., 1952: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní východného svahu Prešovských hôr. (Rukopis.)
- Hano V.—Seneš J., 1952: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní pohoria Pohričny a východnej časti pohoria Vihorlat. GS III. Bratislava.
- Horowitz L., 1925: Sprawozdania z badań związanych z rewizją arkuszy Nowy Targ-Szczawnica. Atlas geol. Halicji oraz z badań porównawczych w dolinie Wagu na Slovaczyźnie. PNPIG. Warszawa.
- Horowitz L., 1925: Spotrezenia geologiczne z okolic Szczawnicy. SPIG. Warszawa.
- Horowitz L., 1926: Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1925 na arkuszach Szczawnica i Nowy Targ. PNPIG. Warszawa.
- Horowitz L., 1935: Sprawozdanie z badań geologicznych w r. 1934 w związku z rewizją ark. Nowy Targ i Szczawnica. PNPIG. Warszawa.
- Horowitz L., 1937: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1937 a związanych z rewizją arkuszy Nowy Targ i Szczawnica. PNPIG. Warszawa.
- Horowitz L.—Rabowski R., 1922: O liase a doggerze wierchowym v Tatrach. PNPIG. Warszawa.
- Horowitz L.—Rabowski F., 1924. Skałka Halogowiecka. PNPIG. Warszawa.
- Hromádka J., 1943: Všeobecný zemepis Slovenska. Slovenská Vlastiveda I. Bratislava.
- Ivan L., 1951: Poznámky k Vihorlatským jazerám. GS II. Bratislava.
- Ivan L.—Matějka A.—Roth Z., 1949: Zpráva o předběžném geologickém průzkumu východoslovenského neogenu a jeho okolí v květnu 1949. Rukopis. Arch. ÚÚG. Praha.
- Kettner R.—Andrusov D.—Roth Z., 1938: Geologické dobrozdání o výskytu hornin vhodných pro výrobu portlandského cementu v Brekove na Slovensku. Rukopis. Arch. ÚÚG. Praha.
- Kantorová V., 1953: O dvojakom veku „púchovských slieňov“. GS IV. Bratislava.
- Konior K., 1933: Z badań geologicznych w Karpatach środkowych między Gorliczami a Sanokiem. RPTG IV. Warszawa.
- Książkiewicz M., 1950: O wieku pstrych margli we fliszu Karpat zachodnich. RPTG XIX. 1949. Warszawa.
- Kuthan M., 1941: Ortutové ložiská Slovenska II. (Merník) PŠGŮ 4. Bratislava.
- Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanické štúdiá v severnej časti Prešovských hôr. PŠGŮ 17. Bratislava.

- Leško B., 1952a: Vplyv geologickej stavby na vodnú sieť Laborca. GS III. Bratislava.
- Leško B., 1952b: Magurský flyš v oblasti Sniny. GS III. Bratislava.
- Lukniš M., 1948: Denudačné a prechodné tvary k normálnym riečnym formám v pohorí Tribča. PŠGÚ 17. Bratislava.
- Lukniš M., 1949: Morfologické štúdiá Tribča. Geografica Slovaca I. Bratislava.
- Maheľ M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. PŠGÚ 17. Bratislava.
- Majzon L., 1943: Beiträge zur Kenntnis einiger Flysch-Schichten des Karpaten-Vorlandes mit Rücksicht auf die Globotruncanen. Mitteilungen aus d. JBUGA XXXVII. Budapest.
- Maslakova N. I.—Muratov M. V., 1951: Stratigrafija paleogenovych otloženij Vostočnych Karpat. DAN SSSR LXXXI, 3. Moskva.
- Matějka A., 1930: Několik poznámek o vnitřním útesovém pásmu z okolí Novoselice v Podkarpatské Rusi. Věst. SGÚ V. Praha.
- Matějka A., 1932: Příspěvek ke geologii levého břehu Váhu mezi Ilavou a Trenčínem. Věst. SGÚ VIII. Praha.
- Matějka A.—Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Praha.
- Matějka A.—Kodym O., 1938: Zpráva o geologickém výzkumu terénu Vranov—Michalovce. Rukopis. Arch. ÚUG. Praha.
- Matějka A.—Leško B., 1953: Flyš a vnitřní pásmo bradlové na východním Slovensku mezi Hanušovci a Humenným. GS. Bratislava.
- Michajlov A. E., 1951: Osnovnyje etapy razvitija Predkarpatskogo krajevogo progiba. 18, LVI. Moskva.
- Muratov M. V.—Malaskova N. I., 1951: Stratigrafija melovych otloženij Vostočnych Karpat. DAN SSSR, LXXXI, 2. Moskva.
- Nowak J., 1927: Zarys tektoniki Polski. Kraków.
- Passendorfer E., 1922: Kreda serji wierchowej w Tatrach. SPIG. Warszawa.
- Passendorfer E., 1922: Urgon w Tatrach. SPIG. Warszawa.
- Passendorfer E., 1923: Sprawozdanie z badań geologicznych w Tatrach. PNPIG. Warszawa.
- Passendorfer E., 1924: Sprawozdanie z badań geologicznych w granicach arkuszy Przebórz oraz w Tatrach. PNPIG. Warszawa.
- Passendorfer E., 1935: Studja nad stratografią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach. CZ. I. RPTG. Kraków.
- Paul C. M., 1870: Das Gebirge von Homonna. JGRA. Wien.
- Paul C. M., 1870: Das Karpathen-Sandsteingebiet des nördlichen Ungher und Zempliner Comitates. JGRA XX. Wien.
- Pfender J., 1926: Les Mélobésiées dans les calcaires cretacés de la Basse — Provence. Société géologique de France. Paris.
- Rabowski F., 1929: Uwagi dotyczące sie budowy Skalek. (Quelques remarques sur la structure des Klippes.) RPTG VI. Kraków 1930.
- Rabowski F., 1922: Sprawozdanie z badań geolog. wykonanych w r. 1921 w Tatrach, w Niż. Tatrach na płyce Muranów i w Pieninach. PNIG 3. Warszawa 1922.
- Rabowski F., 1925: Skałki ich rola w łańcuchu karpatskim. SPIG 3. Warszawa.
- Rabowski F., 1925: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1925 w Tatrach. PNIG, 14. Warszawa.

- Rabowski F., 1925—1926: Budova Tatr. Budova pasma wierchowego. SPIG, III. Warszawa.
- Roth Zd., 1937—1938: Humenské pohoří (mapa — rukopis). Arch. ÚÚG. Praha.
- Roth Zd., 1940: Předběžná zpráva o geologických výzkumech v Humenském pohoří na východním Slovensku. Carpatica I. Praha.
- Świderski B., 1923: Przyczynki do geologii okolic Szczawnicy. RPTG. Kraków.
- Świdziński H., 1934: Remarques sur la structure des Karpathes flyscheuses. Warszawa.
- Seněš J., 1949: Geologické štúdiá terciéru južného Slovenska (List Komendín 4861/2 a Parkaň 4861/4). PŠGÚ 23. Bratislava.
- Švagrovský J., 1949: Zpráva o geologickom mapovaní soľonosnej oblasti východného Slovenska v r. 1949. Rukopis arch. SÚÚG. Bratislava.
- Švagrovský J., 1952: Zpráva o geologických výskumných prácach konaných v letnom období r. 1952. Rukopis. Arch. SÚÚG. Bratislava.
- Wein G., 1943: Földtani szelvény az Ung. mentén. Beszámoló a M. Kir. Földtani Int. vitaüléseinek munkálatairól. Budapest.
- Záruba—Pfefferman Q., 1943: Periglaciální zjevy v okolí Prahy. Rozpr. ČAVU II. Praha.
- Žebera K., 1943: Povšechný přehled roztržení a zhodnocení čtvrtohorních pokryvů v Čechách. Rozpr. ČAVU II. Praha.
- Kolektiv autorov, 1951: Regionalna geologia Polski. T. I. Karpaty. Kraków.

Vysvetlivky skratiek

- BMOIP — Bjuletteň Mosk. obšč. ispytatelej prirody. Moskva.
- DAN SSSR — Doklady akademii nauk SSSR. Moskva.
- GS — Geologický sborník.
- JBUGA — Jahrbuch d. k. ung. Geol. Anstalt. Budapest.
- JGRA — Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- PNPIG — Posiedzenia Naukowe Państw. Inst. Geolog. Warszawa.
- PŠGÚ — Práce Štátneho geologického ústavu v Bratislave.
- Rozpr. ČAVU II — Rozpravy České akademie věd a umění. Třída II. Praha.
- Rozpr. SGÚ — Rozpravy Státního geologického ústavu. Praha.
- RPTG — Rocznik Polskiego Tow. Geol. Kraków.
- Sbor. ÚÚG — Sborník Ústředního ústavu geologického. Praha.
- SPIG — Sprawozdania Polskiego Inst. Geolog. Warszawa.
- Věst. SGÚ — Věstník Státního geologického ústavu ČSR.

ГЕОЛОГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ, ВЫСТУПАЮЩИХ В ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ БЛИЗ Г. ГУМЕННЕ

(Табл. XLVI, XLVIII—LVII)

В южной части территории, расположенной к востоку и юго-востоку от г. Гуменне, развиты субтатранские серии. Мои исследования относятся лишь к северной зоне этой области. Субтатранские серии представлены здесь толщей верхнего неокома — гольтом, который образует широкую полосу от долины р. Птава (близ сел. Хлмец) до долины р. Лаборец севернее сел. Ясенов. Верхние слои гольта имеют флишевый характер. В них развиты горизонты серых мергелистых сланцев с прослойками грубозернистых песчанистых известняков толщиной в 2—5 см и горизонты, в которых песчаники и песчанистые известняки перемежаются в отношении 1:1. В узкой полосе гольта северо-западного — юго-восточного направления имеется горизонт конгломератов с валунками кристаллических и мезозойских пород. Возраст этих слоев определил в свое время К. М. Паул (1870) на основании находки аммонита, который по позднейшему новому определению Д. Андрусова (1929) представляет *Mortoniceras inflatum* (Sow.).

К северу от зоны субтатранских серий, южнее г. Гуменне, расположена зона мезозоя, которая по своему развитию больше всего напоминает высокотатранскую серию.

Верхний лейас представлен серыми криноидными известняками. Доггер образован розовыми криноидными известняками, плотными розовыми известняками с прослоями роговиков и плотными красными известняками. Слои от маляма до нижнего неокома представлены розовосерыми мергелистыми известняками с *Calpionella carpatica* Colom. В мелу развиты массивные ургонские известняки с *Orbitolina bulgarica* Boué.

Через г. Гуменне в восточном направлении до области, расположенной к югу от сел. Модра-над-Цирхой, тянется полоса внутренней клипповой зоны шириной немного более 1 км. В ней представлена только меловая оболочка клипп, состоящая из пестрых сеноманских мергелей с глоботрунканами и пуховских мергелей сенона.

К северу от внутренней клипповой зоны лежит широкая полоса „магурского“ палеогена в песчанисто-конгломератовом развитии. Конгломераты с мезозойским и кристаллическим материалом образуют горизонты до 4 м мощности. Прослой и горизонты сланцев часто развиты в беловежской фации. Возраст этих слоев вероятно ниже- и среднеэоценовый.

В непосредственной близости от зоны клипп по берегам ручья Кониарский наблюдаются серосиние мергелистые глины, которые относятся повидимому к среднему и верхнему эоцену (с *Globigerina dissimilis* Cushman-Bermud).

В областях, расположенных к югу от клипповой зоны, палеоген развит в тех же фациях, что и в Центральных Карпатах: суловской и подгаланской.

Для суловского развития характерны мощные горизонты конгломератов с мезозойским материалом, для подгаланского — сланцево-песчанистые слои флишевого характера. Возраст центрально-карпатского палеогена был установлен в За-

падных Карпатах (Биеда in Regionalna geologia Polski 1951) — это средний и верхний эоцен.

Близ сел. Модра-над-Цирохой, между внутренней клипповой зоной и северным палеогеном, в миоценовое время море образовывало залив приблизительно западно-восточного направления. Отложения бурдигала-гельвета представлены тут прибрежной морской фацией — конгломератами, песчаниками и песчанистыми мергелями. Нижнемиоценовая толща состоит из песчаников, в которых конгломераты образуют лишь прерывистые полосы. В верхней части песчаников находятся прослои мергелистых сланцев с *Rotalia beccari* Linné, *Tapes gregaria*, *Elphidium* и др. окаменелостями.

Тектоника

Мезозой высокотатранской зоны образует узкую антиклинальную полосу слегка опрокинутую к северо-западу и отчасти прикрытую центрально-карпатским палеогеном.

Слои сеномана и сенона оболочки клипп внутренней зоны опрокинуты к юго-западу с углом падения в $45-80^\circ$ к северо-востоку.

На мезозойские отложения субтатранской и высокотатранской серий налегает центрально-карпатский эоцен. Первоначальное трансгрессивное залегание палеогена на клипповой зоне приобрело характер тектонического контакта вследствие послеоценовых горообразовательных движений.

Толща центрально-карпатского палеогена образует широкую полосу западно-восточного направления от долины р. Лаборец до области, где находятся селения Каменица и Камиенка. На западе, в оси антиклинали, выступает в виде островков высокотатранский мезозой.

Северный „магурский” палеоген интенсивно сложен в складки. Слои или стоят на головах или опрокинуты к юго-западу. Так же как южный палеоген, он соприкасается с клипповой зоной тектонически.

Толща бурдигальских и гельветских отложений сильно смята и сложена в складки. На нее налегают почти горизонтально, с угловым несогласием, слои верхнего миоцена, более точный возраст которых (тортон? сармат?) пока не установлен. Над ними находятся излившиеся потоки вигорлатских вулканических пород.

Перевод со словацкого В. Андрусовой.

Геолого-разведочный институт горючих ископаемых,
Турчанске Теплице

Объяснение таблиц XLVI, XLVIII—LVII.

Табл. XLVI.

1. — Известняки и доломиты субтатранской серии, образующие гребень Гуменнских гор. 2. — Пологие депрессии, образующиеся на сланцеватых мергелистых слоях гольта. 3. — Палеогеновый суловский известняк, налегающий на гольт субтатранской серии. Фото Лешко.

- Табл. XLVIII. Субсеквентная долина мискообразной формы, прорезанная в предгорном палеогене. Толща суловских конгломератов (горный хребет влево) не образует морфологической ступени, потому что слои падают к югу по косоугру. Направо склоны Вигорлата. Сел. Ясенов близ г. Гуменне. Фото Лешко.
- Табл. XLIX. Широкая аллювиальная пойма р. Цирохи, образовавшаяся на отложениях миоценового залива и толщах обложки клипп (сеноманские и сенонские мергели). Направо на переднем плане — сарматские песчаники. Слева вигорлатское предгорье. Фото Лешко.
- Табл. L. Мергелистые известняки. Титон-неоком высокотатранской серии. Окрестности г. Гуменне. Фото Лешко.
- Табл. LI. 1 — узловатые известняки ургона, 2 — светлосерые мергелистые известняки высокотатранской серии. Окрестности г. Гуменне. Фото Лешко.
- Табл. LII. Мергелистые сланцы верхнего неокома-гольта субтатранской серии. Окрестности г. Гуменне. Фото Лешко.
- Табл. LIII. Горизонт конгломерата в гольте субтатранской серии. Окрестности г. Гуменне. Фото Лешко.
- Табл. XLIV. Радиолярии в титоне-неокоме высокотатранской серии, черные тонкосланцеватые известняки. Западный склон высоты „до Коле“. × 52. Микрофото Лешко.
- Фиг. 2. *Calpionella carpatica* Murgescu-Filipescu. Светлосерые известняки титона-неокома высокотатранской зоны. Окрестности г. Гуменне. × 290. Микрофото Лешко.
- Табл. LV, фиг. 1. Гетеропоридные мшанки. Тонкозернистый песчаный известняк палеогена. Г. Гуменне, западный склон высоты 327 м. × 52. Микрофото Лешко.
- Фиг. 2. Мелкозернистый песчаный известняк эоцена с разрезом нуммулита. Г. Гуменне, западный склон высоты 327 м. × 50. Микрофото Лешко.
- Табл. LVI, фиг. 1. *Archaeolithotamnium* sp. Мелкозернистый эоценовый известняк. Долина р. Птавы, западный склон высоты 327 м, × 50. Микрофото Лешко.
- Фиг. 2. Мелкозернистый эоценовый известняк с разрезом нуммулита. Восточный склон высоты „до Коле“. × 11. Микрофото Лешко.
- Табл. LVII. Схема геологического строения тектонических единиц, выходящих в Восточной Словакии близ г. Гуменне. Составили В. Чехович и В. Лешко, нарисовал Р. Пухий. — 1 — аллювий, 2 — суглинок и осыпи, 3 — конусы выноса, 4 — оползни, 5 — дилuviальные террасы, 6 — андезиты, 7 — андезитовые брекчии, 8 — верхний миоцен, 9 — свита бурдигала-гельвета, 10 — верхний эоцен магурского флиша, 11 — средний и нижний эоцен магур-

ского флиша, 12 — предгорный флиш, 13 — палеоген суловского типа, 14 — эоценовые известняки центрально-карпатского палеогена, 15 — пуховские мергели — сенон оболочки клипп, 16 — сеноман оболочки клипп, 17 — ургон в высокотатранской фации, 18 — титон в высокотатранской фации, 19 — доггер в высокотатранской фации, 20 — горизонты конгломератов в гольте субтатранской серии окрестностей г. Гуменне, 21 — гольт субтатранской серии окрестностей г. Гуменне, 22 — простираание и падение пластов, 23 — значительные источники.

BARTHOLOMÄUS LEŠKO

DIE GEOLOGIE DER TEKTONISCHEN EINHEITEN IN DER OSTSLOWAKEI BEI HUMENNÉ

(Tafel XLVI, XLVIII—LVII)

Im Süden des östlich und südöstlich von Humenné gelegenen Gebietes sind Gebilde der subtatrischen Serie entwickelt. Den Gegenstand meiner Forschung bildete nur der Nordrand dieser Zone. In der nördlichsten Abgrenzung ist das Subtaticum durch einen Schichtenkomplex des höheren Neokom-Gault vertreten, welcher das Gebiet in breitem Gürtel von dem Ptava-Tal bei Chlmec bis zum Laborec-Tal nördlich von Jasenov aufbaut. Der gaultische Schichtenkomplex zeichnet sich im oberen Teil durch eine Flyschentwicklung aus. In ihr sind Lagen grauen, mergelhältigen Schiefers mit Einlagen von 2—5 cm dicken sandigen Kalksteinen vertreten, und Lagen, in welchen die Sandsteine und sandigen Kalksteine mit mergelhältigen Schiefereinlagen im Verhältnis von 1:1 vertreten sind. In einem schmalen Streifen in nord-west-südöstlicher Richtung ist im gaultischen Schichtenkomplex eine Konglomerateinlage mit kristallinischem und mesozoischem Material entwickelt. Das Alter dieses Schichtenkomplexes bestimmte schon C. M. Paul (1870) auf Grunde der Ammonitfunde, welche später D. Andrusov (1929) als *Mortoniceras inflatus* (Sow.) unbestimmte.

Nördlich von der Zone der subtatrischen Gebilde tritt südlich bei Humenné ein mesozoischer Streifen hervor, dessen Entwicklung mit der hochtatrischen Entwicklung analog und am meisten übereinstimmend ist.

Der höhere Lias ist durch graue, krinoide Kalksteine vertreten. Der Dogger durch rosige krinoide Kalksteine, rosige Gesamtkalksteine mit Einlagen von Hornstein und durch rote Gesamtkalksteine. Den Malm bis zum unteren Neokom bilden rosig-graue, mergelhältige Kalksteine und lichtgraue, mergelhältige Kalksteine mit *Calypionella carpatica* Colom. In der Kreide sind massive urgonische gravelische Kalksteine entwickelt, mit *Orbitolina bulgarica* Boué.

Quer durch Humenné in östlicher Richtung, in das Gebiet südlich von Modra n. Cir. zieht sich ein Streifen der inneren karpatischen Klippenzone. Ihre Gesamtbreite beträgt nur etwas mehr als einen km. Sie ist nur durch ihre Kreidehülle vertreten und zwar durch cenomanen Globotruncanen Mergel und senonen Púchover Mergel.

In der breiten Zone nördlich von der inneren Klippenzone ist „magurischer“ Paläo-

gen ausgebildet in Sandstein-Konglomeratentwicklung. Die Konglomerate mit mesozoischem und kristallinischem Material bilden in diesem bis zu 4 m mächtige Lagen. Die Einlagen oder Lagen des Schiefers sind häufig Belovežer Entwicklung. Das Alter dieses Schichtenkomplexes ist wahrscheinlich unterer bis mittlerer Eozän.

In unmittelbarer Entfernung von der Klippenzone auf den Uferändern des Koniarsky Potok-Baches ist graublauer, mergelhaltiger Thon entwickelt. Es handelt sich wahrscheinlich um höheren, mittleren bis oberen Eozän (mit *Globigerina dissimilis* Cushman—Bermud).

In den Gebieten südlich von der Klippenzone ist zentralkarpathischer Paläogen. Er ist durch zwei faziale Entwicklungen vertreten: die Suľover und die Podhaler.

Die Suľover ist charakteristisch durch Entwicklung mächtiger Konglomerat-Lagen mit mesozoischen Material, die Podhaler zeichnet sich durch schieferartige Sandsteinentwicklung aus. Das Alter des zentral-karpathischen Paläogens ist aus den West-Karpathen bekannt, wo es die Autoren (Bieda in reg. geol. Polski, 1951) in das mittlere und obere Eozän einreihen.

Bei Modra n. Cir., zwischen der inneren Klippenzone und dem nördlichen Paläogen, bildete das miozäne Meer eine Bucht west-östlicher Richtung. Es ist dort das Burdigal-Helvetien in litoraler Formation in der Form von Konglomeraten, Sandsteinen und sandigen Mergeln vertreten. Das jüngere Miozän ist durch eine Sandsteinformation vertreten, in welcher die Konglomerate nur verwischte Gürtel bilden. Im oberen Teil der Sandsteine sind Einlagen mergelhaltigen Schiefers, mit *Rotalia beccari* Linné, *Tapes gregaria*, *Elphidium* und anderen vertreten.

Die Tektonik

Das Mesozoikum der hochtatischen Zone bildet gegen Nordosten einen mässig umgekehrten, engen antiklinalen Streifen, welcher durch zentralkarpathischen Paläogen teilweise verdeckt ist.

Die Cenoman- und Senonschichten der Hülle der inneren Klippenzone sind gegen Südwesten gekehrt und fallen nach Nordosten unter 45—80° ein.

Auf dem subtatrischen und hochtatischen Mesozoikum liegt gleichzeitig transgressiv das Zentralkarpathische Eozän. Der ursprüngliche, transgressive Kontakt dieses Paläogens mit der Klippenzone wurde infolge der nacheozänen, bergbildenden Vorgänge in einen tektonischen Kontakt umgewandelt.

Der Schichtenkomplex des zentralkarpathischen Paläogens bildet eine breite, antiklinale Zone in west-östlicher Richtung vom Laborec-Tal bis in das Gebiet von Kamenice und Kamienny. In seiner Axe tritt gegen Westen in kleinen Inseln das hochtatische Mesozoikum auf.

Das nördliche „magurische“ Paläogen ist infolge der gebirgsbildenden Vorgänge stark gefaltet. Seine Schichten sind entweder vertikal aufgestellt oder gegen Südwesten gekehrt. Der Kontakt mit der Klippenzone ist — ähnlich wie beim südlichen Paläogen — tektonisch.

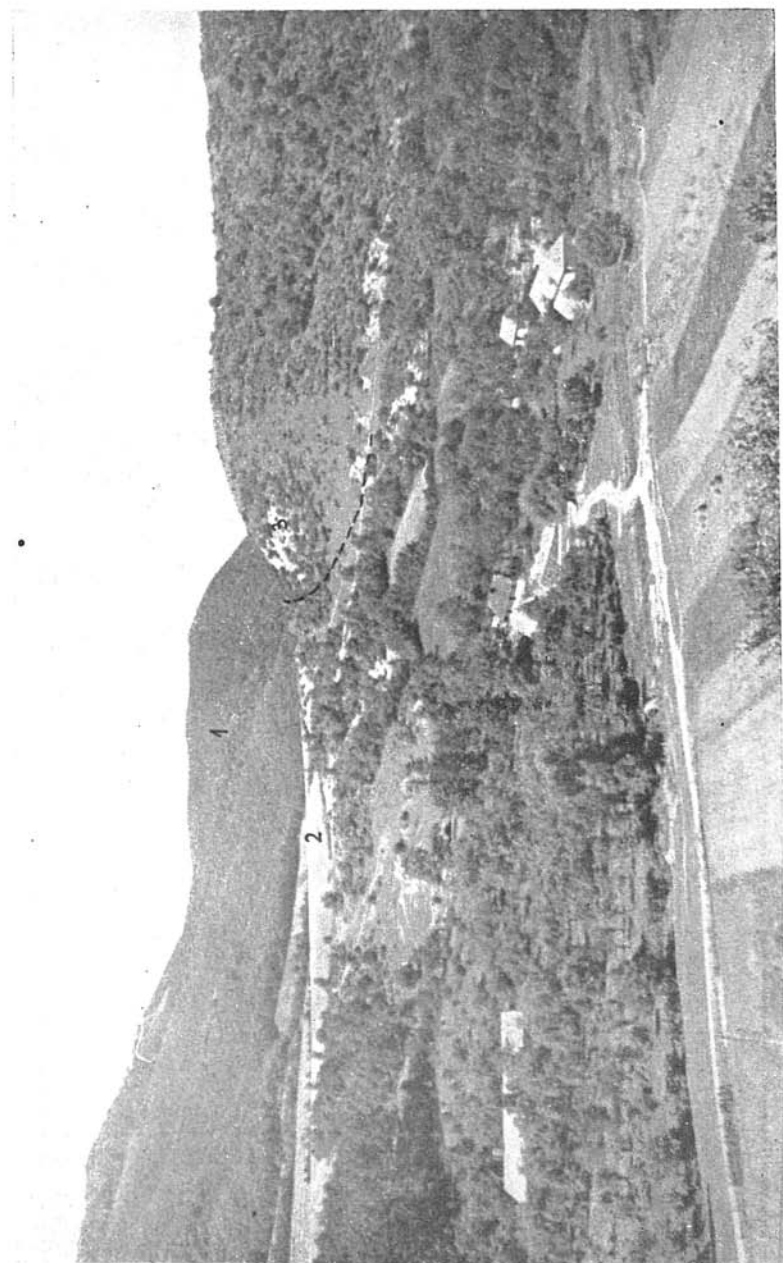
Der burdigal-helvetische Schichtenkomplex ist tektonisch sehr zusammengedrückt und durchgefaltet. Auf ihm ruht diskordant und fast horizontal der jüngere Miozän, bisher noch nicht bestimmten Alters (Torton? Sarmat?). Ober ihm liegen Ströme der vihorlater Vulkanite.

Anstalt für Kohlenforschung,
Turčianske Teplice

Erläuterungen zu den Tafeln XLVI, XLVIII—LVII

- Tafel XLVI. Jasenov bei Humenné. 1. Kalksteine und Dolomite des Subtaticum bilden einen ausdrucksvollen Kamm des Humenné-Gebirges. 2. An den mergelhältig schieferartigen Gault schliessen sich morphologische Depressionen mit mässig gerundeten Abhängen an. 3. Auf dem Gault des Subtaticum liegen transgressiv paleogene Suľover Konglomerate. Photo Leško.
- Tafel XLVIII. Subsequentes Tal in Schüsselform auf dem Podhale Paläogen modelliert. Der Schichtenkomplex der Suľover Konglomerate (der Bergrücken links) bildet in der Natur keine morphologische Stufe, nachdem er gegen Süden in der Richtung des Abhanges abfällt. Rechts die Abhänge des Vihorlat. Photo Leško.
- Tafel XLIX. Die breite, alluviale Uferwiese des Cirocha-Baches an Sedimente der miozänen Bucht und den Schichtenkomplex der Klippenhülle (cenomanisch-senonischer Mergel) angeschlossen. Rechts im Vordergrund eine sarmatische Sandsteinformation. Links das Vihorlater Vorgebirge. Photo Leško.
- Tafel L. Mergelhältiger Kalkstein. Tithon-Neokom der Hochtatriscen Serie bei Humenné. Photo Leško.
- Tafel LI. Gravelische Kalksteine der Urgon, 2. Hellgraue mergelhältige Kalksteine der Hochtatriscen Serie bei Humenné. Photo Leško.
- Tafel LII. Mergelhältiger Schiefer des oberen Neokom-Gault des Subtaticum von Humenné. Photo Leško.
- Tafel LIII. Konglomeraten-Einlage im Gault des Subtaticum von Humenné. Jasenov bei Humenné. Photo Leško.
- Tafel LIV. Abb. 1. Radiolaria, Tithon-Neokom der hochtatriscen Zone, schwarze, dünn-schieferhaltige Kalksteine, Westabhang des „do Kole“. Ca 52fache Vergr. Mikrophoto Leško.
- Abb. 2. *Calpionella carpatica* Murgeanu und Filipescu. Hellgraue Kalksteine, Tithon und Neokom der hochtatriscen Zone bei Humenné. Ca 290fache Vergr. Mikrophoto Leško.
- Tafel LV. Abb. 1. Heteroporide Bryozoa. Paläogener, feinkörniger Kalkstein, Humenné, Westabhang der Kote 327. Ca 52fache Vergr. Mikrophoto Leško.
- Abb. 2. Feinkörniger sandiger Kalkstein des Eozän mit Nummuliten-Querschnitt Humenné. Westabhang der Kote 327. Ca 50fache Vergr. Mikrophoto Leško.
- Tafel LVI. Abb. 1. *Archaeolithotamnium* sp. Feinkörniger eozäner Kalkstein. Ptava-Tal, Westabhang der Kote 327, ca 50fache Vergr. Mikrophoto Leško.
- Abb. 2. Feinkörniger eozäner Kalkstein mit Nummuliten-Querschnitt. Ostabhang des „do Kole“. Ca 11fache Vergr. Mikrophoto Leško.

Geologische Skizze der tektonischen Einheiten in der Ostslowakei bei Humenné. Zusammengestellt von V. Čechovič, B. Leško, del. R. Púchy. 1. Alluvium, 2. Lehm und Schutt, 3. Dejektionskegel, 4. Erdrutschungen, 5. diluviale Terrassen, 6. Andesite, 7. Andesitbrekzien, 8. jüngerer Miozän, 9. burdigal-helvetische Formation, 10. oberer Eozän des „magurischen“ Flysches, 12. Podhaler Flysch, 13. Paläogen, sufover Typus, 14. eozäne Kalksteine des zentralkarpathischen Paläogens, 15. Púchover Mergel, Senon der Klippenhülle, 16. Cenoman der Klippenhülle, 17. Urgon, hochtatische Entwicklung, 18. unterer Neokom-Tithon hochtatischer Entwicklung, 19. Dogger hochtatischer Entwicklung, 20. Konglomeratlagen im Gault des Subtaticum von Humenné, 21. Gault des Subtaticum von Humenné, 22. Streichen und Fallen der Schichten, 23. ausgebiegere Quellen.



Jasenov pri Humennom. 1. Vápence a dolomity subtatrika tvoria výrazný hrebeň Humenského pohoria. Na slienito-bridlicnatý golt sa viažu morfológické depresie s mierne zaoblenými svahmi. Na golte subtatrika transgresívne ležia paleogénne súľovské slepence.

Foto Leško.



Subsekvantná dolina miskovitého tvaru vymodelovaná na podhľadnom paleogéne. Súvrstvie súľovských slepencov (horský chrbát vľavo) nevytvára v prírode morfológický stupeň, pretože upadá k juhu v smere svahu. Vpravo svahy Vihorlatu. Foto Leško.



Široká aluviálna niva Čirochy viazaná na sedimenty miocenného zálivu a súvrstvie bradlového obalu (senoman — senónske sliene). Vpravo v popredí sarmantská pieskovcová formácia. Vľavo vihorlatské predhorie.

Foto L e š k o.



Slienité vápence. Titón — neokom vysokotatranskej série pri Humennom. Foto Leško.



1. Gravelové vápence urgónu a 2. svetlosivá slienitá vápence vysokotatranskej série pri Humennom.
Foto Leško.



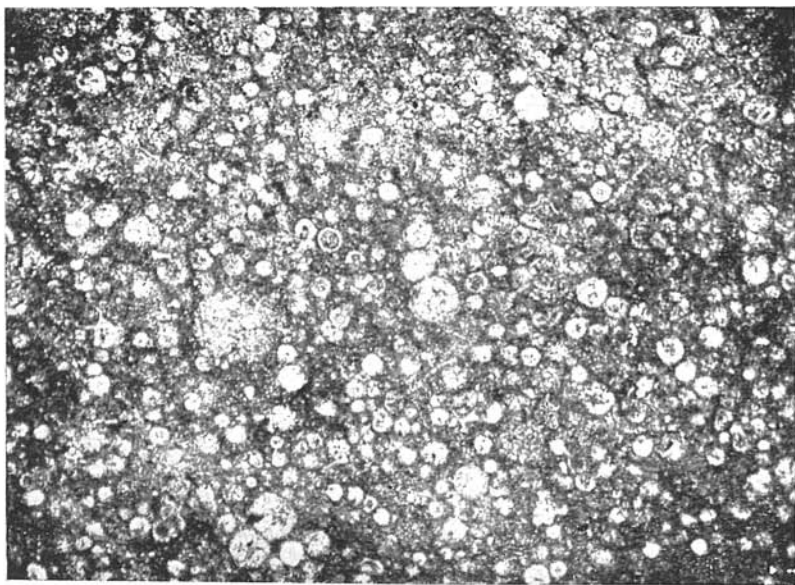
Slienité bridlice neokomu — goltu humenského subtriatrika.

Foto Leško.

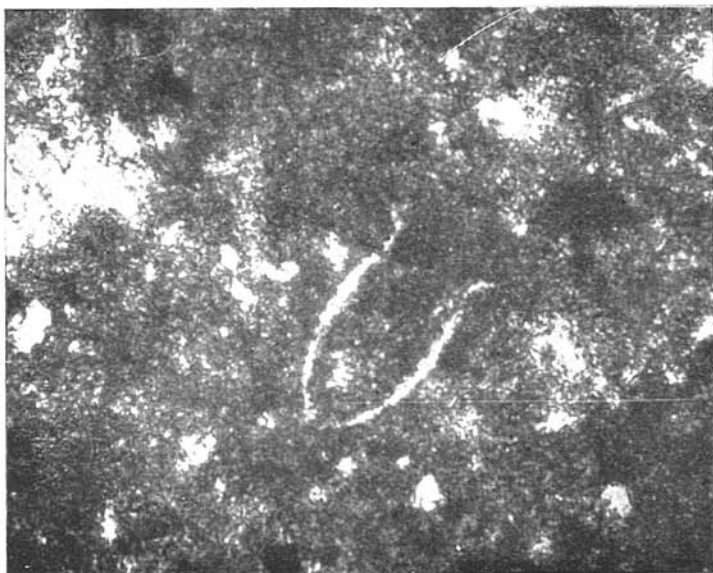


Slepencová poloha v golte humenského subtatrika. Jesenov pri Humennom.

Foto Leško.



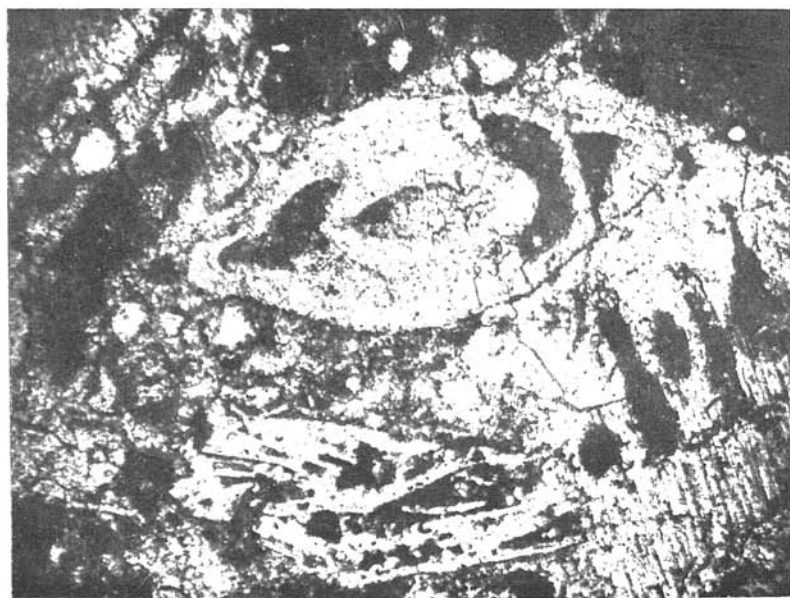
Obr. 1. Rádiorie, titón — neokom vysokotatranského pásma, čierne tenkobridličnaté vápence. Západný svah „do Kole“. Zv. asi 50×. Foto Leško.



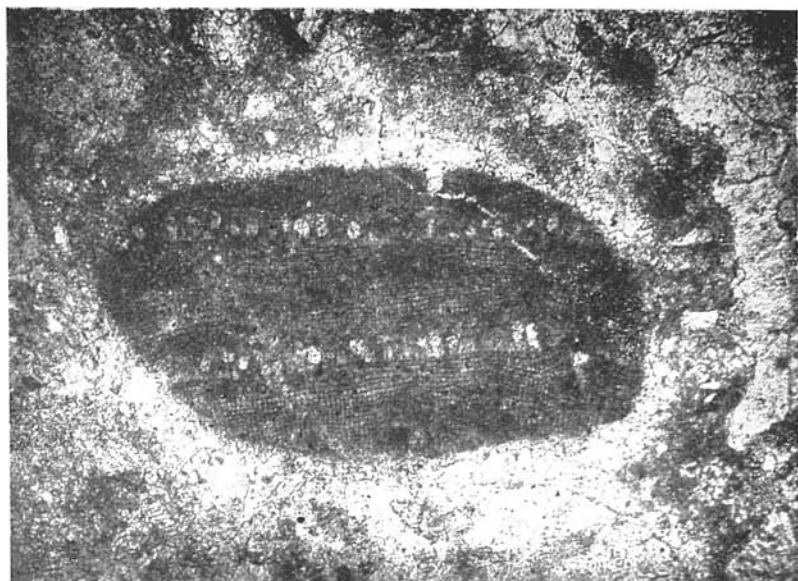
Obr. 2. *Calpionella carpathica* Murgeanu a Filipescu. Svetlosivé vápence titón—neokom vysokotatranského pásma pri Humennom. Zv. asi 290×. Foto Leško.



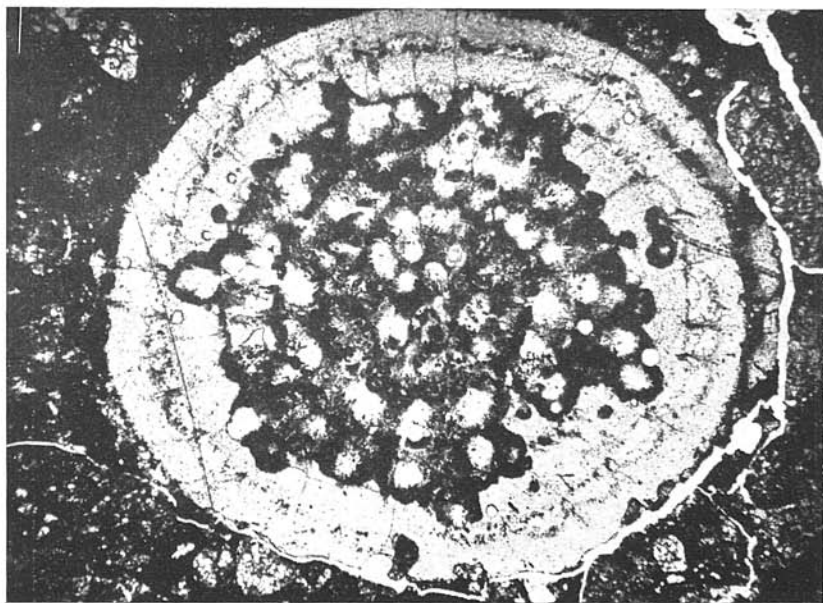
Obr. 1. Heteroporidne bryozoa. Paleogénny jemnozrnný piesčitý vápenec, Humenné. západný svah kóty 327. Zv. asi 52 $\times$. Foto Leško.



Obr. 2. Jemnozrnný piesčitý vápenec eocénu s prierezom numulita. Humenné, západný svah kóty 327. Zv. asi 50 $\times$. Foto Leško.



Obr. 1 *Archeolithotamnium* sp. Jemnozrnný eocénny vápenec. Dolina Ptavy, západný svah kóty 327. Zv. asi 50 $\times$. Foto Leško.



Obr. 2. Jemnozrnný eocénny vápenec s prierezom numulita. Východný svah „do Kole“. Zv. asi 11 $\times$. Foto Leško.

