

Ústav vied o Zemi Slovenskej akadémie vied Bratislava
Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského Bratislava

ATLAS TEKTONICKÝCH DISLOKÁCIÍ ZEMSKEJ KÔRY NA ÚZEMÍ SLOVENSKA

Vladimír Bezák, František Marko, Andrej Mojzeš a kol.



Ústav vied o Zemi Slovenskej akadémie vied Bratislava
Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského Bratislava

ATLAS TEKTONICKÝCH DISLOKÁCIÍ ZEMSKEJ KÔRY NA ÚZEMÍ SLOVENSKA

Editori: Vladimír Bezák, František Marko,
Andrej Mojzeš

Autori: Vladimír Bezák, František Marko,
Andrej Mojzeš, Martin Bednarik,
Dušan Bilčík, Ján Madarás,
Jozef Madzin, Lenka Ondrášová,
Ján Vozár

Recenzenti:

Doc. RNDr. Rudolf Holzer, PhD.

Ing. Juraj Papčo, PhD.

Ústav vied o Zemi Slovenskej akadémie vied Bratislava
Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského Bratislava

ATLAS TEKTONICKÝCH DISLOKÁCIÍ ZEMSKEJ KÔRY NA ÚZEMÍ SLOVENSKA

Táto publikácia vznikla v rámci projektu financovaného Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe Zmluvy č. APVV-21-0159.

Foto na obálke: *Najvýraznejším prejavom tektonických procesov na území Slovenska je bradlové pásмо. Pohľad na kysucké bradlá z Dubňa pri Žiline (foto J. Madarás).*

BRATISLAVA, 2026

OBSAH

Úvod	5
Všeobecne o dislokáciách (zlomoch)	6
Stručný prehľad geologickej stavby Slovenska	8
Neoalpínsky tektonický vývoj Západných Karpát	10
Hlavné celokarpatské zlomové zóny	13
Vývoj geologického mapovania a výskumu zlomov na Slovensku	14
Zostavenie novej Geologickej mapy Slovenska 1 : 500 000	15
Vyčlenenie oblastí na opis zlomov	17
Pozícia vyčlenených oblastí v geologickej mape	20
Zoznam vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000	21
Oblasť 1	26
Malé Karpaty, Myjavská pahorkatina, Čachtické Karpaty, Záhorská nížina, Borská nížina, Chvojnická pahorkatina	
Oblasť 2	33
Považský Inovec, Tribeč, Trnavská pahorkatina, Nitrianska pahorkatina	
Oblasť 3	39
Podunajská nížina (Podunajská rovina, Podunajská pahorkatina)	
Oblasť 4	45
Biele Karpaty, Javorníky, Kysucké Beskydy, Oravské Beskydy, Oravská Magura	
Oblasť 5	51
Strážovské vrchy, Žiar, Malá Fatra, Veľká Fatra, Turčianska kotlina, Hornonitrianska kotlina	
Oblasť 6	55
Vtáčnik, Pohronský Inovec, Štiavnické vrchy, Kremnické vrchy, Poľana, Javorie, Krupinská planina, Zvolenská kotlina	
Oblasť 7	60
Skorušinské vrchy, Chočské vrchy, Tatry, Liptovská kotlina, Popradská kotlina	
Oblasť 8	66
Nízke Tatry, Starohorské vrchy, Bystrická vrchovina, Čierťaž	

Oblasť 9	71
Veporské vrchy, Stolické vrchy, Revúcka vrchovina, Muránska planina	
Oblasť 10	75
Lučenská kotlina, Rimavská kotlina, Cerová vrchovina	
Oblasť 11	78
Levočské vrchy, Hornádska kotlina, Spišská Magura, Branisko, Čergov	
Oblasť 12	83
Volovské vrchy, Spišsko-gemerský kras, Čierna hora, Košická kotlina, Slovenský kras	
Oblasť 13	88
Nízke Beskydy (Ondavská vrchovina, Laborecká vrchovina, Bukovské vrchy)	
Oblasť 14	93
Východoslovenská nížina, Zemplínske vrchy, Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy, Humenské vrchy	
Záver	97
Lokalizácia uvedených geofyzikálnych profilov	99
Chronostratigrafická tabuľka	100
Literatúra	101

Úvod

Zem, po ktorej chodíme, na ktorej žijeme a ktorú využívame, je vlastne skalný obal Zeme. Geológovia ho volajú zemská kôra. Jej hrúbka sa na území Slovenska pohybuje medzi 30 a 40 km a predstavuje len tenkú škrupinu, keď to porovnáme s polomerom Zeme, ktorý má takmer 6 400 km. Pod zemskou kôrou je tzv. plášť alebo obal Zeme vo vrchných častiach tuhý, ale nižšie už roztavený a plastický. Je to astenosféra a procesy v nej určujú aj vývoj a tektonické pohyby v kôre: vznik a zánik oceánov, vytváranie horských pásiem, zlomov a porúch v kôre. Tým ovplyvňujú aj cirkuláciu podzemných vôd, akumuláciu nerastných a energetických surovín, vývoj zemetrasení atď.

Rýchly prístup k údajom o tektonike v ktorejkoľvek oblasti Slovenska je potrebný v mnohých oblastiach hospodárskej činnosti, napr. pri projektovaní veľkých dopravných stavieb, vodných stavieb alebo pri umiestňovaní väčších skládok toxického a rádioaktívneho odpadu. Z toho vyplynula myšlienka zostaviť Atlas tektonických dislokácií na území Slovenska. Realizovala sa prostredníctvom projektu APVV-21-0159 (DISLOCAT), ktorý bol riešený v rokoch 2022 – 2026. Jeho výsledky predkladáme vo forme tohto monografického spracovania a v novej Geologickej mape Slovenska v mierke 1 : 500 000, ktorá bola zostavená na tento účel na báze Prehľadnej geologickej mapy Slovenska 1 : 200 000 (Bezák et al., 2008). Ďalším dôvodom zostavenia takéhoto atlasu je vyplnenie medzery medzi syntetickými spracovaniami mnohých oblastí neživej a živej prírody vo forme atlasov, ktoré tu už existujú (geografické, geofyzikálne, mineralogické atď.). Atlas je kompilačnou prácou zostavenou na základe tektonických údajov dostupných najmä vo vysvetlivkách k regionálnym mapám a je určený širokému okruhu záujemcov (napr. inžinierskym geológom, stavebným inžinierom, geomorfológom, ale aj laickej verejnosti). Práca je dostupná na webovej stránke Ústavu vied o Zemi SAV, v. v. i.

Práve pre zameranie atlasu na širokú skupinu čitateľov a vzhľadom na rozsah tu nebolo možné zachytiť všetky citácie a informácie z mnohých publikovaných prác v tejto problematike. Naša dôkladná prípravná rešerš v domácich a zahraničných vedeckých časopisoch a aj monografiách vrátane vysvetliviek priniesla niekoľko stoviek titulov, z ktorých sme mohli vybrať len časť. Štýl diela je založený na praktických a terénnych výskumom overených tektonických údajoch v regionálnych mapách, ktoré boli pretransformované do Prehľadnej geologickej mapy SR 1 : 200 000, z ktorej sme zlomy prevzali. Takisto z vysvetliviek sme z dôvodu rozsahu mohli vybrať len najdôležitejšie citácie a údaje – podrobnosti sú v nich spoločne so zoznamami literatúry, v ktorých záujemca nájde odkazy na ďalšie práce. Z najnovších publikovaných prác sme vybrali tie, ktoré prinášajú základné informácie. Ostatné práce zamerané najmä na špeciálne problémy budú doplnené na webovej stránke v súvislosti s utváraním databázy zlomov.

Práca bola podporená Agentúrou na podporu výskumu a vývoja na základe Zmluvy č. APVV-21-0159. Okrem autorov, ktorí prispeli k zostaveniu jednotlivých kapitol, touto cestou ďakujeme aj všetkým, ktorí sa podieľali na rozsiahlej rešerši publikovaných prác s tektonickou tematikou v rôznych domácich aj zahraničných časopisoch a monografiách: najmä E. Andrássymu, M. Bielikovi, J. Bódimu, B. Brixovej, K. Csicsayovi, L. Fojtíkovej, D. Godovej, A. Lačnému, E. Nogovej, I. Smetanovej, P. Zahorcovi, I. Zvarovi. Snažili sme sa vybrať čo najreprezentatívnejšie citácie, ktoré čitateľ nájde v obsiahlom zozname literatúry. Fotografický materiál dodali najmä autori, ale vďaka patrí aj D. Majcinovi, A. Bezákovi a M. Olšovskému za poskytnutie niektorých snímok. Úpravu obrázkov robili predovšetkým D. Bilčík, J. Vozár a externe J. Bašista. Novú geologickú mapu v GIS-e spracoval M. Bednarik, ktorému patrí osobitná vďaka.

Všeobecne o dislokáciách (zlomoch)

Zlom reprezentujúci krehkú deformáciu zemskej kôry je trojrozmernou štruktúrou, diskontinuitným rozhraním, v ktorom výrazne prevládajú dva rozmery (smerná dĺžka a hĺbkový dosah) nad hrúbkou. V mapách sa preto abstrahuje na dvojrozmerné rozhranie (líniu), ktoré presekáva a premiestňuje pôvodne spojené štruktúrne elementy. Tento aspekt zlomovej štruktúry veľmi dobre vystihuje termín dislokácia, ktorý sa používa ako ekvivalentný názov zlomu. V klasickej literatúre sa používa pre zlomy aj všeobecnejší termín porucha.

Zlom vymedzujú zlomové plochy, ktoré sú reprezentované fraktúrami (tektonickými zrkadlami, obr. 1), na ktorých môžu byť viditeľné stopy pohybu zlomom oddelených blokov: striácie, slikolity, fibrolity.



Obr. 1. Vľavo hore – ryhy po horizontálnom pohybe na zlome (foto F. Marko), vpravo – po vertikálnom pohybe (foto J. Madarás), dolu – tektonické zrkadlo s epidotom a chloritom (foto J. Madarás).

Zlomové plochy ohraničujú výplň zlomu. Výplň zlomu (zlomová, resp. poruchová zóna) vzniknutá jeho dynamikou, t. j. deformáciou spôsobenou pohybmi blokov a difúznymi procesmi fluíd, je zónou ohraničenou nedeformovanými blokmi horniny, do ktorej je skoncentrovaná deformácia (krehká alebo aj plastická – duktilná), ktorej produktom sú zlomové tektonity.

V pripovrchových častiach zlomov vznikajú kataklazity, z ktorých sa najbežnejšie vyskytujú tektonické brekcie a tektonický íl. Krehký zlom smerom do hĺbky nárastom teploty a litostatického tlaku nadobúda charakter „duktílnych zlomov“, resp. strižných zón. Typickým produktom semi-duktílnych až duktílnych deformačných procesov stredných hĺbok sú mylonity a ultramylonity.

Podľa eróznej úrovne, na ktorej je zlom exhumovaný na povrchu, sa dislokácie delia na:

- krehké zlomy, ktoré reprezentujú ich pripovrchové časti, kde dominujú krehké deformačné mechanizmy,
- semiduktílné strižné zóny, reprezentujúce hlbšie časti dislokácií, v ktorých sa uplatňujú krehké, ale aj duktílné deformačné mechanizmy,
- duktílné strižné zóny, reprezentujúce najhlbšie úrovne dislokácií, v ktorých sa deformácia realizuje duktílnymi až dynamometamorfnými procesmi.

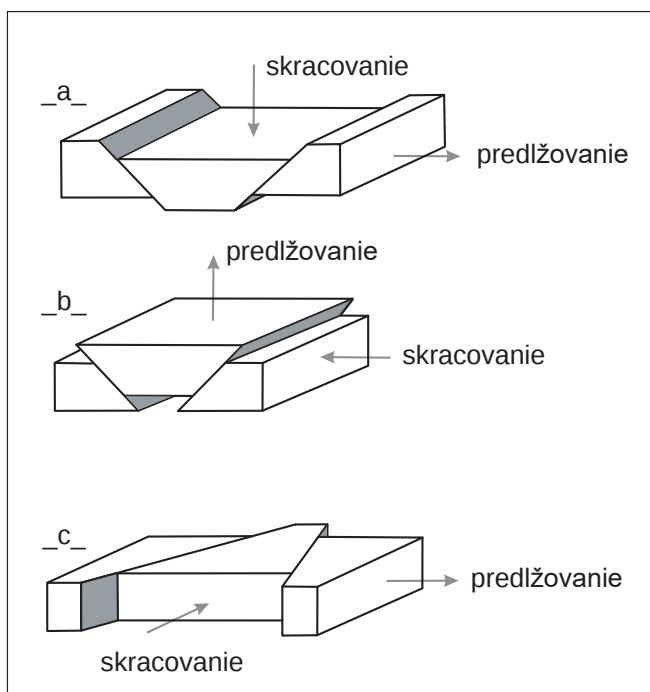
Pri zlomovom porušení môže vzniknúť viacero geneticky a priestorovo spätých subparalelných porúch, ktoré vytvárajú zlomové, resp. poruchové pásma alebo systém. Zlomové pásma majú šírku závislú od dĺžky a veľkosti pohybov blokov, ktoré oddeľujú. Všeobecne platí priama úmera – čím dlhší je pohyb na zlome, tým širšie je zlomové pásmo.

Podľa veľkosti a významu sa dislokácie delia na:

- hlbinné zlomy sú zlomovými zónami značného hĺbkového dosahu, šírky a dĺžky rádovo v stovkách kilometrov. Ich dĺžka je proporcionálna šírke zóny. Reprezentujú významné diskontinuitné rozhrania prvého rádu v rámci zemskej kôry. Ich topografická linearita dokazuje, že sú to subvertikálne rozhrania kôrových blokov a že zasahujú hlboko do kôry alebo môžu prenikať celou kôrou. Sú zónami zvýšeného tepelného toku, hustotných a magnetických anomálií, extrémnej deformácie a sústredenia magmatických a z nich odvodených hydrotermálnych procesov. Povrchovými prejavmi hlbinných zlomov v mapách alebo na družicových snímkach sú lineamenty, ktoré predstavujú evidentné lineárne usporiadanie rôznych povrchových morfoštruktúrnych fenoménov,
- regionálne zlomy majú dĺžky rádovo v desiatkach až nižších stovkách kilometrov. Sú to významné, dlhodobé známe a pomenované zlomy v rámci regiónov. Bývajú zónami geofyzikálnych anomálií, ale nemajú atribúty hlbinných zlomov. Zvyknú byť interpretované na základe syntézy detailnejších máp do prehľadnejších mierok znázorňujúcich rozsiahlejšie územia,
- lokálne zlomy majú dĺžky rádovo v nižších jednotkách kilometrov alebo stovkách metrov. Sú to väčšinou diskontinuitné rozhrania, ktoré boli identifikované priamo geologickým mapovaním v mierkach 1 : 10 000 – 1 : 50 000. Neprejavujú sa v regionálnych geofyzikálnych poliach, ale sú identifikovateľné aj metódami plytkej prospekčnej geofyziky (napr. Marko et al., 2022). Môžu byť súčasťou zlomových zón vyšších rádo,
- drobné zlomy sú mezoskopických rozmerov, sú to štruktúry viditeľné v teréne voľným okom. Na rozdiel od zlomov vyšších rádo sa pre malé rozmery neznázorňujú v mapách. Ich význam pre geodynamickú rekonštrukciu je však veľký. Vďaka možnosti priameho štúdia povrchov a následnej kinematickej interpretácii tektonických zrkadiel v teréne sa dá rekonštruovať regionálne paleonapäťové pole, ktoré je kľúčom pre interpretáciu dynamiky veľkých zlomov,
- mikrofraktúry a defekty kryštálových mriežok sú diskontinuity mikroskopických a submikroskopických rozmerov, štruktúry vyskytujúce sa najmä v kataklazitoch. Vyžadujú si špeciálne metódy analýzy (Fry, 2001).

Podľa kinematického charakteru – zmyslu pohybu blokov oddelených zlomom – sa strižné zlomy (pohyb blokov je paralelný so zlomom) delia na (obr. 2):

- poklesy sú uklonené zlomy, ktorými sa realizujú vertikálne pohyby blokov, v prípade poklesov je to pokles nadložnej kryhy. Poklesy sú výsledkom horizontálneho ťahu, uvoľnenia (extenzia),
- prešmyky sú uklonené zlomy, ktorými sa realizujú vertikálne pohyby blokov. V prípade prešmyku je to výzdvih nadložnej kryhy. Prešmyky sú reakciou krehkej kôry na horizontálne stláčanie (kompresia),
- smerné posuny sú zlomy, ktorými sa realizujú horizontálne pohyby blokov. Tie sú reakciou na horizontálne stláčanie, kompresiu, ale môžu byť generované aj horizontálnym ťahom.



Obr. 2. Kategórie zlomov podľa genetickej a kinematickej klasifikácie porúch (podľa Andersona, 1951): a) poklesy, b) prešmyky, c) smerné posuny.

Zlomy pôvodne iného kinematického charakteru môžu byť reaktivované ako poklesy, prešmyky alebo smerné posuny (tzv. zdedené zlomy). V tomto prípade nemusí platiť pravidlo, že poklesy sú uklonené cca 60°, prešmyky 30° a že smerné posuny sú vertikálne. Zdedené zlomy sa môžu reaktivovať aj v opačnej kinematike (napr. pôvodný pokles ako prešmyk), čo je fenomén definovaný ako inverzná tektonika, ktorý býva častým javom, pretože deformačné sily v priebehu dlhotrvajúcej tektonickej evolúcie menia smer pôsobenia aj charakter.

Významné smerne-posunové celokarpatské zlomové (strižné) zóny mohli spôsobiť posuny blokov dosahujúce desiatky až stovky kilometrov. Takéto posuny zbližili geologicky a tektonicky kontrastné časti susedných blokov, ktorých charakteristiky vieme detekovať štruktúrne aj geofyzikálne. Zlomy sa často prejavujú aj v morfológii územia, veľmi dobre sa dajú vidieť napr. na leteckých snímkach. Častým sprievodným javom sú aj vývery minerálnych a geotermálnych vôd.

Stručný prehľad geologickej stavby Slovenska

Územie Slovenska je budované alpínskym horstvom Západných Karpát. Vyznačuje sa pestrou a zložitou geologickou stavbou, ktorú odzrkadľuje aj nová Prehľadná geologická mapa 1 : 200 000 (Bezák et al., 2008). Zložitnosť stavby je výsledkom dlhodobého a rôznorodého geologického a tektonického vývoja jednotlivých tektonických segmentov kôry Západných Karpát. Najmladšie tektonické etapy podmienili aj morfológickú pestrosť územia Slovenska, ktorej najcharakteristickejšou črtou je striedanie pohorí a medzihorských kotlín. V zmysle Vysvetliviek ku Tektonickej mape SR

(Bezák et al., 2004), ktorá je zatiaľ poslednou syntetickou prácou o tektonickej stavbe Slovenska, možno zhrnúť tektonický vývoj zemskej kôry Západných Karpát takto:

Najstaršia tektonická etapa, počas ktorej sa vytvoril kryštalinický fundament vnútrokarpatského bloku, sa udiala počas paleozoika (hercýnska etapa). Kryštalinický fundament je zložený z metamorfovaných (ruly, svory, amfibolity) a magmatických hornín (rôzne typy granitoidov). Tieto horniny vznikli v hĺbke kôry v inom priestore, ako sa nachádzajú v súčasnosti. Boli súčasťou mohutného hercýnskeho horstva Európy, ktoré sa formovalo pri kolízii Gondwany a Laurázie, dvoch vtedajších kontinentov, resp. mikroplatní medzi nimi. Pri týchto orogénnych procesoch dochádzalo v hĺbke kôry k metamorfóze sedimentov na kryštalické bridlice a k taveniu – vzniku magmy, z ktorej sa po utuhnutí vytvárali granitoidné masívy. Metamorfované komplexy boli nasúvané na seba vo forme strednokôrových príkrovov (v profile na obr. 3) sú znázornené aj tieto hercýnske tektonické jednotky). Horniny kryštalinika sa vo vrchnom karbóne a najmä počas permu dostávali zásluhou izostatického vyrovnávania a denudácie z hĺbky až na povrch a sú základom kontinentálnej kôry vnútorných Západných Karpát.

Po vytvorení a konsolidovaní kontinentálnej kôry nasledovala paleoalpínska tektonická etapa vývoja vnútrokarpatského bloku. V triase postupne prichádzali prvé transgresie epikontinentálnych morí, v ktorých sedimentovali klastické sedimenty (pieskovce, bridlice) a masy karbonátov. V jure sa kôra pri extenzii viac lámala, niektoré panvy sa prehlbovali a v určitých zónach vznikli roztrhnutím kontinentálnej kôry aj úzke oceánske bazény (meliatsky, juhopeninský). Sedimentácia pokračovala až do strednej kriedy. Vtedy gradoval pohyb Afriky a jej segmentu – adriatickej tektonickej platne na sever proti Európe, pričom sa postupne uzatvárali jednotlivé oceánske bazény a dochádzalo ku kolízii jednotlivých mikroplatní, miestami ku kontinentálnej subdukcii a najmä k presúvaniu jednotlivých odlepených más mezozoických sedimentov na seba vo forme príkrovov. Takýmto spôsobom vznikla paleoalpínska stavba vnútrokarpatského bloku. Vznikli tri základné paleoalpínske kôrové jednotky (odspodu: tatrikum, veporikum, gemerikum) a sústava odlepených pripovrchových príkrovov (príkrovové sústavy fatrika, hronika, meliatika, turnaika, silicika). Kôrové jednotky sú tvorené najmä kryštalinickým fundamentom a jeho vrchnopaleozoicko-mezozoickým obalom, kým príkrovové jednotky prevažne len sedimentmi mezozoika, prípadne permu (hronikum, fatrikum).

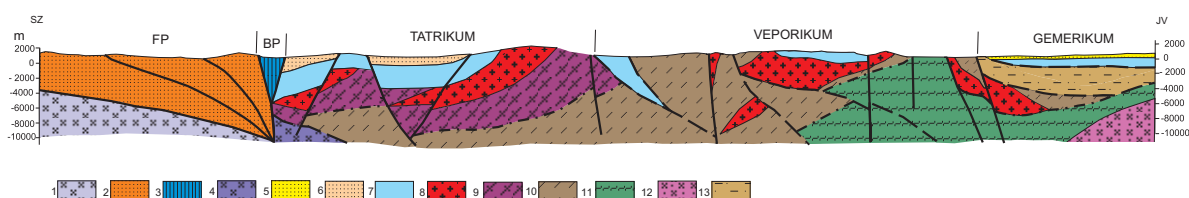
Súčasná štruktúra a základné tektonické členenie Západných Karpát na vnútorné a vonkajšie je odrazom posledných tektonických procesov, ktoré sa začali koncom paleogénu a odohrávali sa predovšetkým počas neogénu až po súčasnosť (neoalpínska etapa). V tomto období sa pohybom vnútrokarpatského bloku proti severne ležiacej stabilnej európskej platforme uzatváral morský priestor, v ktorom najmä počas paleogénu sedimentovali masy pieskov a ílov (flyšové sedimenty). Podobné sedimenty sa v tom čase usadzovali aj v epikontinentálnych podmienkach na bloku vnútorných Západných Karpát (vnútrokarpatské paleogénne panvy), ale na rozdiel od vonkajšieho pásma neboli také hrubé a zvrásnené.

Uzatváranie vonkajšieho flyšového bazénu bolo postupné – od juhozápadu na severovýchod šikmým pohybom vnútrokarpatského bloku proti platforme, pričom sa flyšové sedimenty vrásnili a presúvali na seba a platformu vo forme príkrovov. Väčšina však bola pohltená do zemskeho plášťa. Po obvode vnútrokarpatského bloku vznikol mohutný pruh flyšového pásma – vonkajšie Karpaty. Od vnútorných Karpát sú oddelené úzkym tektonickým pásom, ktorý nesie najmarkantnejšie znaky šikmého posunu a v ktorom sú vyvalcované jednotky zo styčnej zóny oboch blokov. Vďaka svojmu tektonickému charakteru bolo toto pásmo pomenované ako bradlové.

Vo vnútrokarpatskom bloku v neogéne však v tom čase prevládali iné typy tektonických procesov. Tento kôrový blok sa lámal, dochádzalo v ňom k extenzii a k výzdvihu a poklesu jednotlivých čiastkových blokov (vznikla štruktúra hrastí a prepادلín). Zároveň sa z centrálnej časti

Panónskej panvy šíрили do Západných Karpát ďalšie procesy, ktoré mali pôvod v zemskej plášti. Horúce plášťové hmoty natavovali odspodu kôru, dochádzalo k jej stenčovaniu, lámaniu a mohutným prejavom vulkanickej činnosti na povrchu. Pri týchto procesoch vznikli pohoria, v ktorých sú denudáciou obnažené predterciérne jednotky a panvy vyplňané neogénnymi a kvartérnymi sedimentmi a aj rozsiahle vulkanické pohoria na strednom a východnom Slovensku s mohutnými, no dnes už erodovanými stratovulkánmi.

Tento stručný prehľad vývoja nechce a ani nemôže vyjadriť všetky podrobnosti a zložitosti tektonického vývoja Západných Karpát, ale je len návodom k ďalšiemu publikovanému materiálu opisu skladby geologických jednotiek, ktorý je zachytený najmä v geologických vysvetlivkách k mapám jednotlivých regiónov a v mnohých publikovaných prácach. Najmladšiu, neoalpínsku etapu tektonického vývoja rozoberieme podrobnejšie v ďalšej kapitole, pretože má priamy dopad na fungovanie zlomov Západných Karpát.

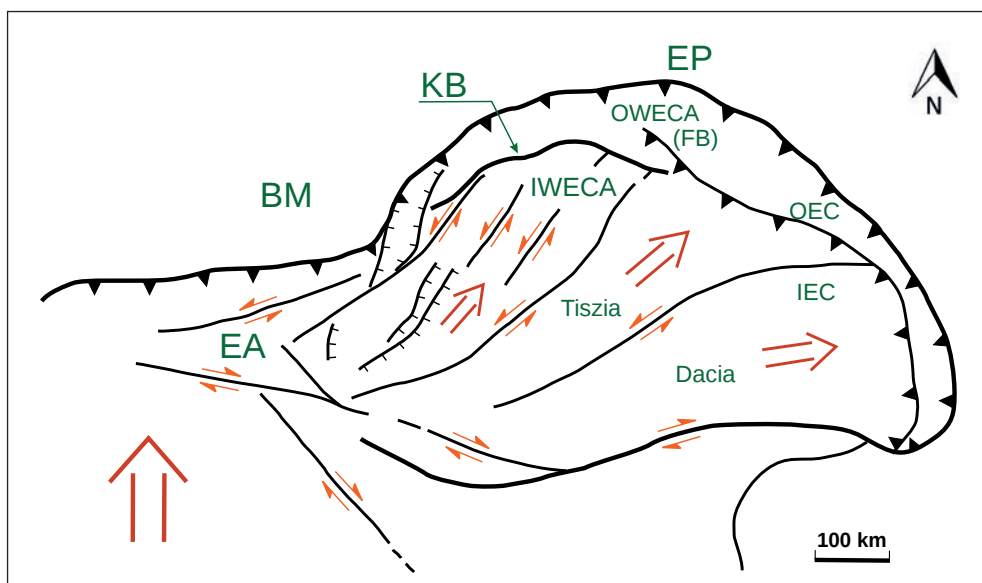


Obr. 3. Ideový geologický rez cez Západné Karpaty. 1 – Európska platforma, 2 – flyšové pásmo (FP), 3 – bradlové pásmo (BP), 4 – pieninská kôra, 5 – neogénne sedimenty, 6 – paleogénne sedimenty vnútorných Karpát, 7 – mezozoické komplexy (obalové aj príkrovové), 8 – hercýnske granitoidy, 9 – vrchná hercýnska tektonická jednotka (prevažne ortoruly s polohami pararúl a amfibolitov), 10 – stredná hercýnska jednotka (prevaha pararúl s amfibolitmi, častá diafторéza), 11 – spodná hercýnska jednotka s prevahou nižšie metamorfovaných hornín, najmä svorov, 12 – južný kadomský fundament, 13 – jednotky gemerika.

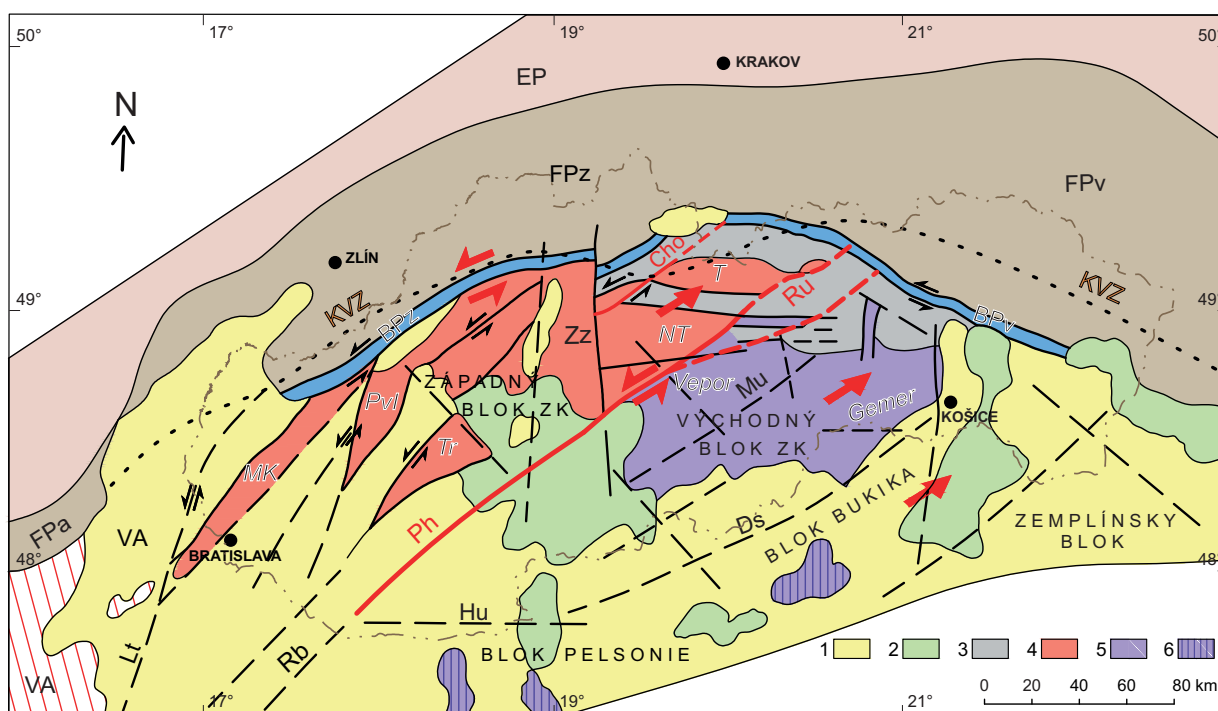
Neoalpínsky tektonický vývoj Západných Karpát

Neoalpínska tektonická etapa sa začala približne pred 20 miliónmi rokov a trvá dodnes. Jej najmladšia fáza sa nazýva neotektonická (pliocén – kvartér, zhruba uplynulých 5 mil. r.). Súčasný morfoštruktúrny charakter a tvar orogénneho pásma Západných Karpát vznikol práve počas neoalpínskeho obdobia. Vtedy došlo ku konvergencii adriatickej litosférickej platne a severoeurópskej platformy. Kôra na severnom okraji adriatickej platne bola rozsegmentovaná na niekoľko posúvajúcich sa a rotujúcich mikroplatní (obr. 4). Ich pohyb bol poháňaný konvekciou vo vrchnom plášti a silnými ťahovými silami subdukovanej tenkej kôry pred postupujúcimi jednotkami alpského orogénu (Royden et al., 1982, Doglioni, 1995). Zlomy tu hrali dôležitú úlohu, keď kombinácia smerných posunov, násunov a extenzných zlomov umožnila postup jednotlivých blokov do budúcej karpatskej oblasti (Golonka et al., 2006). Zlomy hrali významnú úlohu aj pri vzniku depocentier sedimentácie panví, prenikaní vulkanitov z magmatických krbov, slúžili ako výstupové cesty pre migráciu fluíd, ktoré mali často rudolokalizujúci charakter. Okrem posunov blokov existujú paleomagnetické a štruktúrne dôkazy aj o rotáciách blokov počas miocénneho obdobia.

Celkový oblúkový tvar karpatského orogénu bol podmienený predkolízny tvarom zálivu tenkej kôry flyšovej panvy na okraji stabilnej Európskej platformy. Po čelnej kolízii adriatickej platne s Českým masívom sa karpatsko-panónske jednotky (vnútorné Západné Karpaty, Pelső, Tisia, obr. 4) oddelili z alpského priestoru a presunuli sa smerom na východ do voľného priestoru zálivu tenkej subdukujúcej oceánskej kôry flyšovej magurskej panvy (Doglioni et al., 1991, Ratschbacher et al., 1991).



Obr. 4. Schéma zaplňania priestoru flyšového bazénu kôrovými blokmi unikajúcimi z alpského priestoru. EP – Európska platforma, BM – Český masív, EA – Východné Alpy, KB – bradlové pásmo, OWECA (FB) – vonkajšie Západné Karpáty (flyšové pásmo), IWECA – blok vnútorných Západných Karpát, OEC – vonkajšie Východné Karpáty, IEC – vnútorné Východné Karpáty. Jednoduché čiary – zlomy, prevažne horizontálne posuny so smerom pohybu, s čiarkami – poklesy. Čierne trojuholníky – frontálne násuny Álp a Karpát.



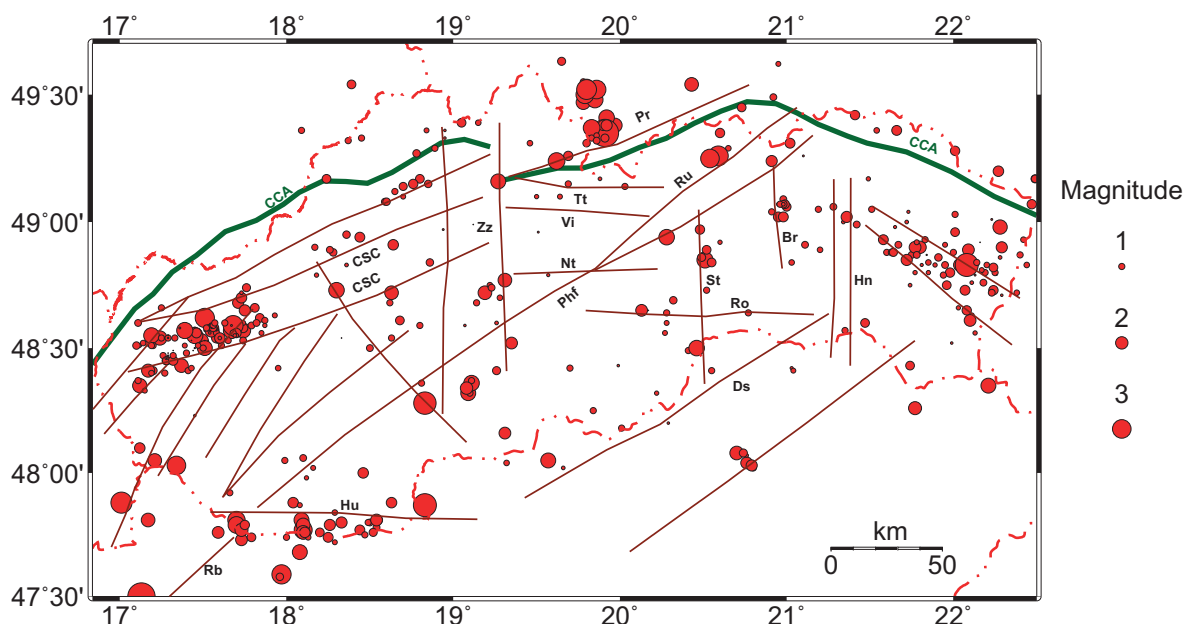
Obr. 5. Schéma rozčlenenia vnútorných Západných Karpát na dva bloky s odlišnou kinematikou počas neoalpínskeho tektonického vývoja v kenozoiku. 1 – kenozoické sedimenty vnútorných Karpát, 2 – neogénne vulkanické komplexy, 3 – paleogénne sedimenty predobľukového bazénu, 4 – predterciérne komplexy v rámci západného bloku Západných Karpát (ZK): jadrové pohoria MK – Malé Karpaty, Pvl – Považský Inovec, Tr – Tribeč, NT – Nízke Tatry, T – Tatry, 5 – predterciérne komplexy v rámci východného bloku ZK: veporský a gemerský masív, 6 – predterciérne komplexy v jednotke Pelsonia. FP – flyšové pásmo (a – v Alpách, z – v západnom úseku Západných Karpát, v – vo východnom úseku), VA – Východné Alpy. Zlomy: Lt – litavské, Rb – Rábsky, Hu – Hurbanovský, Ds – Diósjenő, Ph – Pohorelský, Zz – Zázrivský, Cho – Chočský, Ru – Ružbašský, Mu – muránsky. KVZ – Karpatská vodivostná zóna.

Počas subdukcie tenkej kôry pod postupujúcimi vnútrokarpatskými jednotkami boli sedimenty magurskej panvy tektonicky stlačené do štruktúry akrečnej prizmy. Na čele vnútrokarpatského bloku vznikla štruktúra bradlového pásma ako transpresný štruktúrny vejár. Súčasne s týmto procesom bola mikroplatňa (kôrový segment vnútorných Západných Karpát) rozčlenená zlomami na niekoľko blokov (obr. 5), ktoré prešli rozsiahlymi transláciami, rotáciami, zdvihmi alebo poklesmi. To viedlo k vývoju špecifických morfologetektonických prvkov vrátane striedania sa vnútrohorských sedimentárnych bazénov a hrastí jadrových pohorí, štruktúrnych ohybov, vejárových štruktúr a aj k miocénnej vulkanickej aktivite.

Typickým fenoménom Západných Karpát sú mladé jadrové pohoria s exhumovaným kryštalinikom – rádiometricky určené veku ich výzdvihu z hĺbok cca 5 a viac km sú medzi 22 – 9 mil. rokov (Král', 1977, Danišík et al., 2010, Králiková et al., 2014a, Marko et al., 2017). Striedajú sa s grabenmi neogénnych bazénov (štruktúra typu „basin and range“ – Nemčok a Lexa, 1990). Tento štýl stavby je vyvinutý aj v karpatskom strižnom koridore podľa Marka et al. (2017), kde je dôsledkom smerne-posunových pohybov v tejto širokej strižnej zóne.

Subdukcia oceánskej kôry v predpolí orogénu počas miocénu postupne vyústila do šikmej kolízie. Aktívny kolízny front postupoval zo západu na východ a viedol k vzniku komplexnej, heterogénnej, polyfázovej a heterochrónnej štruktúry karpatského oblúka (napr. Unrug, 1984). Rovnaký charakter má aj štruktúra bradlového pásma (napr. Andrusov, 1974, Birkenmajer, 1985, 1986, Plašienka, 2018b).

Dynamický vývoj Západných Karpát viedol aj ku genetickej variabilite neogénnych sedimentárnych panví. V závislosti od ich geodynamického pozície v orogéne existujú predoblúkové, vnútrooblúkové a zaoblúkové panvy. Jestvujú panvy vytvorené litosférickou extenziou – termálnou subsidenciou, ale aj bazény generované tektonickou subsidenciou, napr. bazény v smerne-posunových strižných zónach (Vass, 1979, 1998, Kováč, 2000, Janočko et al., 2003, Kováč et al., 1997, 2017).



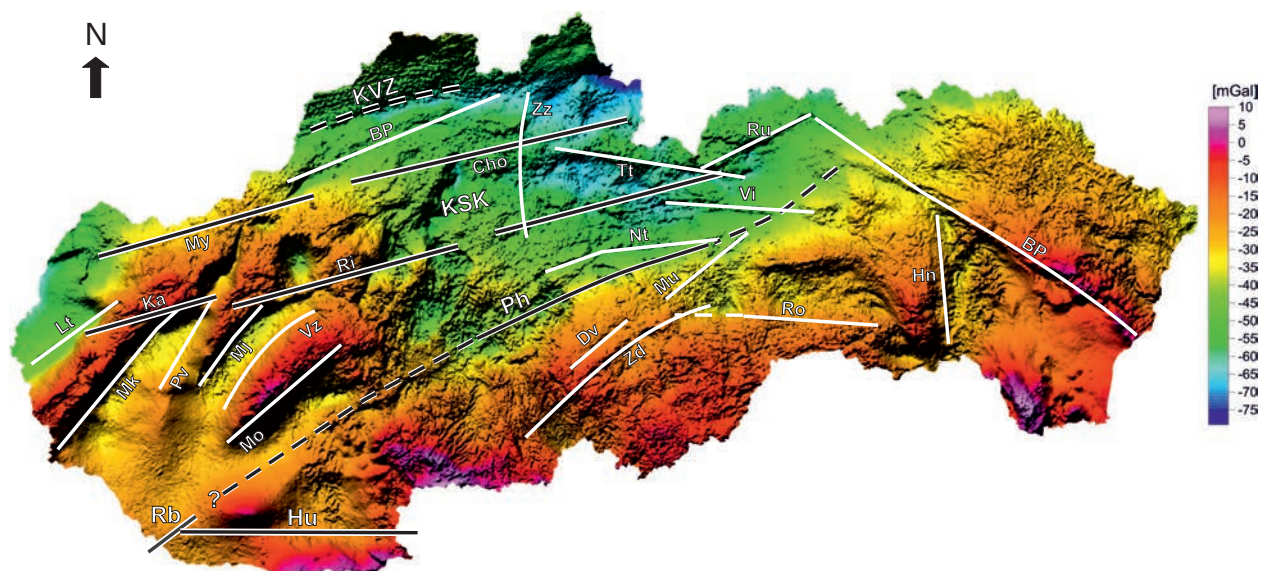
Obr. 6. Epicentrá zemetrasení za uplynulých 20 rokov (podľa Cipciara et al., 2020). Zlomy: Rb – rábsky, Hu – hurbanovský, Zz – zázrivský, Pr – prosiecky, Tt – tatranský, Vi – vikartovský, Nt – nízkotatranský, Ru – ružbaňský, St – štítnický, Ro – rožňavský, Br – zlom Braniska, Hn – hornádsky, Ds – Diósjenő. CCA – karpatská vodivostná anomália, CSC – karpatský strižný koridor (Marko et al., 2017), Phf – pohorelská strižná zóna.

Dôležitým aspektom na pochopenie neoalpínskej stavby Západných Karpát je povaha vulkanických komplexov. Tenká oceánska kôra magurského bazénu, subdukovaná spolu so sedimentmi flyša, sa roztavila vo vrchnom plášti, čím poskytla zdroj na rozsiahly vulkanizmus. Vnútroplášťový geodynamický typ vulkanizmu okrem toho súvisel s výstupom astenosféry (Mahel', 1978, Vass, 1979, Lexa a Konečný, 1998) počas procesu zaoblúkovej extenzie, ktorá prebiehala vnútri orogénu (Csontos et al., 1992). Rozšírenie a pôvod vulkanitov teda závisia od ich geotektonickej pozície v orogéne. Vulkanity Slanských vrchov, Vihorlatu a Popričného, ktoré sa vyskytujú na východnom okraji vnútorných Západných Karpát, súvisia so subdukčným procesom. Najväčšie vulkanické komplexy, ako sú Poľana, Javorie a Kremnické a Štiavnické vrchy, ktoré sa nachádzajú vnútri bloku vnútorných Západných Karpát, sú geneticky spojené s výstupom astenosféry a tvorbou plášťového diapíru (Lexa et al., 1993, Konečný et al., 2002).

Završením neoalpínskeho vývoja je neotektonická etapa (pliocén – recent). V tomto období už doznievali hlavné geodynamické pochody neoalpínskej etapy, preto sa tu odohrávajú tektonické pohyby nižšej intenzity. Neotektonická aktivita sa realizuje predovšetkým prostredníctvom zlomov, ktoré generujú seizmické procesy a umožňujú recentné pohyby individuálnych blokov. Lokalizácia epicentier zemetrasení za uplynulých 20 rokov je na obr. 6 (Cipciar et al., 2020). Prevládajú zemetrasenia s nižšou intenzitou, sú však aj oblasti alebo zlomové zóny, kde dochádzalo k silnejším zemetraseniam (napr. okolie Dobrej Vody, Komárna, územie východne od Domaše).

Hlavné celokarpatské zlomové zóny

V súvislosti s neoalpínskym tektonickým vývojom malo najväčší význam niekoľko hlavných zlomových zón celokarpatského významu (obr. 5), ktoré tvoria dnešnú blokovú stavbu Západných Karpát. Spolu s nimi fungovalo aj veľa ďalších zlomov regionálneho významu, ktoré sú opísané v nasledujúcich kapitolách. Mnohé využívali už existujúce zlomové štruktúry zo starších tektonic-



Obr. 7. Hlavné neoalpínske zlomy na mape úplných Bougerových anomálií, ktoré boli aktívne počas transpresnej aj transtenznej až extenznej fázy. Čiernym – transkarpatské strižné zóny (KVZ – karpatská vodivostná zóna, KSK – karpatský strižný koridor, Ph – pohorelská strižná zóna, Rb-Hu – rábsko-hurbanovský zlomový systém, BP – bradlové pásmo). Zlomy: Lt – litavský, Mk – malokarpatský, Ka – kátlovský, My – myjavský, Ri – rišňovský, Cho – chočský, Pv – považský, Vz – veľkozálužický, Mj – majcichovský, Mo – mojmírovský, Zz – zázrivský, Tt – tatranský, Nt – nízkotatranský, Dv – divínsky, Zd – zdychavský, Mu – muránsky, Vi – vikartovský, Ru – ružbašský, Ro – rožňavský, Hn – hornádske. Podľa Bezáka et al. (2023), upravené.

kých období, väčšinou z paleoalpínskeho obdobia, ale našli sa aj indicie fungovania niektorých zlomov už v perme.

Prvá skupina veľkých zlomov vznikala v transpresnom režime pri zaplňaní priestoru flyšového bazénu a neskôr pri šikmej kolízii. Patrí k nim hurbanovský zlom, ktorý oddeľuje jednotku Pelső od vnútorných Západných Karpát. Na juhozápade je pokračovaním rábskeho systému a na východ pokračuje do systému Diósjenő alebo cez rapovský do rožňavského zlomu. V severozápadnej časti Západných Karpát mal významnú úlohu tzv. karpatský strižný koridor (Marko, 2012, Marko et al., 2017) zložený z viacerých paralelných smerne-posunových zlomov východoseverovýchodného smeru. Je kinematickou odozvou pohybov na veľkej strižnej zóne na styku Európskej platformy a vnútorných Karpát, ktorá sa prejavuje po obvode celých Karpát ako karpatská vodivostná anomália (napr. Vozár et al., 2021).

Ďalší transkarpatský zlom je pohorelská strižná zóna, resp. veporský hlbinný zlom severovýchodného smeru, ktorý oddeľuje dva vnútrokarpatské bloky s výrazne odlišnými fyzikálnymi parametrami, a teda aj horninovou náplňou. Všetky tieto zlomy sú indikované výraznými tiažovými gradientmi na mape úplných Bouguerových anomálií (Pašteka et al., 2017). Pohorelský zlom ohraničuje južný okraj karpatského tiažového minima (obr. 7, Bezák et al., 2023) a zároveň predstavuje aj významné rozhranie blokov s rozdielnymi vodivostnými parametrami (Vozár et al., 2021). Na týchto transkarpatských zlomových štruktúrach sa koncentruje aj najviac seizmickej aktivity (obr. 6). Tu možno vysledovať aj zlomy z mladšieho tektonického štádia, ktoré sa aktivizovali v následnej transtenznej a extenznej etape. Pohyby typu smerných posunov alebo poklesových zlomov využívali buď zlomy z predošlej etapy, alebo sa aktivizovali nové (napr. hornádsky, zázrivský).

Vývoj geologického mapovania a výskumu zlomov na Slovensku

Poznávanie zlomových štruktúr je neoddeliteľnou súčasťou geologického mapovania. Väčšina zlomov je konštruovaná na základe diskontinuit v geologickej mape, až potom prichádzajú na rad doplňujúce údaje z geomorfológie, družicových snímok a pod. Tým, že každá geologická mapa je zaťažená istou mierou subjektivity (vzhľadom na to, že skalný podklad je v našich podmienkach prevažne zakrytý kvartérnymi usadeninami), týka sa to aj interpretácie zlomov. Svoju úlohu tu zohráva aj vek mapy, keďže každá mapa časom zastaráva najmä pre vývoj nových metodík a prísun nových informácií.

Poznatky o zlomovej tektonike Západných Karpát sa teda formovali postupne spolu s rozvojom geologického mapovania, neskôr štruktúrnej geológie, geofyziky, geodynamických a neotektonických výskumov. Vývoj geologického a tektonického výskumu na Slovensku možno rozdeliť do niekoľkých hlavných období.

Základy poznania geologickej a tektonickej stavby Západných Karpát boli položené už v 19. storočí. Na to nadviazal výskum prevažne českej geologickej školy po vzniku Československa. V ďalšom období sa už začala formovať slovenská geologická škola primárne pod vedením Dimitrija Andrusova, ktorý bol aj inšpirátorom založenia prvého slovenského geologického ústavu a jeho prvým riaditeľom. Po druhej svetovej vojne došlo k významnému rozvoju geológie predovšetkým v súvislosti s vyhľadávaním nerastných surovín. Ďalším obdobím bolo systematické geologické mapovanie, najprv len pre potreby vytvorenia prvej prehľadnej mapy 1 : 200 000, ale neskôr odštartovalo systematické mapovanie v mierke 1 : 25 000 v rámci ucelených geomorfologických celkov – regiónov.

Tu nie je priestor na podrobnú analýzu tektonických výskumov, nie je to ani potrebné, lebo záujemcom odporúčame podrobné dielo o histórii geológie na Slovensku vo dvoch zväzkoch (Grecula et al., 2002, 2006) a najmä podrobnú stať v 2. zväzku na s. 815 – 858 o tektonických výskumoch od najstarších čias so všetkými osobnosťami a ich prínosom.

Súbežne s regionálnym geologickým výskumom sa čoraz intenzívnejšie uplatňovali geofyzikálne metódy. Gravimetrické, magnetické, elektrické, magnetotelurické a seizmické merania umožnili identifikovať tektonické rozhrania, ktoré nebolo možné spoľahlivo určiť iba povrchovým mapovaním. Zároveň priniesli informácie o ich priestorovom priebehu, hĺbkovom dosahu a vzťahu k blokovej stavbe zemskej kôry.

K identifikácii najmladších pohybov prispeli aj geomorfologické štúdie zamerané na diferenciálne pohyby blokov a ich prejavy v reliéfe. Od 80. a najmä 90. rokov rozšírili možnosti výskumu družicové a letecké snímky, ktoré umožnili rozpoznávať lineamenty a sledovať zlomové systémy aj v regionálnom meradle.

V tomto období sa začal rozvíjať výskum identifikácie jednotlivých zlomov štruktúrnymi aj laboratórnymi metódami, ktoré prispeli k poznávaniu ich kinematiky, veku a úlohy v geodynamickom vývoji Západných Karpát. Významný metodický impulz priniesla francúzska škola štruktúrnej geológie, ktorá rozpracovala princípy dynamickej analýzy zlomov a rekonštrukcie paleonapätových polí. Tieto práce poukázali najmä na význam smerne-posunových zlomov, opakovanú reaktiváciu starších štruktúr a striedanie kompresných, transpresných, transtenzných a extenzných režimov počas neoalpínskeho vývoja. Zlomy sa začali interpretovať ako dynamické prvky, ktoré kontrolovali presuny a rotácie kôrových blokov, vznik sedimentárnych paniev, výzdvih pohorí, migráciu magmy a cirkuláciu hydrotermálnych roztokov.

Súčasný výskum sa čoraz výraznejšie zameriava na najmladšiu, neotektonickú až recentnú aktivitu zlomov. Dôležitú úlohu majú seizmologické údaje, ktoré umožňujú posudzovať vzťah zemetrasení k jednotlivým zlomovým zónam. Pri identifikácii regionálnych a hlbinných dislokácií sa ako mimoriadne účinná ukázala integrácia magnetotelurických, gravimetrických a seizmických údajov. Významný pokrok prinášajú aj metódy rádiometrického datovania zlomovej aktivity, detailné digitálne modely reliéfu, geodetické merania a paleoseizmologický výskum.

Záujem o neotektonickú aktivitu zlomov súvisí nielen s vedeckými otázkami, ale aj s rastúcimi požiadavkami spoločnosti na bezpečné využívanie územia. Poznanie priebehu, hĺbkového dosahu a súčasnej aktivity dislokácií má zásadný význam pri projektovaní veľkých inžinierskych stavieb, hodnotení seizmického ohrozenia, pri hydrogeologickom a geotermálnom prieskume, vyhľadávaní nerastných surovín aj pri umiestňovaní environmentálne citlivých zariadení.

Zostavenie novej Geologickej mapy Slovenska 1 : 500 000

V súvislosti s potrebou zostavenia novej geologickej mapy tejto mierky je potrebné vrátiť sa do histórie tvorby a vydávania máp na našom území. Slovensko vyznačujúce sa pestrou a zložitou geologickou stavbou oddávna pútalo pozornosť prospektorov a geológov okrem iného aj preto, že bolo bohaté na rudné i nerudné suroviny. Geologické mapovanie tu má veľmi dlhú tradíciu. Systematické mapovanie sa začalo v druhej polovici 50. rokov minulého storočia s cieľom vydať prvú kompletnú edíciu máp v mierke 1 : 200 000, čo sa v rokoch 1962 až 1964 aj podarilo. Bol to priekopnícky čin a vyslúžil si aj medzinárodné ocenenie na Svetovom geologickom kongrese v Paríži. Na báze týchto máp boli postupne konštruované a vydávané tlačou mapy ucelených regiónov v mierke 1 : 50 000 (ukážka jednej z týchto máp na obr. 8). Regióny boli definované geomorfologickými celkami (pohoria, kotliny, nížiny) a bolo ich vyčlenených vyše 50. Niektoré boli neskôr aj nanovo reambulované. Vydané mapy mali až na malé výnimky podrobné knižné vysvetlivky. V súčasnosti je už takto pokryté celé územie Slovenska, čo má doteraz málo štátov v Európe. Všetky regióny sú dostupné na portáli Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra.

Medzitým bola v roku 1996 vydaná aj syntetizujúca Geologická mapa Slovenska 1 : 500 000 (Biely et al., 1996) a začalo sa s prípravou Prehľadnej geologickej mapy SR 1 : 200 000 zostavenej na báze regionálnych máp. Táto mapa vyšla tlačou v roku 2008 (Bezák et al., 2008), predtým však



pre zjednotenie klasifikácie a terminológie tektonických jednotiek bola zostavená a vyšla tlačou Tektonická mapa Slovenska 1 : 500 000 (Bezák et al., 2004, obr. 9), v ktorej sú pomenované aj najvýznamnejšie regionálne zlomy.

V súvislosti s prípravou tohto atlasu zlomov vznikla potreba vytvoriť novú Geologickú mapu Slovenska v mierke 1 : 500 000 ako podklad pre znázornenie hlavných zlomových štruktúr, ktorá by zohľadnila všetky nové poznatky zaznamenané v najnovšej prehľadnej mape 1 : 200 000. Na to bolo potrebné najprv urobiť prevod položiek legendy, výber farieb, hierarchiu zlomov atď. Hlavné členenie legendy zodpovedá legende mapy 1 : 200 000, čo znamená, že sú vyčlenené jednotky naložené na príkrovovú sústavu (kvartér, neogén, paleogén, neovulkanity), jednotky vonkajších Karpát, bradlové pásmo s. l. a jednotky vnútorných Karpát.

Pri príprave mapy sme museli zohľadniť veľkú podrobnosť členenia niektorých útvarov (najmä neovulkanitov) a prispôbiť sa mierke. Takisto plejádu príkrovových a násunových štruktúr sme museli potlačiť, aby sa dostali do popredia mladé zlomové štruktúry. Z tohto dôvodu sú zobrazené len jednoduchou červenou čiarou. Označenia hlavných zlomov sme sa snažili dodržať v zmysle označení v Tektonickej mape SR (2004), ale pribudli aj označenia ďalších zlomov. Viaceré oblasti sú v tomto atlase dokumentované podrobnejšími tektonickými schémami, v ktorých niekedy rôzni autori (všade sú pripojené citácie) používajú aj iné názvoslovie zlomov, ktoré nie je vždy v súlade s hlavnou mapou. Môže sa stať, že aj priebeh jednotlivých zlomov môže byť interpretovaný rôzne. Je to záležitosť mapovej interpretácie.

Vyčlenenie oblastí na opis zlomov

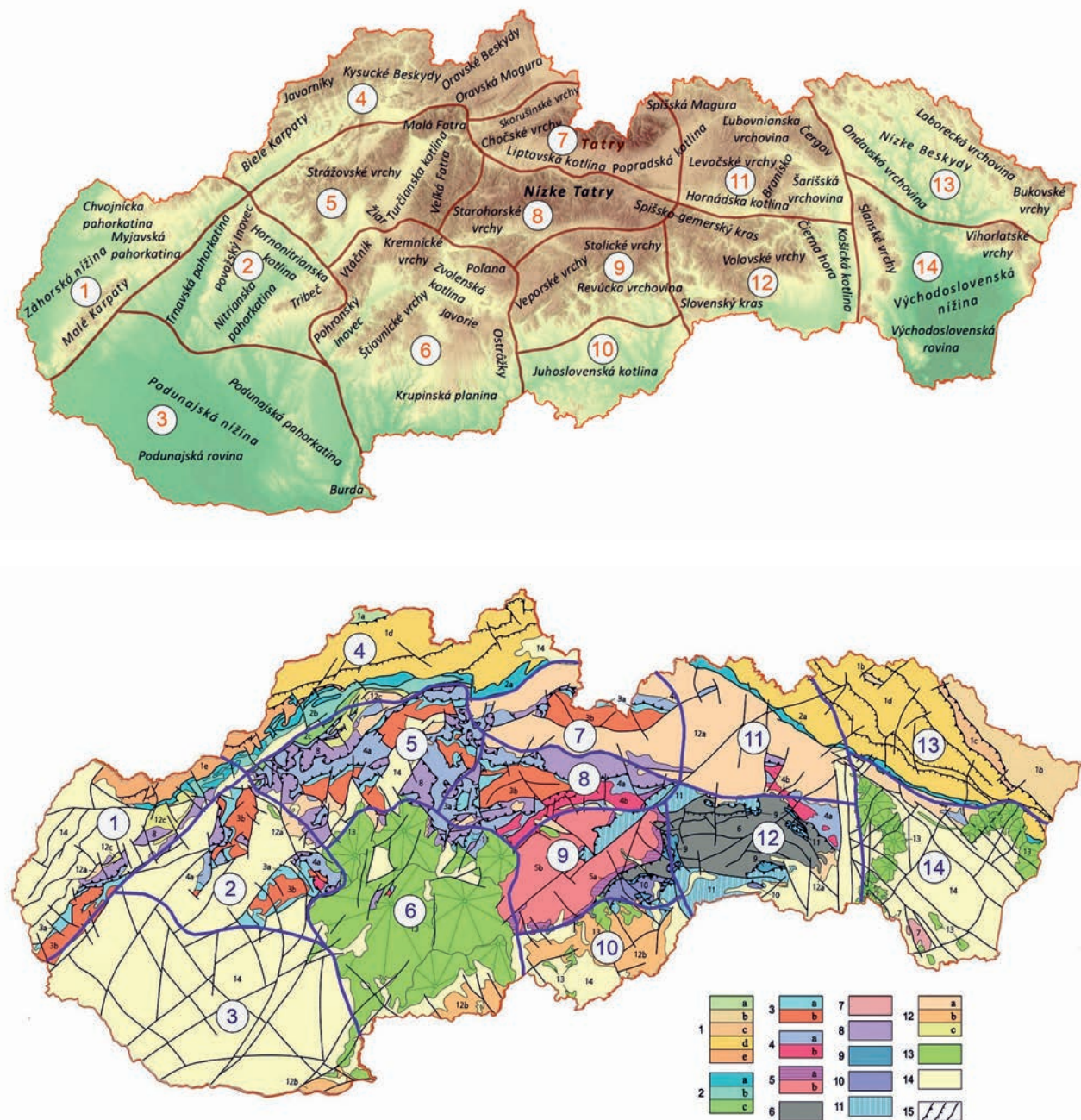
Na opis zlomových štruktúr bolo účelné rozdeliť územie Slovenska na viacero menších oblastí. Pri ich vymedzení sme sa snažili dať do súladu viaceré kritériá: navzájom súvisiaci geologický vývoj, hranice geomorfologických celkov, hranice regionálnych geologických máp. Takto sme dospeli k vymedzeniu štrnástich oblastí, ktoré sú zobrazené na geomorfologickej mape aj geologickej schéme (obr. 10), aj na zmenšenej novej geologickej mape (s. 20).

Medzi najtypickejšie črty stavby Západných Karpát možno zaradiť striedanie hrasťových pohorí s kotlinami a nížinami, rozsiahle flyšové pásmo na severe a vulkanické pohoria v južných častiach. Z toho vychádzalo aj vyčlenenie oblastí:

Oblasť 1 – Záhorská nížina a priľahlá hrasť Malých Karpát a na severe lem flyšových pohorí, 2 – hrasťové pohoria Považského Inovca a Tribeča so susediacimi kotlinami, 3 – v prevahe Podunajská nížina, 4 – západná časť flyšového pásma lemovaná z juhu bradlovým pásmom, 5 – pohoria Strážovské vrchy, Malá a Veľká Fatra oddelené kotlinami, 6 – pohoria budované stredoslovenskými vulkanitmi, 7 – Tatry a obkolesujúce kotliny a pohoria tvorené paleogénnymi sedimentmi, 8 – Nízke Tatry a oblasť severného veporika, ktoré je príbuzné tatrickým komplexom, 9 – prevažne komplexy južného veporika vo Veporskom rudohorí a niektoré mezozoické formácie, 10 – oblasť Juhoslovenskej kotliny, 11 – pohoria budované vnútrokarpatskými paleogénnymi súvrstvami a sčasti vonkajším flyšom, 12 – oblasť gemerika a Slovenského krasu na východe ohraňovaná Košickou kotlinou, 13 – pohoria východnej časti flyšového pásma, 14 – Východoslovenská nížina s priľahlými vulkanickými pohoriami.

Každá oblasť je analyzovaná a opisovaná jednotným spôsobom a zahŕňa:

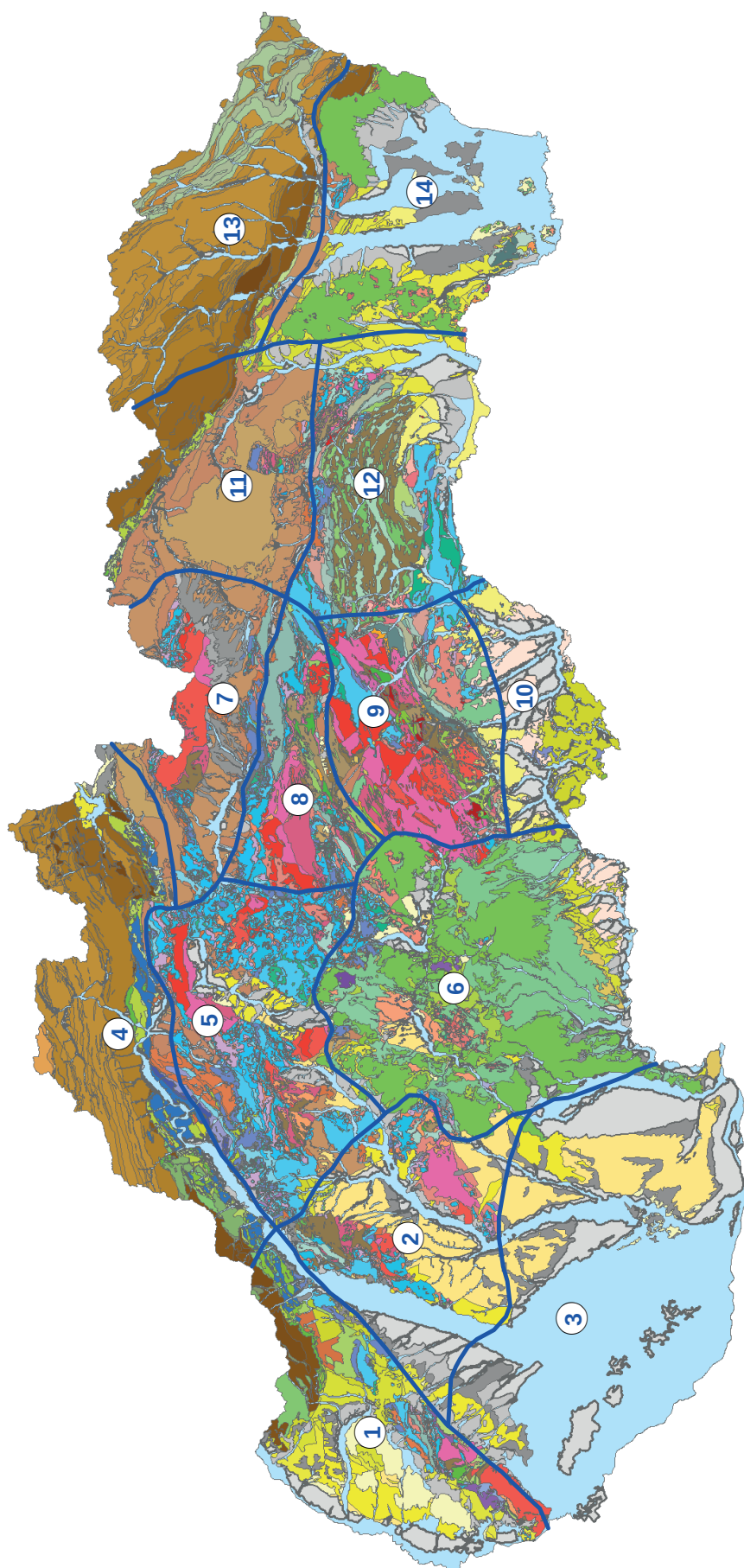
- základné geomorfologické celky,
- použité vysvetlivky k príslušným regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, ktoré sú základným zdrojom informácií o tektonike (vysvetlivky sú číslované podľa zoznamu, ktorý je uvedený nižšie),
- nasleduje geologická charakteristika oblasti, jej tektonický vývoj a opis hlavných zlomových štruktúr s odkazmi na literatúru,



Obr. 10. Vyčlenené oblasti na opis zlomovej tektoniky na zjednodušenej geomorfologickej mape (hore) a na geologickej schéme (dolu). Vysvetlivky: 1 – flyšové pásma: a – sliezsky príkrov, b – dukelská jednotka, c – zóna Miková – Snina, d – magurské príkrovy, e – skupina bielokarpatských príkrovov, 2 – bradlové pásma s. l.: a – bradlové pásma s. s. nečlenené, b – klapská jednotka, c – manínska a haligovecká jednotka. Paleoalpínske tektonické jednotky vnútorných Západných karpát: 3 – tatrikum: a – mezozoické a vrchnopaleozoické komplexy, b – kryštalinikum, 4 – fatrikum a severné veporikum: a – mezozoické a vrchnopaleozoické komplexy, b – kryštalinikum, 5 – južné veporikum: a – mezozoické a vrchnopaleozoické komplexy, b – kryštalinikum, 6 – gemerikum, 7 – zemplinikum, 8 – hronikum, 9 – meliatikum, 10 – turnaikum, 11 – silicikum. Formácie naložené na príkrovovú sústavu: 12a – vnútrokarpatský paleogén, 12b – budínsky paleogén, 12c – bazény s vrchnokriedovou až paleogénnou výplňou, 13 – neogénne a kvartérne vulkanity, 14 – neogénne a kvartérne sedimenty. 15 – tektonické hranice: a – hlavné alpínske príkrovy, b – ďalšie násuny, c – nešpecifikované zlomy.

- súčasťou sú doplňujúce mapky, schémy, profily a fotografie. Väčšinu tektonických schém sme upravili alebo zjednodušili, niektoré ostali v pôvodnom tvare (často aj s originálnym opisom v angličtine, ktorý je v legende vysvetlený). Všade je však citácia, podľa ktorej sa dá vyhľadať pôvodný zdroj. Okrem geologických profilov uvádzame aj geofyzikálne profily, najmä magnetotelurické a seizmické. Na s. 99 je zobrazená mapka lokalizácie týchto profilov a tabuľka približného prevodu časových jednotiek na hĺbky v kilometroch pre seizmické profily. Pre orientáciu na časovej osi jednotlivých geologických období uvádzame na s. 100 chronostratigrafickú tabuľku. V niektorých oblastiach zobrazujeme zlomy na obrázkoch označených ako digitálny model reliéfu (DMR). Ide o tieňovaný reliéf z leteckého laserového skenovania prevzatý z Digitálneho modelu reliéfu Slovenskej republiky DMR 5.0, Ústav geodézie, kartografie a katastra SR, Bratislava, 2023 (dostupné na www.geoportal.sk).

Základným zdrojom, z ktorého sme čerpali informácie o tektonike a zlomoch, sú vysvetlivky k regionálnym geologickým mapám, preto ich zoznam vrátane publikovaných monografií uvádzame samostatne nižšie. Vysvetlivky sú online dostupné na mapovom serveri ŠGÚDŠ. Zájemcovia v nich nájdu aj ďalšie podrobné informácie, podrobnejšie schémy a profily a odkazy na ďalšiu literatúru.



Pozícia vyčlenených oblastí v geologických kontúrach zmenšenej novozostavenej mapy 1 : 500 000, ktorej originál je v prílohe.

Zoznam vysvetliviek a monografií k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000

(PDF súbory sú na serveri ŠGÚDŠ)

1. Bajaník, Š., Vozárová, A., (eds.), Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 223 s.
2. Baňacký, V. (ed.), Vass, D., Kaličiak, M., Remšík, A., Pospíšil, Ľ., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Východoslovenskej nížiny 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 117 s.
3. Baňacký, V. (ed.), Elečko, M., Kaličiak, M., Straka, P., Škvarka, L., Šucha, P., Vass, D., Vozárová, A., Vozár, J., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 143 s.
4. Baňacký, V. (ed.), Elečko, Vass, D. M., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, Ľ., Čechová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. GSSR, Bratislava, 144 s.
5. Bezák, V. (ed.), Hraško, Ľ., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M., Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. GSSR, Bratislava, 178 s.
6. Biely, A., Bezák, V. (eds.), Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M., Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkyh Tatier 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 232 s.
7. Dublan, L. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, Ľ., Köhlerová, M., Marcin, D., Onačila, D., Scherer, S., Vozárová, A., Vozár, J., Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1 : 50 000. Bratislava, GSSR, 238 s.
8. Fordinál, K. (ed.), Maglay, J., Elečko, M., Nagy, A., Moravcová, M., Vlačiky, M., Kohút, M., Németh, Z., Bezák, V., Polák, M., Plašienka, D., Olšovský, M., Buček, S., Havrila, M., Hók, J., Pešková, I., Kucharič, Ľ., Kubeš, P., Malík, M., Baláž, P., Liščák, P., Madarás, J., Šefčík, P., Baráth, I., Boorová, D., Uher, P., Zlinská, A., Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Záhorskej nížiny 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 232 s.
9. Fordinál, K., Maglay, J., Moravcová, M., Vitovič, L., Nagy, A., Šimon, L., Šefčík, P., Benková, K., Dananaj, I., Demko, R., Dzurenda, Š., Fričovský, B., Gluch, A., Kollárová, V., Kováčiková, M., Kúšik, D., Laurinc, D., Marcin, D., Pelech, O., Šujan, M., Vlačiky, M., Zeman, I., Zlinská, A., Žecová, K., 2024: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – juhovýchodná časť 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 300 s.
10. Gašparik, J. (ed.), Halouzka, R., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J., Ondrejčíková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 196 s.
11. Grecula, P., Kobulský, J. (eds.), Gazdačko, Ľ., Németh, Z., Hraško, Ľ., Novotný, L., Maglay, J., Pramuka, S., Radvanec, M., Kucharič, Ľ., Bajtoš, P., Záhorová, Ľ., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 307 s.
12. Gross, P., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape Liptovskej kotliny 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 79 s.
13. Gross, P., Köhler, E. (eds.), Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupčo, G., Papšová, J., Priehodská, Z., Szalaiová, V., Snopková, P., Stránska, M., Vaškovský, I., Zbořil, Ľ., 1980: Geológia Liptovskej kotliny. GÚDŠ, Bratislava, 242 s.

14. Gross, P., Köhler, E. (ed.), Mello, J., Haško, J., Halouzka, R., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salay, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H., Snopková, P., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. GÚDŠ, Bratislava, 320 s.
15. Gross, P. (ed.), Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Halouzka, R., Karoli, S., Maglay, J., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J., Janočko, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov a Spišsko-šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. GSSR, Bratislava, 239 s.
16. Haško, J., Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 145 s.
17. Ivanička, J. (ed.), Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J., Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GSSR. 236 s.
18. Ivanička, J., Kohút, M. (eds.), Havrila, M., Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S., Zuberec, J., Dananaj, I., Klukanová, A., Konečný, P., Boorová, D., Siráňová, Z., Zlinská, A., Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 389 s.
19. Janočko, J. (ed.), Gross, P., Polák, M., Potfaj, M., Jacko, S. ml., Rakús, M., Halouzka, R., Jetel, J., Petro, Ľ., Kubeš, P., Buček, S., Köhler, E., Siráňová, Z., Zlinská, A., Halasová, E., Hamršíd, B., Karoli, S., Žec, B., Fejdiová, O., Milička, J., Boorová, D., Žecová, K., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 174 s.
20. Kaličiak, M. (ed.), Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, Ľ., Priehodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlinská, A., Žec, B., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – severná časť 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 231 s.
21. Kaličiak, M. (ed.), Baňacký, V., Bodnár, J., Dubéciová, A., Jacko, S., Janočko, J., Jetel, J., Karoli, S., Petro, Ľ., Spišák, Z., Syčev, V., Zlinská, A., Žec, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť 1 : 50 000. GSSR, Bratislava, 206 s.
22. Konečný, V. (ed.), Pristaš, J., Vass, D., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 126 s.
23. Konečný, V. (ed.), Bezák, V., Halouzka, R., Konečný, P., Miháliková, A., Marcin, D., Iglárová, Ľ., Panáček, A., Štohl, J., Žáková, E., Galko, I., Rojkovičová, Ľ., Onačila, D., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1 : 50 000. Bratislava, GSSR. 304 s.
24. Konečný, V. (ed.), Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstříčová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P., Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán) 1 : 50 000. GSSR, Bratislava, 473 s.
25. Koráb, T., Ďurkovič, T., 1978: Geológia Dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). GÚDŠ, Bratislava, 194 s.
26. Kováčik, M. (ed.), Bóna, J., Gazdačko, Ľ., Kobulský, J., Maglay, J., Žecová, K., Derco, J., Zlinská, A., Siráňová, Z., Boorová, D., Bónová, K., Buček, S., Kucharič, Ľ., Kubeš, P., Bačová, N., Petro, Ľ., Vaněková, H., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Beskyd – západná časť 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 180 s.
27. Kováčik, M., Kohút, M., Havrila, M., Boorová, D., Filo, I., Sentpetery, M., Laurinc, D., Olšavský, M., Maglay, J., Nagy, A., Šimon, L., Kolárová, V., Kováčiková, M., Baráth, I., Žecová, K., Zlinská,

- A., Černák, R., Kordík, J., Šoltés, S., Kucharič, Ľ., Liščák, P., Gluch, A., 2015: Vysvetlivky ku geologickej mape Žiaru 1 : 50 000. MŽP SR a ŠGÚDŠ, Bratislava, 420 s.
28. Lexa, J. (ed.), Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Hojstričová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov 1 : 50 000. GSSR Bratislava, 308 s.
29. Maglay, J. (ed.), Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Elečko, M., Havrila, M., Buček, S., Kováčik, M., Hók, J., Baráth, I., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Malík, P., Klukanová, A., Liščák, P., Ondrášik, M., Zuberec, J., Baláž, P., Čurlík, J., Šefčík, P., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Trnavskej pahorkatiny 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, 322 s.
30. Maglay, J., Fordinál, K., Nagy, A., Kováčik, M., Šefčík, P., Vlačíky, M., Moravcová, M., Šimon, L., Zlocha, M., Fričovská, J., Zlinská, A., Žecová, K., Baráth, I., Liščák, P., Ondrášiková, B., Gluch A., Kucharič Ľ., Zeman I., Kubeš P., Benková, K., Bottlik, F., Marcin, D., Michalko, J., Baláž, P., Stupák, J., Kúšik, D., Tuček, Ľ., 2024: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Podunajskej roviny I. diel. ŠGÚDŠ, Bratislava, 192 s.
31. Maglay, J., Fordinál, K., Nagy, A., Kováčik, M., Šefčík, P., Vlačíky, M., Moravcová, M., Šimon, L., Zlocha, M., Fričovská, J., Zlinská, A., Žecová, K., Baráth, I., Liščák, P., Ondrášiková, B., Gluch A., Kucharič Ľ., Zeman I., Kubeš P., Benková, K., Bottlik, F., Marcin, D., Michalko, J., Baláž, P., Stupák, J., Kúšik, D., Tuček, Ľ., 2024: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Podunajskej roviny II. diel. ŠGÚDŠ, Bratislava, 364 s.
32. Mahel', M., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 89 s.
33. Mahel', M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. GÚDŠ, Bratislava, 221 s.
34. Mello, J. (ed.), Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D. Vozárová, A., Gaál, Ľ., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M., Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. GSSR, Bratislava, 255 s.
35. Mello, J. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Liščák, P., Kubeš, P., Scherer, S., Siráňová, Z., Szalaiová, V., Žáková, E., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 303 s.
36. Mello, J. (ed.), Boorová, D., Buček, S., Filo, I., Fordinál, K., Havrila, M., Iglárová, Ľ., Kubeš, P., Liščák, P., Maglay, J., Marcin, D., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Rapant, S., Remšík, A., Salaj, J., Siráňová, Z., Teťák, Zuberec, J., Zlinská, A., Žecová, K., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Stredného Považia 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, 378 s.
37. Nagy, A. (ed.), Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J. Kubeš, P., Liščák, P., Stolár, M., Dulovičová, K., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – východná časť 1 : 50 000. GSSR, Bratislava, 187 s.
38. Nemčok, J. (ed.), Zakovič, M., Gašpariková, V., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K., Hanzel, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 131 s.
39. Nemčok, J. (ed.), Bezák, V., Janák, M., Kahan, Š., Ryka, W., Kohút, M., Lehotský, I., Wiczorek, J., Zelman, J., Mello, J., Halouzka, R., Rackowski, W., Reichwalder, P., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 135 s.
40. Polák, M. (ed.), Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Zacharov, M., Baláž, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karoli, S., Kaličiak, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. GSSR, Bratislava, 201 s.
41. Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M. (eds.), Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z.,

- Boorová, D., Fejdiová, O., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GSSR, 204 s.
42. Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšavský, M., Šiman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D., Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 218 s.
43. Polák, M. (ed.), Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšavský, M., Filo, I., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., Hraško, Ľ., Németh, Z., Malík, P., Liščák, P., Madarás, J., Slavkay, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Boorová, D., Zlinská, A., Siráňová, Z., Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 287 s.
44. Potfaj, M. (ed.), Šlepecký, T., Maglay, J., Hanzel, V., Boorová, D., Žecová, K., Kohút, M., Nagy, A., Teťák, F., Vass, B., Sandanus, M., Buček, S., Sýkora, M., Köhler, E., Fejdiová, O., Kandra, K., Samuel, O., Bubík, M., Beleš, F., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Kysuce 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 193 s.
45. Priechodská, Z., Harčár, J. (eds.), Karolus, K., Karolusová, E., Remšík, A., Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 114 s.
46. Pristaš, J. (ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E., Töröková, I., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 250 s.
47. Salaj, J. (ed.), Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A., Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 181 s.
48. Šimon, L. (ed.), Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D., Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. GSSR, Bratislava, 281 s.
49. Teťák, F., Potfaj, M., Havrila, M., Filo, I., Pešková, I., Boorová, D., Žecová, K., Laurinc, D., Olšavský, M., Siráňová, Z., Buček, S., Kucharič, Ľ., Gluch, A., Šoltés, S., Pažická, A., Iglárová, L., Liščák, P., Malík, P., Fordinál, K., Vlačíky, M., Köhler, E., 2015: Vysvetlivky ku geologickej mape Bielych Karpát (južná časť) a Myjavskej pahorkatiny. ŠGÚDŠ, Bratislava. 314 s.
50. Teťák, F., Kováčik, M., Pešková, I., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Vlačíky, M., Laurinc, D., Žecová, K., Zlinská, A., Liščák, P., Marcin, D., Žilka, A., Kucharič, Ľ., Gluch, A., Baláž, P., 2016: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Biela Orava 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 223 s.
51. Teťák, F., Pešková, I., Pelech, O., Sentpetery, M., Olšavský, M., Kováčik, M., Boorová, D., Laurinc, D., Demko, R., Maglay, J., Vlačíky, M., Žecová, K., Zeman, I., Gluch, A., Dananaj, I., Marcin, D., Kúšik, D., 2024: Vysvetlivky ku geologickej mape Bielych Karpát 1 : 50 000 (severná časť). ŠGÚDŠ, Bratislava, 248 s.
52. Vass, D., Konečný, V. a Šefara, J. (eds.), Pristaš, J., Škvarka, L., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. GÚDŠ, Bratislava, 277 s.
53. Vass, D., Elečko, M. (eds.), Bodnár, J., Gaál, Ľ., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J., Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 177 s.

54. Vass, D., Elečko, M. (eds.), Pristaš, J., Lexa, J., Hanzel, V., Modlidba, I., Jánová, V., Bodnár, J., Husák, Ľ., Filo, M., Májovský, J., Linkeš, V., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. GÚDŠ Bratislava, 162 s.
55. Vass, D., Elečko, M. (eds.), Bezák, V., Bodnár, J., Pristaš, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J., Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 196 s.
56. Vass, D., Elečko, M., Konečný, V. (eds.), Krippel, M., Kubeš, P., Bodnár, J., Filo, M., Husák, Ľ., Lacika, J., Lexa, J., Linkeš, V., Pristaš, J., Vozárová, A., Vozár, J., Zakovič, M., 2007: Geológia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. ŠGÚDŠ, Bratislava, 284 s.
57. Vaškovský, I., Bárta, R., Hanzel, V., Halouzka, R., Harčár, J., Karolus, K., Pristaš, J., Remšík, A., Šucha, P., Vass, D., Vaškovská E., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 115 s.
58. Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. ml., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, Ľ., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D., Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. GSSR, Bratislava, 254 s.
59. Žec, B. (ed.), Gazdačko, Ľ., Kobulský, J., Bóna, J., Potfaj, M., Pristaš, J., Žecová, K., Derco, J., Kucharič, Ľ., Marcin, D., Petro, Ľ., Zlinská, A., Siráňová, Z., Vaněková, H., Buček, S., Konečný, P., 2011: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízke Beskydy – stredná časť 1 : 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 188 s.

Oblasť 1

Geomorfologické celky: Malé Karpaty, Myjavská pahorkatina, Čachtické Karpaty, Záhorská nížina, Borská nížina, Chvojnická pahorkatina.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 4, 8, 43, 49.

Základná geologická stavba

Do oblasti 1 zasahujú tak vonkajšie, ako aj vnútorné Západné Karpaty, ktoré sa stýkajú pozdĺž úzkého pruhu bradlového pásma. Vnútorné Karpaty majú dve štruktúrne etáže: spodná je tvorená predterciárnym podloží, vrchná poprikrkovými paleogénnymi a neogénnymi sedimentmi.

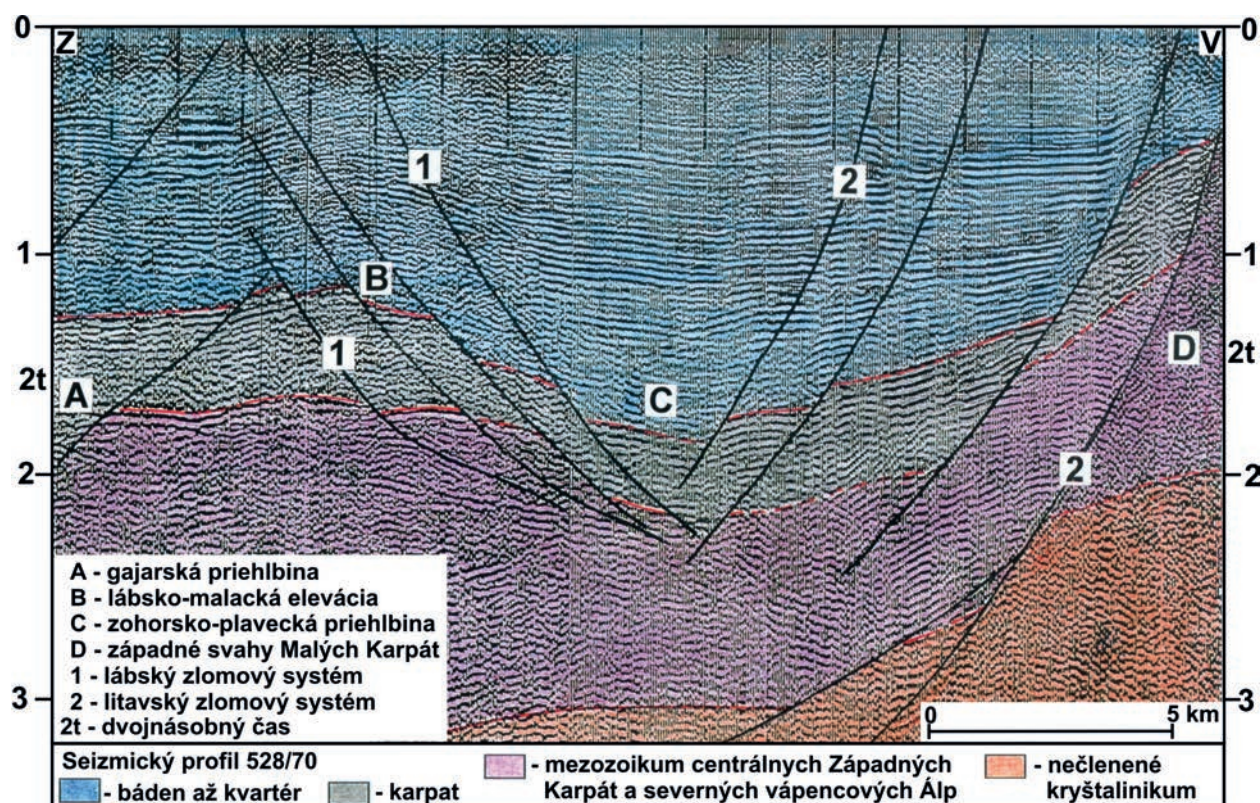
Predterciárne podložie vystupuje na povrch v elevačných štruktúrach (Malé Karpaty, Brezovské Karpaty, Čachtické Karpaty, Myjavská pahorkatina). Morfoštruktúra Malých Karpát je typickým jadrovým pohorím, v ktorom je exhumované hercýnske kryštalinické jadro paleozoického veku a na ktorom ležia vrchnopaleozoicko-mezozoické jednotky ako v obalovej, tak aj v príkrovovej pozícii. Zastúpené sú tu príkrovy fatrika a hronika. V severnej časti Malých Karpát tieto jednotky netypicky strmo upadajú k severu, ich rozhrania sú tektonizované, zlomové, čo pripomína pribradlový štýl. Tento jav pripisujeme aktivite miocénnej strižnej zóny vsv.-zjz. smeru, ktorá zasahuje do severnej časti Malých Karpát. V tejto zóne sa nachádza aj úzky pruh sedimentov vnútrokarpatského paleogénu zavrásnený do týchto štruktúr (Marko et al., 1990).

V eleváciách Brezovských Karpát a Čachtických Karpát vystupujú na povrch mezozoické jednotky interpretované ako elevačné štruktúry generované v miocénnej smerne-posunovej strižnej zóne (Marko et al., 1991). V Myjavskej pahorkatine sú zachované sedimenty vrchnej kriedy, ktoré boli usadené po paleoalpínskych tektonických pochodoch.

Jednotky vrchnej štruktúrnej etáže reprezentujú jednak paleogénne sedimenty, ale najmä neogénne sedimenty, ktoré sú zachované v depresných štruktúrach Viedenskej panvy a izolovaných depresiách Bukovskej brázdy, dobrovodskej depresie a Vaďovskej kotliny. Slovenská časť Viedenskej panvy zaberá celú Záhorskú nížinu. Časť panvy má v podloží predterciárne jednotky, ale severná časť, ktorá zasahuje do vonkajších Karpát, má v podloží paleogénne jednotky vonkajšieho flyšového pásma. Vekový diapazón sedimentárnej výplne zlomovo kontrolovanej Viedenskej panvy je ranný miocén až pliocén. Sedimentácia kulminovala v bádene, depocentrá sedimentácie v priebehu zaplňania panvy migrovali zo severu na juh, počas evolúcie bazénu sa menil aj tektonický štýl otvárania depocentier. Maximálna hrúbka nahromadených miocénnych a pliocénnych sedimentov v slovenskej časti Viedenskej panvy dosahuje cez 5 500 m (napr. v gajarskej depresii, obr. 11).

Viedenská panva je mladá štruktúra, ktorá vznikla v bádene a vyvíjala sa až do pliocénu. V predbádenskej etape vznikla panva s osou smeru cca V – Z s depocentrom sedimentácie v dnešnej brezovskej depresii. Počínajúc bádenom sa vytvoril terajší tvar a smer panvy SV – JZ, ktorý staré štruktúry smeru V – Z do značnej miery zastiera (Buday et al., 1967).

Dobrovodská depresia a Vaďovská kotlina vyplnené miocénnymi sedimentmi sú interpretované ako bazény situované v smerne-posunovej strižnej zóne vsv.-zjz. smeru. Táto strižná zóna je súčasťou tzv. karpatského strižného koridoru definovaného Markom et al. (2017).



Obr. 11. Seizmický rez cez gajarskú priehlbínu a susedné štruktúry (Kocák et al., 1973)

Tektonická jednotka bradlového pásma má samostatné postavenie, ťahne sa na povrchu od Podbranča smerom na východ a potom na severovýchod. Má štruktúrny štýl strižnej transpresnej zóny medzi vonkajšími a vnútornými Karpátmi. Jursko-kriedové až paleogénne litostratigrafické členy tvoriace sedimentárne formácie bradlového pásma sú skomprimované do úzkej zóny, v ktorej je ich pôvodná nadväznosť, kontinuita a stratigrafická superpozícia v dôsledku intenzívnej dynamiky tejto strižnej zóny porušená, pretransformovaná do bradlového štýlu megabrekcie. Pruh bradlového pásma je ukončený pri Podbranči, kde sa ponára pod neogénne sedimenty Viedenskej panvy, pokračuje však v podloží v zóne farských zlomov.

Severne od bradlového pásma až po štátnu hranicu s Českou republikou sú sedimentárne komplexy vonkajších Karpát tvorené flyšovými paleogénnymi sedimentmi, ktoré sú stlačené, zvrásnené a príkrovovo nasunuté na Európsku platformu.

Tektonický vývoj a hlavné zlomy

Malé Karpaty

Malé Karpaty sú mladoterciálnou hrastou, ktorá je porušená sieťou zlomov. V stavbe Malých Karpát možno sledovať zlomy, ktoré by mali pokračovať aj v podloží Viedenskej a Podunajskej panvy. Podľa vzťahu k tvaru a orientácii hraste rozlišujeme pozdĺžne zlomy sv.-jz. a vsv.-zjz. smeru, priečne zlomy sz.-jv. smeru a zlomy s.-j. smeru.

Malé Karpaty sú v tektonickom kontakte s neogénnymi a kvartérnymi sedimentmi mladých panví (Viedenskej a Dunajskej) prostredníctvom poklesov smeru SV – JZ (Maheľ et al., 1967). Západný okrajový zlom je reprezentovaný systémom litavských zlomov. Východný okrajový malokarpatský zlom vznikol už v bádene a v panóne a ponte bol zvýraznený (Magdolen et al., 1979). Spôsobil ešte väčší pokles sedimentov Podunajskej panvy vzhľadom na Malé Karpaty ako vo

Viedenskej panve a je vlastne systémom paralelných poklesov sklonených na JV (napr. Cambel a Valach, 1956, Janáček, 1971).

V staršej stavbe Malých Karpát majú dôležitú úlohu pozdĺžne prešmyky (Plašienka, 1990), ktoré sú neskôr v neogéne často omladzované. Sú buď severovergentné, alebo spätné (juhovergentné). Najvýznamnejšie severovergentné prešmyky a násuny kryštalinika na obalové mezozoikum sa vyskytujú na západnom okraji bratislavského masívu (oblasť Borinky). Spätné prešmyky prevažujú v mezozoických jednotkách (Maheľ et al., 1967) a sú podľa Michalíka (1984) sávsko-štajerského veku. Aj vonkajší okrajový zlom Bukovskej brázdy vyplnenej paleogénnymi sedimentmi sa v súčasnosti interpretuje ako spätný prešmyk bloku mezozoických hornín havranickej jednotky na paleogénnu výplň (Michalík, 1984, Marko et al., 1990, Plašienka et al., 1991). Výskyt mnohých spätných prešmykov v severnej časti Malých Karpát sa vysvetľuje dynamikou hlbinného zlomu pozdĺž bradlového pásma (peripieninský lineament). Spätnými prešmykmi sú pravdepodobne zasiahnuté aj pruhy telies obalového kremenca „zavrásnené“ do kryštalinika v modranskom masíve.

Systém zlomov vsv.-zjz. smeru sa pokladá prevažne za smerne-posuvný. Smerne-posuvná zložka miocénnych, ale aj starších pohybov na týchto zlomoch sa zistila na mezoskopických poruchách priamo v teréne (Marko et al., 1991, Kováč et al., 1993). To však nevylučuje, že tieto zlomy v istom období mohli fungovať aj ako prešmyky alebo poklesy. Dúbravská porucha a sološnícky zlom na západnom okraji Malých Karpát fungovali ako horizontálny posun aj ako prešmyk (Marko et al., 1990). Kátlovský zlom lokalizovaný v sv. časti Malých Karpát presekáva východný okrajový zlom Malých Karpát označovaný v tejto časti ako smolenický zlom. Reprezentuje tektonický kontakt malokarpatskej hrasti s mladými sedimentmi dunajskej panvy, čo dokazuje jeho mladú aktivitu.

Priečne zlomy smeru SZ – JV prebiehajú naprieč vykľutím Malých Karpát. Mnohé sú dobre čitateľné v geologických mapách. Južný okraj Malých Karpát je ohraničený systémom porúch smeru SZ – JV. Ide o dunajské zlomy, ktorých súčasťami sú devínsky a sihoťský zlom (Marko a Uher, 1992). Na mape nápadný priečny borinský zlom síce zreteľne vysúva obalové mezozoikum severnej kryhy vzhľadom na južnú, ale súvislý styk granitoidného masívu s obalovým mezozoikom neporušuje.

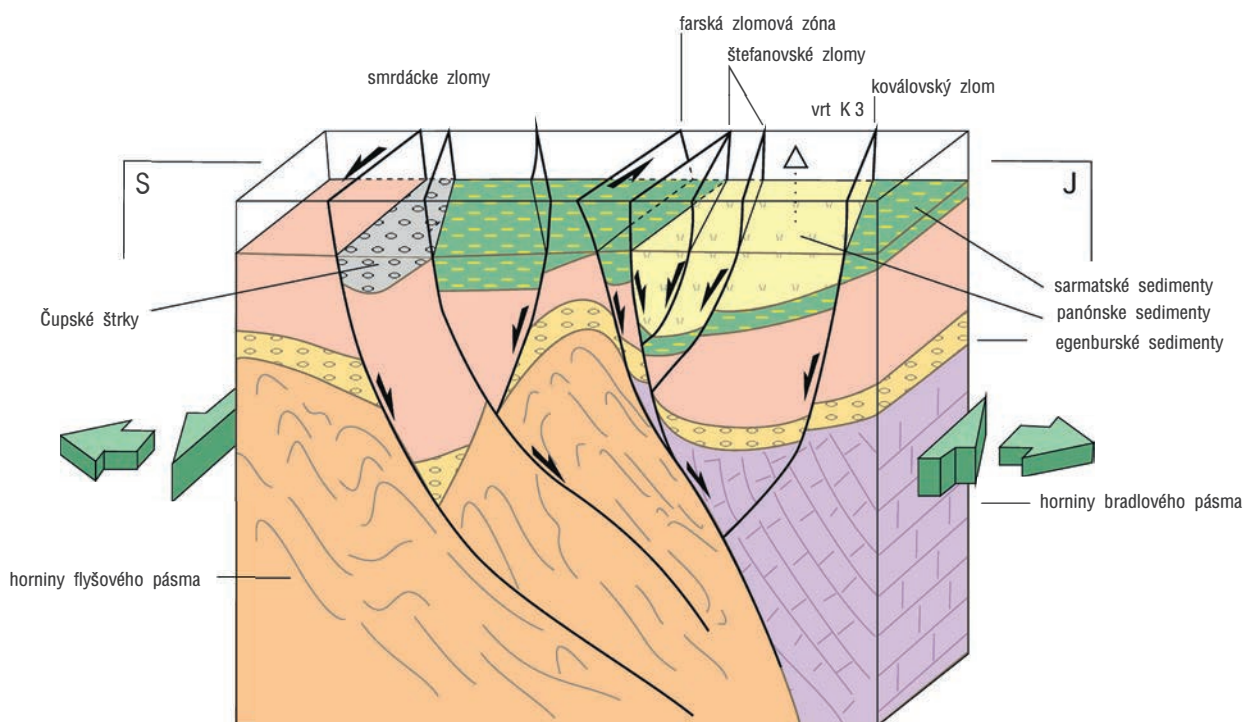
Na východnom okraji malokarpatskej hrasti je z geologickej mapy viditeľný systém pílanských zlomov smeru SZ – JV, pozdĺž ktorých je obalové mezozoikum zaklesnuté do kryštalinika. Tieto zlomy pravdepodobne pokračujú aj do mezozoických jednotiek na severnom okraji Malých Karpát, v ktorých bol zmapovaný celý systém priečných zlomov (Michalík, 1984). Overený bol aj analýzou posunov geologických hraníc (Marko, 1986). Poruchy smeru SZ – JV sú indikované aj v podloží Viedenskej panvy, napr. lakšársky a mikulášsky zlom.

Zlomy smeru S – J a SSZ – JJV v južnej časti hrasti tvoria morfoštruktúru Lamačskej brány a v doline Vydrice sa interpretuje vydrický zlom s.-j. smeru. Nápadnou poruchou smeru S – J je limbašský zlom (Maheľ et al., 1986), pozdĺž ktorého sú ľavostranne vysunuté granitoidy bratislavského masívu s kryštalinikom vzhľadom na obalové mezozoikum. Veľký počet zlomov smeru S – J sa črtá z geologickej mapy aj v oblasti modranského masívu. Medzi bratislavským a modranským granitoidným masívom interpretujeme systém zlomov smeru S – J, ktorý pretína celý malokarpatský zlom. Je to sološnícko-peziňský zlomový systém (Marko, 1986), pozdĺž ktorého je zrejme sinistrálne vysunutý modranský granitoidný blok vzhľadom na bratislavský. Je pravdepodobné, že tento systém pokračuje aj v podloží Viedenskej panvy a v jej terciérnej výplni. Najvýchodnejší z významných zlomov smeru S – J v Malých Karpatoch je lošonecký zlom (Maheľ et al., 1986).

Viedenská panva

Vznik a sedimentáciu vo Viedenskej panve kontrolovala zlomová tektonika (obr. 12). Viedenská panva je vďaka svojmu uhlíkovodíkovému potenciálu najlepšie preskúmaným sedimentárnym

bazénom Západných Karpát, v ktorom bolo realizovaných mnoho vrtov a geofyzikálnych meraní (najmä seizmických profilov). Na základe nich bolo možné panvu rozčleniť hlavnými zlomovými pásmami na systém čiastkových prepادلín alebo depresí a elevácií (obr. 13). Na geologickej mape je zobrazené pomerne málo zlomov, pretože mnohé nevychádzajú na povrch, sú prekryté najmladšími pliocénno-kvartérnymi formáciami, tak ako je to aj v iných panvách Západných Karpát. Vo vzťahu k tvaru panvy sa rozlišujú pozdĺžne sv.-jz., priečne sz.-jv. a diagonálne v.-z., vsv.-zjz. a s.-j zlomy.



Obr. 12. Dynamika sedimentačného priestoru vo vrchnom miocéne (idealizovaný rez v smere S – J cez vrt Koválov 3, bez mierky).

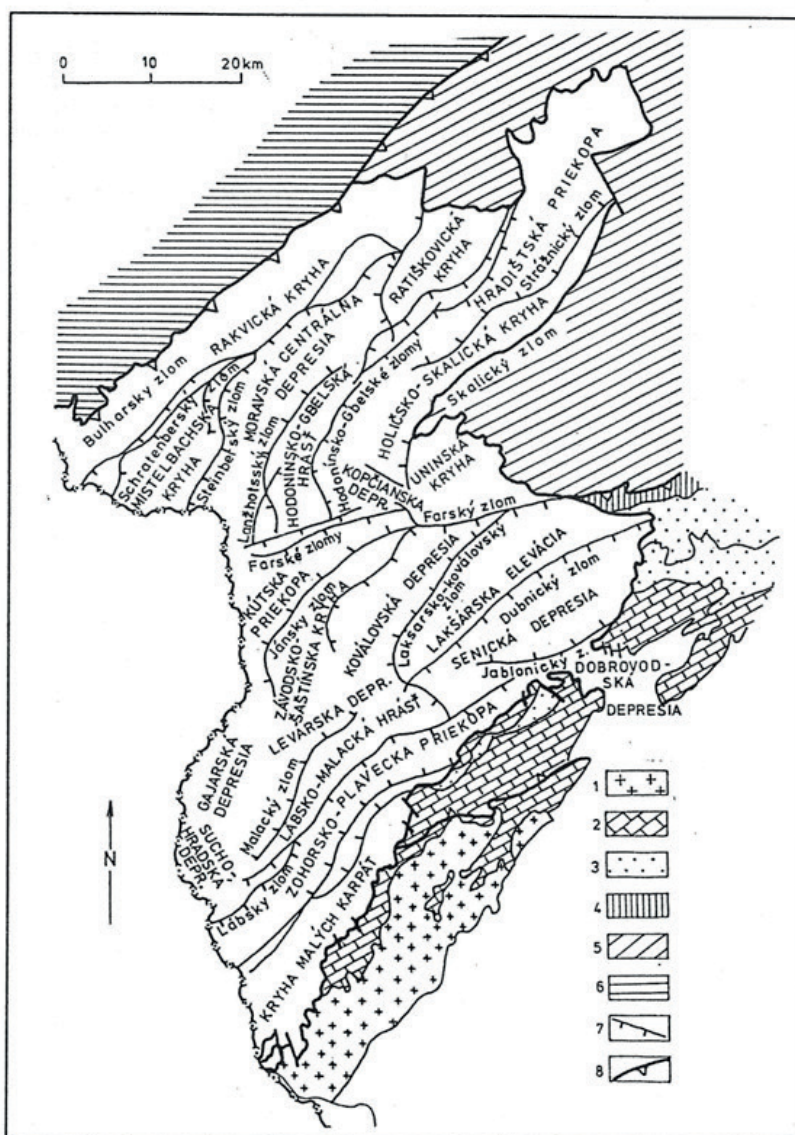
Pozdĺžne sv.-jz. zlomy sa pokladajú za poklesy so sklonom okolo 50°, boli aktívne od spodného bádenu po pliocén (Dlabač et al., 1968, Čech et al., 1975). Presekávajú neogénnu výplň, ale zasahujú aj do predneogénneho podložia panvy a formujú jeho neotektonický reliéf. Smerová zhoda pozdĺžnych zlomov s rozhraniami predneogénnych tektonických jednotiek podložia Viedenskej panvy sa vysvetľuje aj kopírovaním starých rozhraní mladými zlomami (Buday et al., 1967). Niektorí autori pokladajú systém pozdĺžnych zlomov za pripovrchový prejav hlbinných zlomov, napríklad schrattenberského (Dolenko, 1958) alebo peripieninského zlomu (Michalík, 1984).

Hlavný okrajový zlom Malých Karpát pri Viedenskej panve sa nachádza západnejšie od ich bezprostredného kontaktu s najmladšou výplňou Viedenskej panvy. Na línii Stupava – Pernek – Kuchyňa je výrazný tiažový gradient, ktorý by mohol tento systém okrajových zlomov malokarpatskej hrasti reprezentovať. Aj z máp hrúbky neogénu Viedenskej panvy je zrejmé, že sa prah hrasti jz. časti Malých Karpát začína plytko pod neogénom na západ od okraja Malých Karpát (Dlabač et al., 1968). Hranu prahu tvorí systém litavských poklesových zlomov smeru SV – JZ. Tieto zlomy z východu lemujú morfolofotektonickú depresiu Viedenskej panvy – zohorsko-plaveckú priekopu vyplnenú sedimentmi otnangu až dáku ležiacimi na mezozoických príkrovových jednotkách.

Priečne zlomy smeru SZ – JV alebo SSZ – JJV sú v dnešnej podobe Viedenskej panvy menej výrazné. Sú vyvinuté napr. v zlomovo kontrolovanej lamačskej, brezovskej a jablonickej depresii (Bu-

day a Špička, 1965, Mahel' et al., 1967). Považujú sa za poklesové zlomy presekávajúce neogénnu výplň aj podložie. V podloží panvy sa zistila výrazná lakšárska, mikulášska a cunínska porucha smeru SZ – JV. Predpokladá sa, že ide o systém strmých predneogénnych zlomov reaktivizovaných najmä pri sávskych pohyboch (Buday et al., 1967).

Zlomy smeru V – Z alebo VSV – ZSZ sú vzhľadom na dnešný tvar Viedenskej panvy orientované diagonálne. Dominantný vplyv pri formovaní reliéfu podložia mali v najstarších etapách vývinu panvy (Dlabač et al., 1968). Na význam zlomov smeru VSV – ZJZ (napr. myjavského), ktoré sú nápadné aj na družicových snímkach (Pospíšil et al., 1986), ukazujú aj analýzy ohniskových mechanizmov zemetrasení. Systém týchto zlomov sa na základe detailnej štruktúrnej analýzy interpretoval na severnom okraji Pezinských Karpát a v Brezovských Karpatoch ako prejav významnej miocénnej smerne-posuvnej strižnej zóny (Marko et al., 1990, 1991, Kováč et al., 1993, Marko a Kováč, 1996). Táto strižná zóna bola neskôr pomenovaná Markom et al. (2017) ako karpatský strižný koridor.

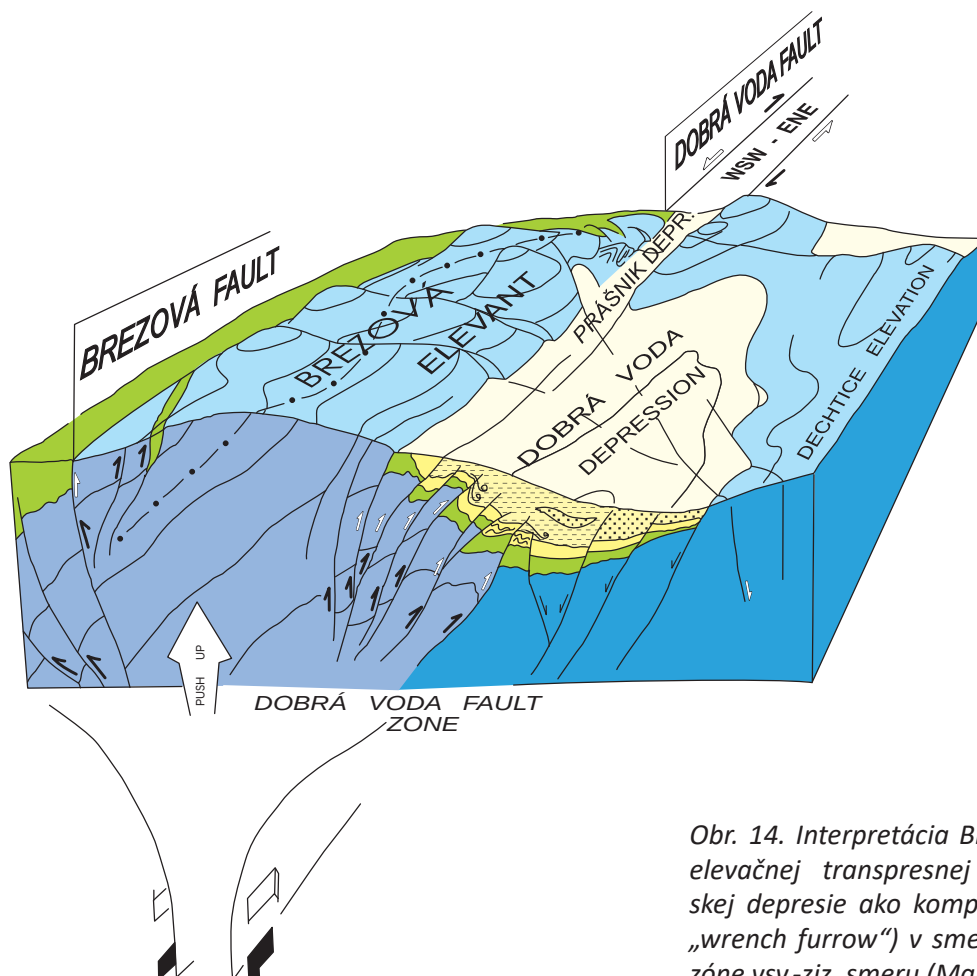


Obr. 13. Schéma morfolitektonických štruktúr Viedenskej panvy kontrovaných zlomami (Baňacký et al., vysvetlivky č. 4). Vysvetlivky: 1 – kryštalikum, 2 – mezozoické komplexy, 3 – vnútrokarpatský paleogén, 4 – bradlové pásmo, 5 – flyšové pásmo, 6 – jednotky Českého masívu, 7 – poklesové zlomy, 8 – prešmyky a násuny.

Aj zlomy s.-j. smeru (napr. hodonínsko-gbelský, lužický, čársky) sú vzhľadom na tvar Viedenskej panvy orientované diagonálne a doteraz boli opísané predovšetkým z ložiskových častí (Bartek et al., 1982). Predpokladá sa, že sú predneogénneho založenia. Majú opodstatnenie v štruktúrnom pláne tejto časti Karpát. Vysunutie karpatského kôrového segmentu vzhľadom na alpský k severu sa dá vysvetliť ľavostranným posunom pozdĺž hypotetickej strižnej zóny smeru S – J lokalizovanej medzi alpskou a karpatskou doménou (Krs a Roth, 1979). Zlomy s.-j. smeru vo Viedenskej panve môžu byť prejavom tejto zóny. Odlišná genéza sa prisudzuje zlomom smeru S – J podľa „pull-apartového modelu“ otvárania sa Viedenskej panvy (Royden et al., 1982) ľavostranným posunom pozdĺž okrajových zlomov smeru SV – JZ v strednom miocéne. Zlomy smeru S – J v tomto modeli fungujú ako poklesy, ktorými sa relaxoval smerný posun. Tieto dve interpretácie funkcie zlomov smeru S – J sa vzájomne nevylučujú, ak bolo vysúvanie karpatského segmentu na sever pozdĺž sinistrálnej strižnej zóny smeru S – J staršou udalosťou ako poklesy na zlomoch smeru S – J.

Brezovské Karpaty, Čachtické Karpaty, Myjavská pahorkatina a Biele Karpaty

Predterciérne jednotky vystupujúce na povrch v severnej časti oblasti 1 sú porušené zlomami, ktoré tvoria zlomovú sieť niekoľkých smerov. Dominantná je miocénna smerne-posunová strižná zóna vsv.-zjz. smeru (karpatský strižný koridor, uvedené vyššie), v ktorej sa nachádzajú elevačné aj depresné štruktúry oblasti, ktoré boli formované dynamikou tejto strižnej zóny. Tá je ohraničená na severe myjavským zlomom lemujúcim bradlové pásmo a na juhu kátlovským zlomom. Ďalšie zlomy tohto smeru ako dobrovodský a brezovský sú štruktúry paralelné so strižným koridorom. Sú to strmé smerné posuny, ktorých kinematika sa menila v priebehu neogénu so



Obr. 14. Interpretácia Brezovských Karpát ako elevačnej transpresnej štruktúry a brezovskej depresie ako kompresného bazénu (typu „wrench furrow“) v smerne-posunovej strižnej zóne vsv.-zjz. smeru (Marko et al., 1991).

zmenou napäťových režimov. Výsledkom tejto kinematiky sú transpresné štruktúry (obr. 14) tvoriace elevácie predterciérnych jednotiek (Brezovské Karpaty, Čachtické Karpaty), ale aj depresné štruktúry tvorené neogénnymi sedimentmi (dobrovodská a vaďovská depresia).

Zlomy smerov SZ – JV a S – J sú poklesové, extenzné. Sz.-jv. zlomy sú početné, segmentujú ostatné zlomy aj bradlovú zónu. Východný okraj sedimentov Viedenskej panvy tvorí kopaničiarsky zlom, ide o pokles ssv. smeru.

Základné zlomové systémy oblasti 1, ako aj oblasti 3 sú zobrazené na mape zlomov v kapitole Oblasť 3 (obr. 20).

Kvartérna tektonika

Kvartérna aktivita zlomov v oblasti 1 sa odráža v distribúcii kvartérnych sedimentov, morfoštruktúrach a seizmickej aktivite, ktorá je najintenzívnejšia v oblasti Dobrej Vody. Distribúcia kvartérnych uloženín indikuje kvartérne zlomy najmä v Záhorskej nížine. Najvýraznejšia je zo-horsko-plavecká depresia založená na systéme litavských a lábskych zlomov sv.-jz. smeru, ktoré vytvárajú negatívny štruktúrny vejár (depresiu) v sedimentárnom nadloží východného okrajového zlomu Viedenskej panvy. Kvartérna výplň zohorsko-plaveckej depresie tvorená fluvialnými akumuláciami Moravy tu dosahuje hrúbku cca 90 m. Litavsko-lábsky zlomový systém pokračuje na SV pravdepodobne do oblasti Brezovských Karpát ako dobrovodský zlom a potom do oblasti stredného Považia až k Žiline. Všetky tieto zlomy majú prevládajúcu sinistrálnu smerne-posunovú zložku pohybu a vykazujú seizmickú aktivitu (Šefara et al., 1987).

Takmer všetky kvartérne zlomy sú staršieho založenia a reaktivované prevažne ako extenzné, poklesové. Vytvorili depocentrá na ukladanie kvartérnych sedimentov. Monitoringom recentných pohybov sa zistilo, že v zóne hlbinej diskontinuity peripieninského lineamentu v horizontálnom smere SZ – JV je pohyb cca 1 mm/rok, čo dokladá extenziu naprieč lineamentom (Vyskočil, 1979). Analýzou ohniskových mechanizmov zemetrasení sa zistilo, že niektoré recentne aktívne zlomy sú smerne-posunové. Takýto je najmä dobrovodský zlom vsv.-zjz. smeru (Fojtíková et al., 2010, Šujan et al., 2019), na ktorom sú generované recentné zemetrasenia.

Kvartérne reaktivované mohli byť zlomy všetkých smerov. V hrasti Malých Karpát sa javí ako najmladší systém zlomov s.-j. a sz.-jv. smeru, ktoré porušujú všetky súvrstvá a všetky zlomové aj vrásové štruktúry (Polák et al., vysvetlivky č. 43). Priečne zlomové systémy vytvorili aj výrazné priečne depresie, v geomorfologickej terminológii „brány“. Široká Karnuntská brána oddeľuje Malé Karpaty od Litavských vrchov (a zároveň aj Západné Karpaty od Východných Álp). Devínskou bránou tečie v súčasnosti Dunaj sledujúci dunajský zlom. Lamačské zlomy vymedzujú mladú lamačskú depresiu (bránu) vyplnenú sarmatskými až kvartérnymi sedimentmi.

Oblasť 2

Geomorfologické celky: Považský Inovec, Trenčianska kotlina, Tribeč, Trnavská pahorkatina, Nitrianska pahorkatina.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 17, 18, 29, 46, 48.

Základná geologická stavba

V oblasti 2 vystupujú dve jadrové pohoria a priliehajúce sedimentárne panvy. Jadrové pohoria (Považský Inovec a Tribeč) tvoria vyzdvihnuté hrasťové štruktúry, v ktorých vystupuje predterciérne podložie.

Považský Inovec (obr. 15) predstavuje hrasť, ktorá je členená na tri bloky: selecký (severný), bojniansky (stredný) a hlohovecký (južný). Geologickú stavbu tvoria tektonické jednotky tatrikum, fatrikum (krížňanský príkrov) a hronikum (chočský príkrov). Tatrikum obsahuje kryštallické jadro zložené z metamorfitov (svory, ruly, amfibolity) a granitoidov a mezozoické obalové sukcesie (selecká, inovecká, tribečská).

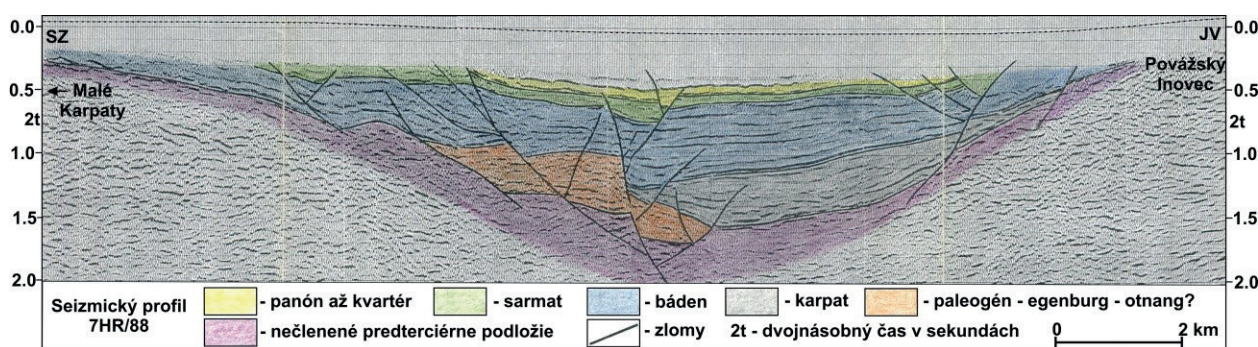


Obr. 15. Považský Inovec patrí k najviac a najrýchlejšie stúpajúcim jadrovým pohoriam (foto J. Madarás).

Tribeč je súčasťou vnútorného pásma jadrových pohorí a tvorí hrasť smeru JZ – SV. Skýcovským zlomovým systémom je rozdelený na tribečskú a rázdielsku časť. Na stavbe sa podieľa

tatrikum, v rázdielskej časti aj príkrovy fatrika a hronika. Tatrikum je budované granitoidmi a permsko-mezozoickým obalom (tribečská sukcesia).

Trnavská a Nitrianska pahorkatina tvoria výbežky Podunajskej nížiny a sú vyplnené hrubými vrstvami neogénnych a kvartérnych sedimentov. Trnavská pahorkatina predstavuje geologicky blatniansku priehlbínu, ktorá je vklinená medzi Malé Karpaty a Považský Inovec. Jej predterciérne podložie (tatrikum, fatrikum, hronikum) sa nachádza v hĺbkach až 4 000 m (obr. 16). Výplň tvoria morske až sladkovodné sedimenty neogénu (miocén – pliocén). Povrch je pokrytý mohutnými vrstvami kvartérnych spraší a sprašových hĺn. Nitrianska pahorkatina zahŕňa štruktúry, ako sú rišňovská priehlbina, Bánovská kotlina a topoľčiansky záliv. Podložie tvoria horniny tatrika, fatrika a hronika. Neogénnu výplň reprezentujú miocénne až pliocénne sedimenty (čausianske, bánovské, lakšárske súvrstvie). Väčšina územia je pokrytá kvartérnymi sedimentmi, najmä sprašami a aj fluvialnými nánosmi rieky Nitra.



Obr. 16. Podunajská panva – blatnianska priehlbina – geologická interpretácia vyššej časti hlbinného seizmického profilu 7HR/88 (Pereszlényi et al., 1997).

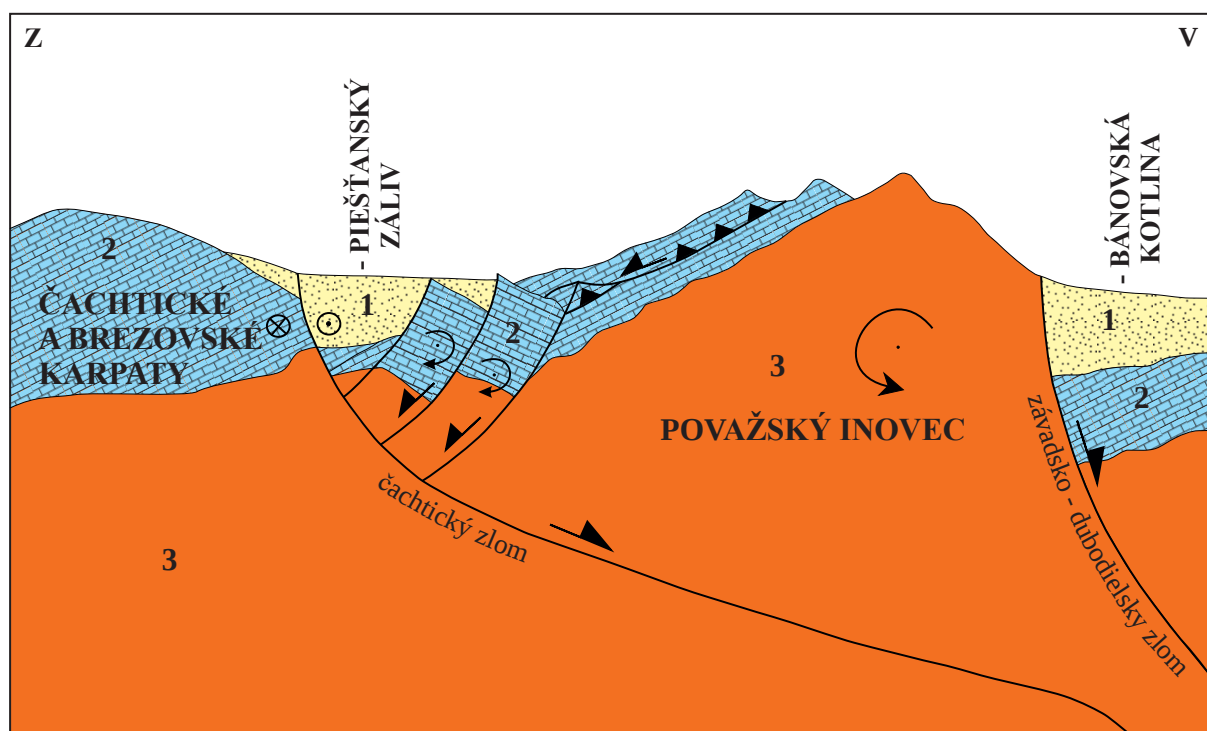
Celá oblasť je výrazne poznačená zlomovou tektonikou, najmä s.-j. a sv.-jz. systémami (napr. považský a majcichovský zlom), ktoré podmienili vznik priehlbín a zdvih pohorí. Prevažnú časť povrchu pahorkatín a kotlín zakrývajú kvartérne eolické sedimenty (spraše) a fluvialne sedimenty nív a terás riek Váh a Nitra.

Tektonický vývoj a hlavné zlomy

Tektonický vývoj a zlomová štruktúra oblasti 2 sú výsledkom zložitej interakcie od hercýnskeho orogénu až po neotektonické pohyby v kvartéri. Táto oblasť je kombináciou vyzdvihnutých hrastí a poklesnutých vnútrohorských priehlbín, ktoré tvoria severné výbežky Podunajskej panvy.

Považský Inovec predstavuje typickú miocénnu hrast' predĺženú v smere SSV – JJZ. Vznik hrasti a okolitých prepádlin je na modelovej schéme (obr. 17). Pohorie je rozdelené na tri hlavné bloky. Deliacim elementom medzi seleckým a bojníanskym blokom je hrádocko-zlatnícka línia, ktorá reprezentuje plochu severovergentného alpínskeho násunu. Západnú stranu hrasti obmedzuje považský zlomový systém smeru SSV – JJZ s úklonom na SZS a východnú majcichovský zlomový systém (obr. 18), ktorý má v úseku Svrbice – Hlohovec smer paralelný s považským zlomovým systémom a severne od Svrbíc pokračuje na SSV a prebieha naprieč celým pohorím. Je teda zrejme, že majcichovský zlom pozostáva z dvoch zlomov patriacich k dvom systémom stretávajúcich sa pri Svrbiciach. Úsek Vozokany – Šalgovce je paralelný s kátlovským, bolerázkym alebo aj so striebornickým zlomom. Maheľ (1986) tieto zlomy zaradil k rišňovskému systému, ktorý vykazuje výraznú aktivitu od tortónu až po kvartér. Majcichovský zlom je porušený zlomami sz.-jv. smeru, preto sa tieto zlomy javia ako najmladší zlomový systém. Vzhľadom na to, že je to systém paralelný s hrádockým zlomom, ktorý sa výrazne prejavoval už počas mladšieho paleozoika, možno

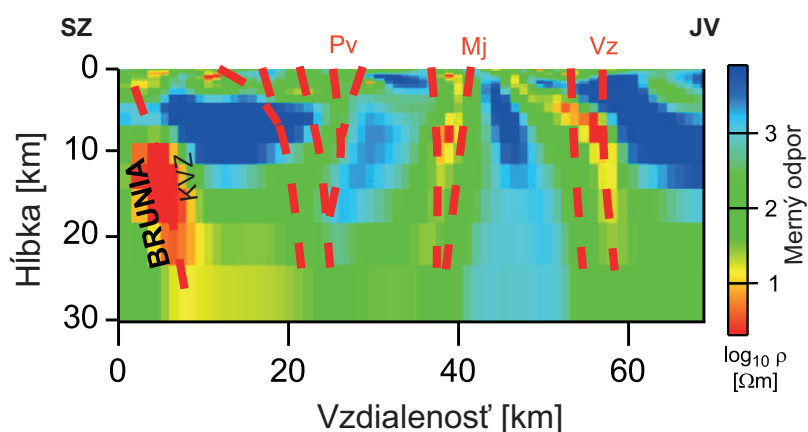
usudzovať, že svojím založením sú zlomy sz.-jv. smeru najstaršie a v neogéne sa len obnovili – prekopírovali z podložnej tektonickej jednotky do nadložnej. Najvýznamnejší z týchto zlomov je jastrabiansky, ktorý oddeľuje Považský Inovec od Strážovských vrchov. Hrádocká línia ako deliaci element kryštalinika a obalu severnejšieho (seleckého) od južnejšieho (bojnianskeho) bloku je nepochybne v dnešnej podobe alpínskou líniou, hoci nevylučujeme ani jej staršie, predalpínske založenie. V klasickej pozícii medzi Hrádockou a Hôrčanskou dolinou (Malinišťa – Štajnekerova kopanica) má línia subhorizontálny až mierny úklon (do 30°) na JV. Východný úsek hrádockej línie označuje Putiš (1991) ako „zlatnícky násun“, čo je výstižnejšie. Zlatnícky násun je súčasťou severovergentných prešmykových zón severného Inovca, ktoré vznikli medzi vrchnou kriedou a eocénom, kým hrádocký zlom je neogénny zlom s poklesom jz. kryhy a je výrazne mladší ako zlatnícky násun. Keď teda píšeme o blokoch Inovca a ich hraniciach, hranicu medzi seleckým a bojnianskym blokom môžeme označiť názvom hrádocko-zlatnícka línia, lebo ide vskutku o negeneticky ponímanú čiaru na mape. Keď sa však hovorí o tektonike a vývoji, treba tieto dva geneticky rozdielne úseky rozlišovať.



Obr. 17. Kinematický model vzniku hrasti Považského Inovca a príslušných depresí a otvárania piešťanského zálivu. 1 – neogénne sedimenty, 2 – mezozoické komplexy, 3 – kryštalinický fundament.

Aj považský zlomový systém porušujú priečne zlomy sz.-jv. smeru. Jedným z nich je piešťanský zlom pri obci Banka (Maheľ, 1969) či ratnovský zlom (Maheľ, 1986) pri Ratnovciach. K zlomom tohto systému patrí aj koplotovský zlom. Zlomy smeru SZ – JV sú v tomto území zastúpené ako najmladšie štádium krehkej deformácie. Markantne sa prejavujú najmä v západnej časti územia, kde porušujú veľmi výrazný zlomový systém smeru SV – JZ. Ten sprostredkoval individualizáciu predterciérnych jednotiek od miocénno-pliocénnej výplne beckovskej depresie a Bánovskej kotliny vo vrchnom miocéne až pliocéne. Predpokladáme, že zlomy smeru SZ – JV boli aktívne od pleistocénu a sú aktívne ako poklesové štruktúry do recentu. Na tento predpoklad poukazuje geologická situácia severne od Beckova, kde zlom smeru SZ – JV sprostredkúva kontakt spráši a gutensteinských vápencov. Domnievame sa tak aj na základe výsledkov recentných napätí v tej-

to časti Západných Karpát (Hók et al., 2000). Výrazný zlom tohto smeru sa vyskytuje aj v oblasti Hornej Stredy. Na ňom poklesli paleogénne sedimenty asi o 730 m. Poukazuje na to výskyt bazálnych paleogénnych zlepcov vyskytujúcich sa na povrchu v nadmorskej výške 300 m a vo vrte PID-2 (nadmorská výška okolo 200 m) v hĺbke 627 m. Pozdĺžne zlomy ssv.-jjz. smeru sa vyskytujú aj priamo v pohorí. Ide o hôrčanský zlom, pozdĺž ktorého sú v triasových dolomitoch hronika „zacviknuté“ ílovce a siltovce spodného miocénu a pravdepodobne aj strednoeocénne vápence s numulitmi (Marko, 2002). Tento zlom sa južnejšie stáča do smeru SV – JZ. Východne od hôrčanského zlomu je ďalší zlom ssv.-jjz. smeru oddeľujúci triasové dolomity hronika od paleogénnych sedimentov borovského a zubereckého súvrstvia. Obidva okrajové zlomové systémy (považský a majcichovský, resp. aj rišňovský) poukazujú na výraznú povrchnopanónsku poklesovú aktivitu. Svedčí o tom výskyt vrchnopanónskych usadenín hlavinských vrstiev na východnom (Šalgovce) aj západnom (Ratnovce) svahu Považského Inovca po oboch stranách okrajových zlomov. Poklesová aktivita na týchto zlomoch pokračovala ešte aj počas kvartéru (Maglay et al., vysvetlivky č. 29).



Obr. 18. Zlomové štruktúry sa výrazne prejavujú v magnetotelurike (zlomy na časti magnetotelurického profilu MT-15 z práce Bezáka et al., 2014). KVZ – karpatská vodivostná zóna, Pv – považský zlom, Mj – majcichovský, Vz – veľkozálužický.

Tribeč tvorí hrast' smeru SV – JZ. Výstup kryštallického jadra v zoborskej časti rozhodujúcou mierou kontrolovali zlomy sv.-jz. smeru (obr. 18). Pozdĺž týchto zlomov vystúpilo jadro zoborského bloku do dnešnej erozívnej úrovne. Podľa údajov o rádiometricky určenom veku zirkónu a apatitu sa výzdvih Tribeča začal približne pred 53 ± 12 Ma z hĺbky 10 – 11 km. Analýza pseudotachylitov indikuje eocénnu exhumáciu v dôsledku extenznej tektoniky pred $49,7 \pm 1,3$ Ma (Kohút a Sherlock, 2016). Rázdielsky blok je porušený niekoľkými systémami zlomov. Najmarkantnejšie sa prejavujú zlomy smeru SZ – JV (z nich najvýznamnejší je skýcovský), ktoré sú priečne na geologické štruktúry. Tieto zlomy sú často porušené alebo zakončené na mladších zlomoch smeru SV – JZ. Najvýraznejšou zlomovou líniou, dobre viditeľnou aj na satelitnom zobrazení, je zlom sledujúci Hlbokú dolinu. Jeho pokračovanie je možné sledovať severným smerom do pohoria Vtáčnik, kde porušuje sarmatské vulkanoklastiká. Podobne je možné sledovať jeho pokračovanie južným smerom, kde sa napája na zlom rieky Žitava, ktorý vykazuje prvky kvartérnej aktivity (Priehodská et al., vysvetlivky č. 45).

Na juhovýchode je rázdielsky blok oddelený od neovulkanitov posarmatským systémom zlomov SV – JZ. Južný okraj pohoria pozdĺž krškanského zlomu rapídne klesá do komjatickej depresie. Kvartérny vývoj je spojený s nerovnomerným zdvihom pozdĺž veľkozálužských a mojmírovských zlomov. Kvartérna tektonická stavba a vývoj územia Tribeča od vrchného pliocénu až po holocén je spojená s kvartérnym oživením zlomov a celkovým nerovnomerným zdvihom hrast'ovej štruktúry pohoria pozdĺž sústavy medzných zlomov: severozápadných veľkozálužských a juhovýchodných mojmírovských. Severovýchodná časť masívu Rázdiel a okrajová časť neovulkanitov boli počas neotektonickej etapy pravdepodobne vtiahnuté do klenbovitého zdvihu stratovulkanickej stavby

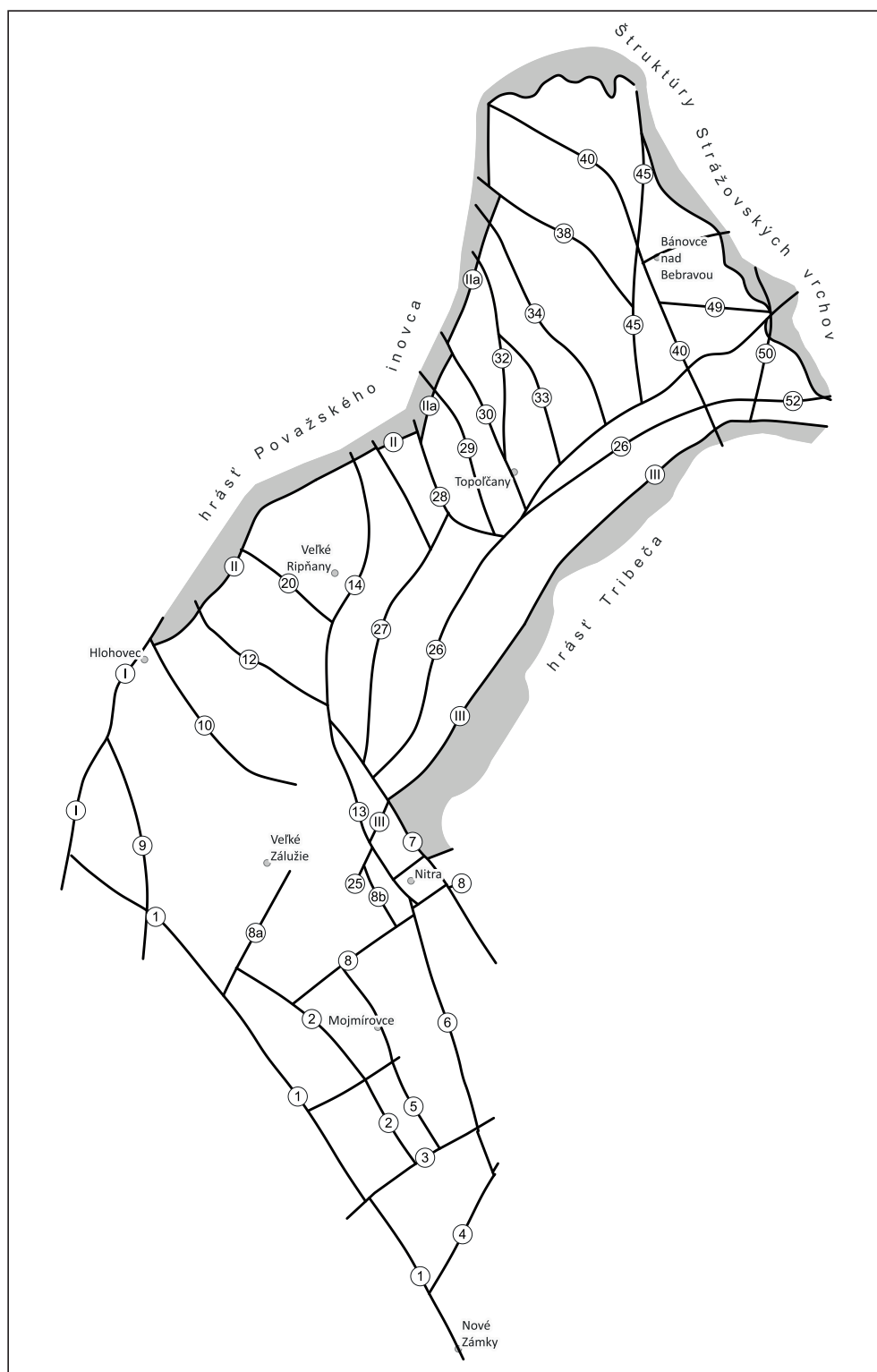
Vtáčnika. Živé zlomové ohraničenie pozdĺž bielického a oslianskeho zlomu má Tribeč aj oproti bystricianskej prepadline Hornonitrianskej kotliny.

Priečne transversálne zlomy v smere SZ – JV a Z – V (krškanský, žiranský a kližský) členia územie v centrálnej časti hrasťovej štruktúry Tribeča na niekoľko blokov. Na juh od krškanského zlomu je zakrytá hrasťová štruktúra Šibeničného vrchu, ktorá viac inklinuje k okrajovým štruktúram Podunajskej panvy.

Trnavská a Nitrianska pahorkatina tvoria sedimentárnu výplň severných výbežkov Podunajskej panvy. Dominantná je blatnianska priehlbina (obr. 16), ktorá je vklinená medzi Malé Karpaty a Považský Inovec. Je limitovaná okrajovými extenznými malokarpatskými a považskými zlomami. Z juhu túto oblasť ohraničujú výrazné poklesové okrajové štruktúry gabčíkovej depresie. Trnavská pahorkatina je v súčasnosti v štádiu odkrývania (denudácie). Hrúbka spraší pokrývajúcich neogénne podložie pahorkatiny a predterciérne podložie okrajových pohorí je v súčasnosti veľmi premenlivá. Fluviálne sedimenty sú zachované najmä v nive Váhu, dnách dolín jeho hlavných prítokov a na starších vyššie položených erózných úrovniach (terasách), kde sú pokryté hrubými akumuláciami spraší a splachmi posledného glaciálu.

Nitrianska pahorkatina je od Považského Inovca, Tribeča a Strážovských vrchov oddelená veľkozálužským, majcichovským a dubodielskym zlomovým systémom. Zahŕňa rišňovskú priehlbínu a závadsko-bielickú eleváciu. Rišňovskú priehlbínu od inoveckej hrasti oddeľuje majcichovský a od tribečskej hrasti veľkozálužský zlom. Významný je timoradzský zlom oddeľujúci paleogénne súvrstvia od neogénnych. Komjatickú priehlbínu od tribečskej hrasti ohraničujú mojmirovské zlomy. Významnými zlomami v rišňovskej priehlbine sú sládkovičovské zlomy. Z distribúcie sedimentov ripnianskeho súvrstvia (sarmat – spodný panón) v s. časti rišňovskej priehlbiny a vrábeľského súvrstvia (sarmat) a v j. časti rišňovskej priehlbiny jasne vyplýva existencia hrasti sz.-jv. smeru v oblasti Hlohovec – Nitra, ktorá oddeľovala sladkovodný a brakický vývoj sarmatu, ako to dokladajú vrty. Domnievame sa, že táto hrasť (hlohovsko-nitrianska) stratila túto funkciu v strednom panóne, keď brakické vody prenikli do s. časti rišňovskej priehlbiny. Lukáčovský zlom sz. smeru limitujúci hrasť na severe prebiehal od obce Tepličky sv. od Pastuchova cez Lukáčovce k z. okraju Nitry. Prejavuje sa na mape horizontálnych gradientov tiaže v oblasti Pastuchova. Južný okrajový kľačiansky zlom prebiehal z Hlohovca cez Kľačany, Rišňovce a severne od Veľkého Zálužia. Hlavné zlomy Nitrianskej pahorkatiny sú zobrazené na tektonickej schéme (obr. 19).

Počas neotektonickej etapy na rozhraní pliocénu a kvartéru nastala reštrukturalizácia v dôsledku extenzie ssv.-jjz. smeru. Vznikol systém vysokých a poklesnutých krýh ohraničených zlomami ssz. a s.-j. smeru.



Obr. 19. Zjednodušená tektonická schéma Hornonitrianskej kotliny – vybrané hlavné zlomy (podľa Pristaša et al., vysvetlivky č. 46, upravené). Zlomy sú podľa pôvodného číslovania: 1 – novozámocko-močen-ský, 2 – rastislavický, 3 – tvrdošovský, 4 – šurianský, 5 – štefanovičovský, 6 – kulantovský, 7 – krškanský, 8 – cabajsko-čáporský, 8a – Kráľovej, 8b – Šúdolskej doliny, 9 – dvornický, 10 – kľačiansky, 12 – trhovišťský, 13 – staromestský, 20 – orešiansky, 25 – kynecký, 26 – topoľčiansky, 27 – obdokovský, 28 – bojníanský, 29 – tesársky, 30 – závadský, 32 – tvrdomestický, 33 – bedzianský, 34 – livinský, 38 – čuklasovský, 40 – jas-trabský, 45 – rybianský, 49 – brezolupský, 50 – vestenický, 52 – chalmovský. Okrajové zlomy: I – považský, II – majcichovský, IIa – dubodielsky, III – veľkozálužický.

Oblasť 3

Geomorfologické celky: Podunajská nížina (Podunajská rovina, Podunajská pahorkatina).

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 9, 30, 31, 37, 45, 57.

Základná geologická stavba

Oblasť 3 zaberá najrozsiahlejšiu vnútrohorskú depresiu Západných Karpát, na území Slovenskej republiky nazývanú geografickým termínom Podunajská nížina. Geologicky túto štruktúru reprezentuje slovenská časť Dunajskej panvy vyplnená dominantne mladotreťohornými a kvartérnymi uloženinami, ktoré v centrálnej časti dosahujú hrúbku cez 8 000 m, z čoho je hrúbka kvartérnych uloženín v gabčíkovskej depresii až do 500 m (Kiléni a Šefara, 1989). Geologickou stavbou, tektonickým vývojom, paleogeografiou a hrúbkou neogénnych sedimentov Dunajskej panvy sa zaoberali napr. Adam a Dlabač (1961), Kováč et al. (1997, 1999), Šujan et al. (2021).

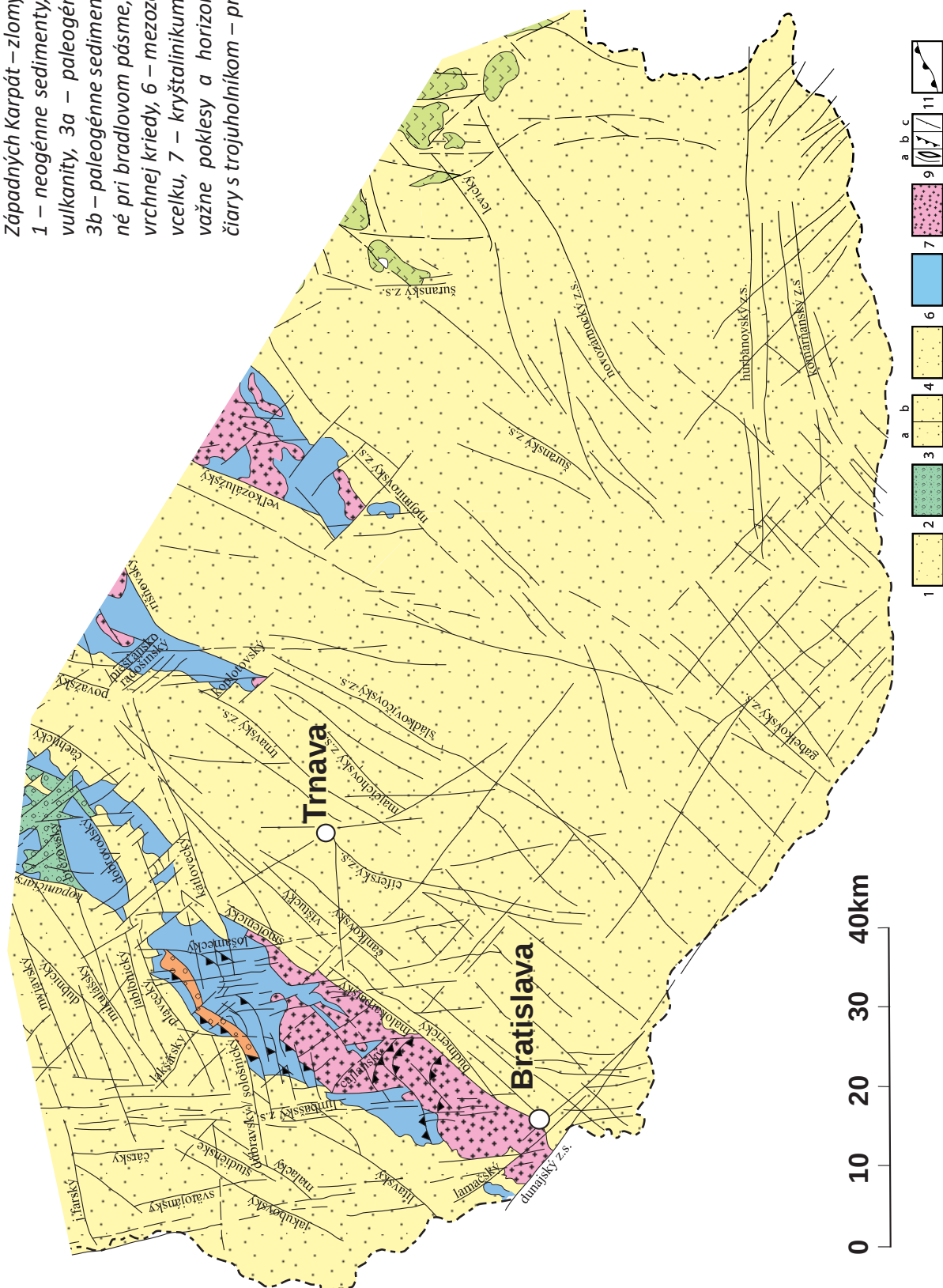
V geologickej stavbe Dunajskej panvy rozlišujeme dve štruktúrne etáže: spodnú, zastúpenú predterciárnymi jednotkami, a vrchnú, zastúpenú kenozoickými formáciami. V časti Dunajskej panvy v rámci oblasti 3 nevystupuje nikde na povrch spodná štruktúrna etáž, ktorá je exhumovaná v susedných oblastiach v jadrových pohoriach. Poznatky o geologickej a štruktúrnej stavbe predkenozoického podložia, ktoré výrazne ovplyvňuje štruktúrny charakter nadložnej panvy, však máme vďaka intenzívnym prieskumným prácam (geofyzika, vrty). Predterciérne podložie je rozlámané na bloky, je tu interpretovaných mnoho významných zlomov (obr. 20). Od juhu na severozápad sú v predkenozoickom podloží vyčlenené jednotky Pelsonie (transdanubika), veporika a tatrika a pod vrchnomiocénou molasou sú pochované komplexy neogénnych vulkanitov, ktoré súvisia s formovaním zaoblúkovej Dunajskej panvy (obr. 21).

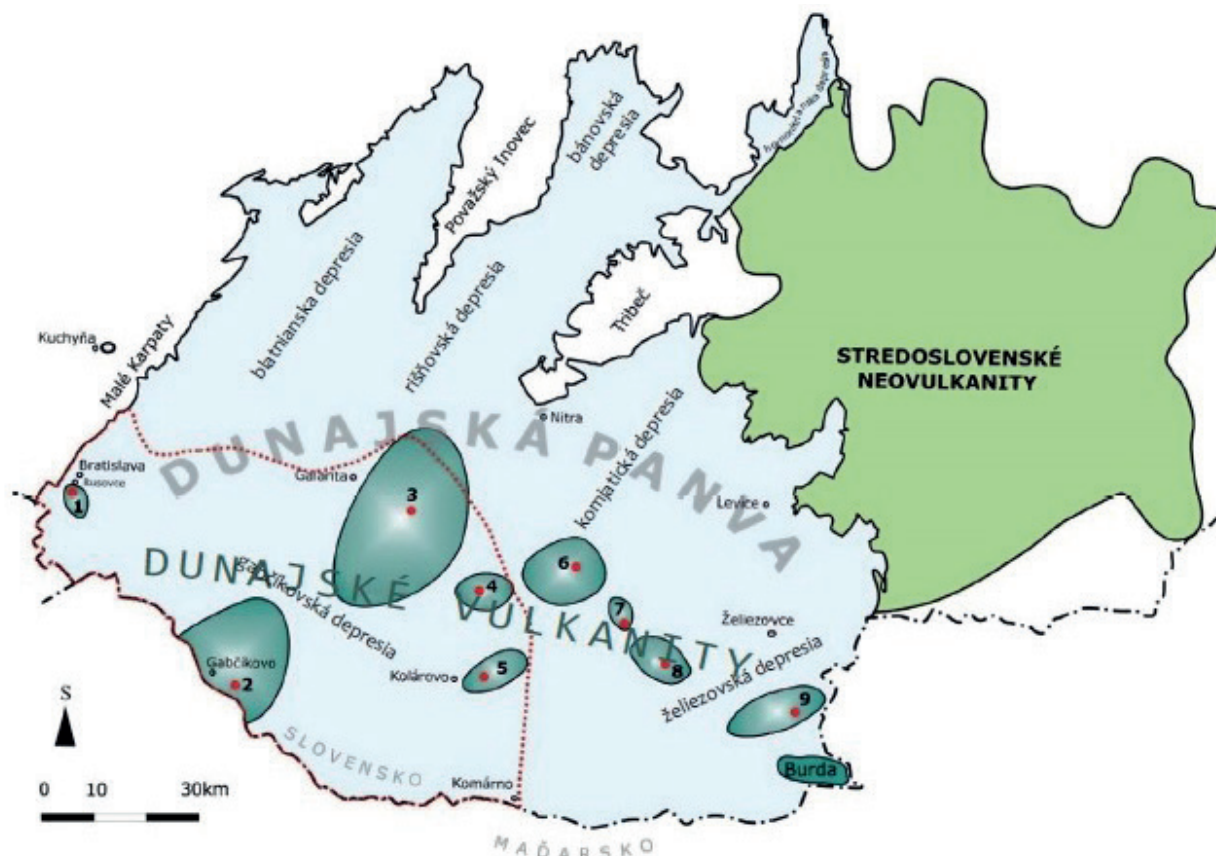
Jednotka Pelsonia je budovaná vysokou komárňanskou kryhou situovanou južne od hurbanovského zlomu. Táto tektonická jednotka tvorí samostatný tektonický blok (terran) so špecifickým zložením a je súčasťou Maďarského stredohoria (Kovács et al., 2000, Haas et al., 2013). Tvoria ho nízkometamorfované hercýnske metamorfity s permsko-mezozoickým sedimentárnym obalom (Haas et al., 2013). Tektonické jednotky veporika a tatrika sú tvorené prevažne horninami kryštallického fundamentu (granitoidy, metamorfity). Kryštalinikum v podloží kenozoickej výplne Podunajskej roviny je ohraničené na severe zhruba v oblasti ľudinského zlomu sz.-jv. smeru.

Dunajská panva je hlavnými zlomovými pásmami rozčlenená na bloky, na systém čiastkových prepادلín alebo depresí a elevácií (Pospíšil et al., 1978, Elečko et al., 1998, Nagy et al., vysvetlivky č. 37). Sú znázornené na obr. 21. Nosnú časť tvorí komjatická, železovská a gabčíkovská prepادلina.

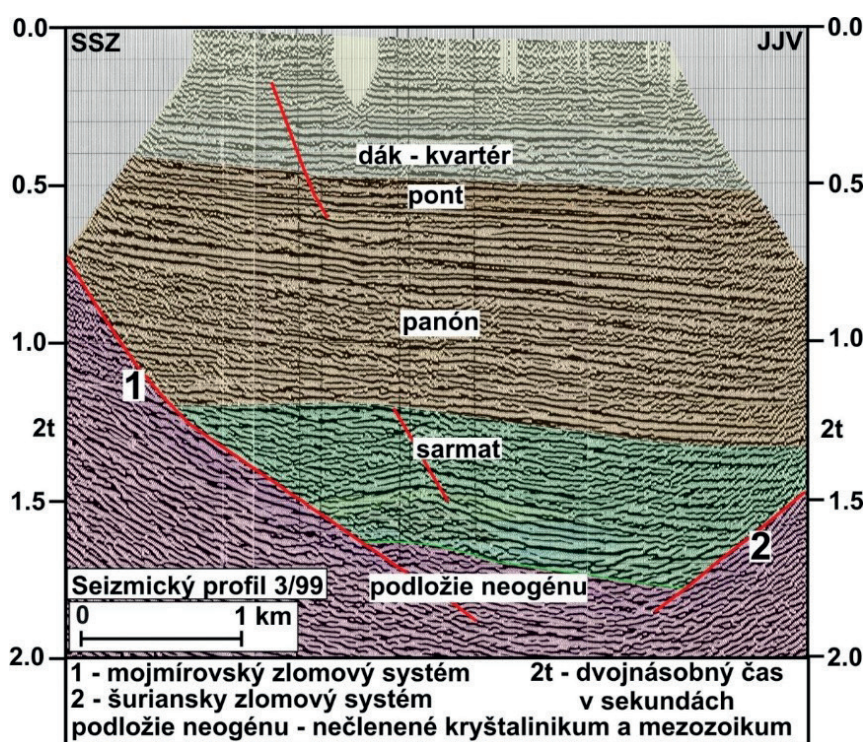
Blatnianska prepادلina je od inoveckej elevácie oddelená považským zlomovým systémom, celková hrúbka neogénnych sedimentov dosahuje cca 3 600 m. Rišňovskú prepadelinu ohraničuje zo SZ dobrohošťský zlom, ktorý je pokračovaním majcichovského zlomu, a z JV veľkozálužský zlom. Maximum subsidencie prebiehalo v období bádenu a sarmatu. Komjatická prepادلina je medzi tribečskou a levickou eleváciou. Maximálna subsidenčná aktivita prebiehala v strednom miocéne a panóne. Celková hrúbka neogénnych sedimentov pri jej južnom zakončení dosahuje okolo 3 500 m (obr. 22). Železovská prepادلina je na juhu ohraničená komárňanskou kryhou, le-

Obr. 20. Výrez z mapy zlomov vnútorných Západných Karpát – zlomy v oblasti 1 a 3. 1 – neogénne sedimenty, 2 – neogénne vulkanity, 3a – paleogénne sedimenty, 3b – paleogénne sedimenty tektonizované pri bradlovom pásme, 4 – sedimenty vrchnej kriedy, 6 – mezozoické komplexy vcelku, 7 – kryštalinikum. Zlomy – prevažne poklesy a horizontálne posuny, čiary s trojuholníkom – prešmyky.





Obr. 21. Paleogeografia čiastkových depresii a neogénnych vulkanitov (maximálny rozsah vulkanitov): 1 – Rusovce, 2 – Gabčíkovo, 3 – Tešedíkovo (Kráľová), 4 – Palárikovo, 5 – Kolárovo, 6 – Šurany, 7 – Bešeňov, 8 – Dubník, 9 – Bíňa; označenie Burda je ohraničenie Kováčovských kopcov (zostavil Šimon in Nagy et al., vysvetlivky č. 37).



Obr. 22. Podunajská panva – komjatická priehlbina – geologická interpretácia seizmického profilu 3/99 (Šályová a Mojžiš, 2002).

movaná hurbanovským zlomom, na západe levickým zlomom a na východe systémom hronských zlomov. Vo východnej časti oblasti sú významné aj zlomy ssv.-jjz. smeru, predovšetkým hontianske na okraji neovulkanitov a žitavské pozdĺž údolia Žitavy. Gabčíkovská prepadlina tvorí centrálnu časť Podunajskej panvy a reprezentuje hlavné depocentrum sedimentácie. Na SV je depresia ohraničená salibským zlomom, na Z vysokými kryhami vytvorenými malokarpatskými zlomami, hamuliakovským a cíferským zlomom. Na východnom okraji sú vysoké kryhy ohraničené palkovičovským, hurbanovským a komárňanským zlomom. Maximum sedimentácie prebiehalo najmä vo vrchnom miocéne a pliocéne. Najhlbšiu (centrálnu) časť gabčíkovskej panvy tvorí gabčíkovská depresia, kde sedimenty kenozoika dosahujú hrúbku viac ako 8 500 m (Šefara et al., 1987, Kilényi a Šefara, 1989, Hrušecký et al., 1996, Hrušecký, 1999).

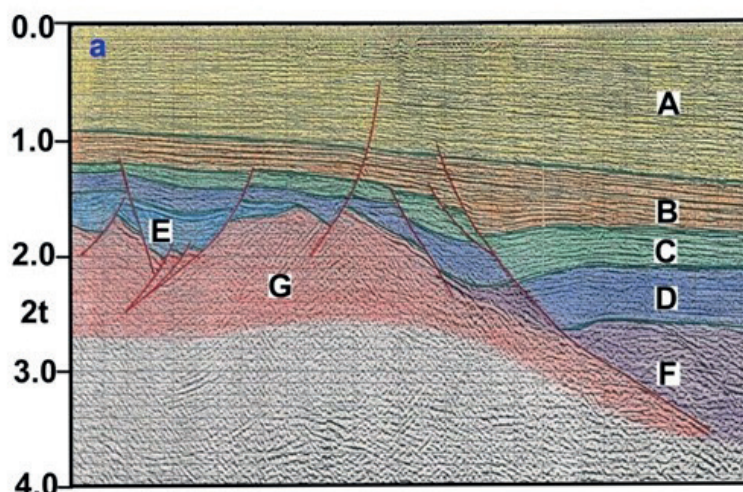
Tektonický vývoj a hlavné zlomy

Z geodynamického hľadiska prebiehalo formovanie Dunajskej panvy v dvoch etapách tektonickej aktivity. Prvá (riftové štádium) sa odohrala v spodnom až strednom miocéne, druhá (post-riftové štádium) vo vrchnom miocéne, v pliocéne až kvartéri. Riftové štádium sa vyznačuje výraznou zlomovou aktivitou na celom území Dunajskej panvy, zatiaľ čo post-riftové štádium sa obmedzuje predovšetkým na okrajové časti Dunajskej panvy. Ťažisko aktivity uvedených poklesových zlomových systémov, z ktorých mnohé porušujú aj predterciérne podložie, bolo v období spodného až stredného miocénu. Výška skoku na zlomoch sa pohybuje rádovo od desiatok do nižších stoviek metrov.

Vývoj Dunajskej panvy sa delí na štyri fázy:

- štádium pre-riftingu, v období ktorého sa začali vytvárať sedimentačné depocentrá počas skorého miocénu – v tomto období bola výrazná aktivita hurbanovského zlomu (Klučiar et al., 2016, Kováč et al., 2018). Výsledkom iniciálnej subsidencie v okrajových častiach panvy sú synsedimentárne zlomy, na ktorých dosahuje výška skokov až stovky metrov a maximálna hrúbka synriftových sedimentov presahuje aj 3 000 m. Naopak, v centrálnej časti (gabčíkovská priehlbina) v dôsledku spodnokôrovej plášťovej extenzie nastal výzdvih sprevádzaný vulkanizmom,
- prvá fáza riftingu počas skorého bádenu bola spojená s rozsiahlym kyslým a andezitovým vulkanizmom, poklesové zlomy smeru SV – JZ mali vplyv na subsidenciu depocentier v železovskej prepadline (Lexa a Konečný, 1979, Konečný et al., 1995, Konečný et al., 2002),
- druhá a tretia fáza riftingu počas neskorého bádenu a sarmatu bola spojená s usadzovaním morských sedimentov v gabčíkovskej panve, zlomová aktivita v depocentrách vykazovala nízku intenzitu subsidencie a poklesu na zlomoch (Kováč et al., 2018, Šujan et al., 2021),
- štvrtá fáza riftingu počas skorého panónu vykazuje pokles rýchlosti subsidencie a v sladkovodnom prostredí sa usadzovali prevažne klastické sedimenty riečnych delť. Zlomy vznikajú diferenciálnou kompaktiou (Šujan et al., 2021).

Hoci je oblasť 3 rozčlenená hlavnými zlomovými pásmami na systém čiastkových prepادلín a elevácií (napr. Elečko et al., 1998) na geologickej mape je zobrazené pomerne málo prevažne zakrytých a predpokladaných zlomových systémov. Príčinou je úplná absencia možnosti priameho pozorovania a merania tektonických prejavov na odkryvoch aj na povrchu. Pomocou tektonická aktivita v slovenskej časti Dunajskej panvy nie je zreteľná ani z geofyzikálnych profilov a korelácia vrstev plytkého štruktúrneho prieskumu poukazuje na minimálne zlomové porušenie vrchnomiocénnej výplne panvy. Zakryté zlomy sú interpretované najmä zo seizmických profilov (obr. 23) a vrstev.



Obr. 23. Príklad zakrytých zlomov. Podunajská panva – centrálna časť – geologická interpretácia seizmického profilu MXS2/92 (Pereszlenyi et al., 1997). A – stredný panón až kvartér, B – spodný panón, C – sarmat, D – vrchný bádén, E – spodný bádén, F – spodno a strednobádenské neovulkanity ?, G – kryštalinikum tatrika, J – zlomové systémy, 2t – dvojnásobný čas v sekundách.

Zlomy interpretované v predkenozoickom podloží vytvárajú pravidelnú sieť, mnohé fungovali v kenozoiku, ale zlomy porušujúce terciérnu výplň Dunajskej panvy, ktoré prenikajú na povrch, môžu byť sperené, môžu meniť smer a sklon alebo vzájomne interferovať a ich prejav na povrchu nemusí ani zďaleka odrážať situáciu v predneogénnom podloží.

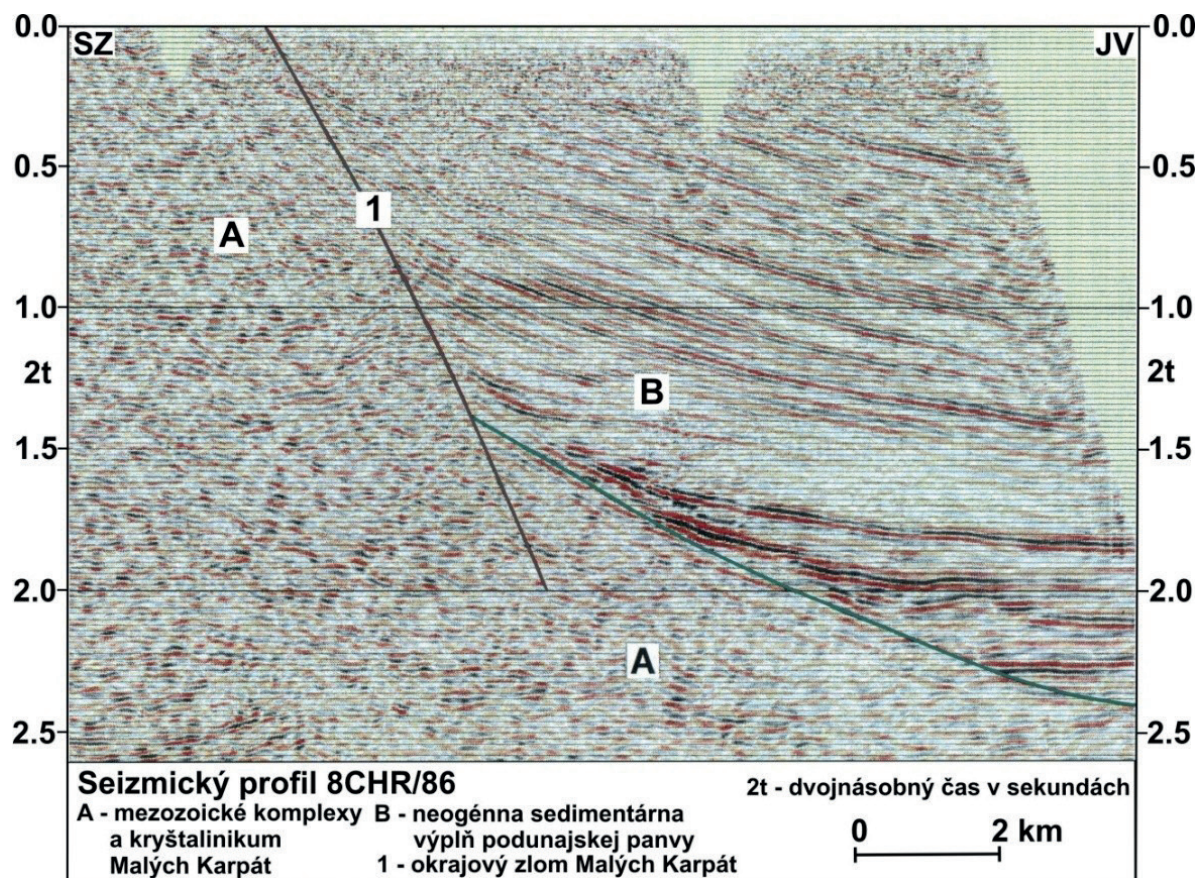
Hlavné poruchy interpretované v podloží a presvecujúce sa do sedimentárnej výplne Dunajskej panvy tvoria pravidelnú sieť pozostávajúcu zo štyroch smerových systémov: sv.-jz., sz.-jv., v.-z. a s.-j.

Hlavné tektonické línie smeru SV – JZ reprezentujú mojmirovské zlomy, ako aj predpokladané pokračovanie pohorelského zlomového systému (predtým interpretované Fusánom et al., 1971 ako veporský hlbinný zlom). Výška skoku mojmirovských zlomov sa uvádza od 300 do 850 m. Podobný charakter ako mojmirovský zlom majú aj šurianske zlomy, ktoré definovali Adam a Dlabač (1961). Predstavujú poklesy uklonené na SZ obmedzujúce z JV komjatickú priehľbinu. Malokarpatský zlom (reprezentovaný aj boľarázskym zlomom) ohraničuje hrať Malých Karpát z JV. Bol založený v bádene, neskôr vo vrchnom miocéne zvýraznený a obnovený (Magdolen et al., 1979). Je recentne seizmicky aktívny (Čepeľ, 1938). Väčšina autorov považuje malokarpatský zlom za poklesový s úklonom na JV (obr. 24), oddeľujúci Malé Karpaty od neogénu Podunajskej panvy (Cambel a Valach, 1956, Janáček, 1971).

Zlomový systém SZ – JV je priečny k bazénovým štruktúram. Reprezentujú ho najmä ľudinský zlom a systém podunajských zlomov. Ľudinský zlom (Buday a Špička, 1965) alebo aj transversálny zlom Dunajskej panvy (Hók et al., 2016) je dextrálny zlom sz.-jv. smeru približne s posunom 15 km, aktívny v oligocéne až spodnom miocéne. Neskôr v egenburgu až spodnom bádene bol reaktívovaný ako poklesový zlom uklonený na JV (Kronome et al., 2014). Zlom z juhu zakončuje pochované elevácie v pokračovaní Považského Inovca a Tribeča. V podloží Dunajskej panvy sprostredkúva styk oblasti tvorenej najmä kryštalinickým fundamentom na JZ a mezozoickými príkrovmi na SV. Po bádene pozdĺž neho jz. kryha poklesávala a sv. kryha bola vyzdvihovala (Fusán et al., 1987). Mladý systém podunajských zlomov predurčuje smer toku Dunaja. Pozdĺž podunajských zlomov postupne poklesáva substrát panvy smerom na JZ.

Z v.-z. zlomového systému je najdôležitejší hurbanovský zlom, ktorý tvorí rozhranie blokov vnútorných Západných Karpát a transdanubika (jednotky Pelsonie). Do tohto systému patrí aj v. časť komárňanských zlomov uklonených k severu, ktoré segmentujú komárňanskú kryhu.

Zlomový systém S – J je minoritný a najmladší. Zlomové štruktúry smeru S – J sa aktivovali počas vrchného miocénu a pliocénu a majú spojitost s najmladšou kompresnou zložkou smeru S – J v Západných Karpatoch (Hók et al., 1995).



Obr. 24. Malé Karpaty – Podunajská panva – geologická interpretácia vyššej časti hlbinného seizmického profilu 8CHR/86 po reprocesingu (Pereszlényi, in Bielik et al., 2000).

Kvartérna tektonika

V období kvartéru na väčšine skúmaného regiónu okrem okrajového lemu Malých Karpát kontinuálne pokračovala rôzne intenzívna subsidenčná aktivita s maximálnymi hodnotami poklesu v oblasti Gabčíkova. Tam sa podľa geofyzikálnych údajov usadilo do 500 m kvartérnych, prevažne fluvialných sedimentov.

Neotektonický vývoj slovenskej časti Dunajskej panvy vrátane okrajových štruktúr zasahujúcich do regiónu sa v kvartéri prejavoval rozčlenením na mnoho krýh. Vyznačujú sa najmä vertikálnymi a rôzne intenzívnymi, prevažne poklesovými pohybovými tendenciami (Harčár, 1975, Gaža a Beinhauerová, 1977). Podrobnú syntézu údajov a charakteristiku kryhovej stavby Podunajskej roviny a príslušného územia centrálnej časti priehlbiny, ktorá je výsledkom najmladšej kvartérnej etapy neotektonického vývoja, podáva Pospíšil et al. (1978). Výrazné neskoromiocénne až mladšie elevačné pohyby Malých Karpát prebiehali pravdepodobne pozdĺž malokarpatského zlomu, ktorý je recentne seizmicky aktívny (Čepek, 1938). Neotektonicky aktívne v období stredného pleistocénu až holocénu boli zlomy sz-jv., ssv-jjz. a s.-j. smeru (Maglay et al., 1999). Ohraničujú neotektonické bloky a ovplyvňujú riečnu sieť (napr. šurianske, hrónské zlomy).

Oblasť 4

Geomorfologické celky: Biele Karpaty, Považské podolie, Javorníky, Turzovské vrchy, Žilinská kotlina, Kysucké Beskydy, Kysucká vrchovina, Oravské Beskydy, Podbeskydská brázda, Podbeskydská vrchovina, Oravská Magura, Oravská vrchovina, Oravská kotlina.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 14, 16, 36, 44, 50, 51.

Základná geologická stavba

Severná časť vymedzenej oblasti zahŕňa flyšové pásmo, presnejšie jeho vnútornú časť označovanú ako magurské pásmo (magurská skupina príkrovov a bielokarpatská jednotka, ktorá však vykazuje výraznú litostratigrafickú aj štruktúrnu samostatnosť v porovnaní s magurskými príkrovmi).

Magurská skupina príkrovov, zjednodušene len magurský príkrov, je budovaná tisícky metrov hrubými komplexmi flyšových sedimentov kriedovo-paleogénneho veku. Táto jednotka zahŕňa od vnútorných k vonkajším zónam krynickú (oravskomagurskú), bystrickú a račiansku čiastkovú jednotku. Krynická jednotka na juhu bezprostredne susedí s východnejším úsekom bradlového pásma (BP), kým západnejšie v úseku medzi Vršatcom a Terchovou je v priamom tektonickom styku s BP bystrická jednotka. Externejšia račianska jednotka je zo všetkých magurských jednotiek plošne najrozsiahlejšia a má veľký stratigrafický rozsah od vrchnej jury až po oligocén. Vystupuje ako 30 až 50 km široké pásmo na severozápadnom Slovensku a buduje takmer celé Kysuce. Bielokarpatská jednotka vystupuje z podložia neogénnych uloženín sv. časti Viedenskej panvy na slovensko-juhomoravskom pomedzí v šírke okolo 30 km, pričom smerom na SV sa jej povrchový výstup rýchlo zužuje a na strednom Považí celkom mizne. Obsahuje sedimentárne formácie od spodnej kriedy po spodný eocén. Malá časť územia na slovensko-poľskom pomedzí severne od Turzovky patrí už do vonkajšej časti flyšového pásma, a to do sliezsko-krosnenského pásma.

Južne od magurského pásma vystupuje bradlové pásmo (v tomto úseku nazývané aj považsko-pieninské), ktoré predstavuje zložitú imbrikovanú zónu s bradlami (obr. 25) a tzv. pribradlovou zónou (Maheľ, 1980). Bradlové pásmo dosahuje v tejto oblasti šírku 5 až 20 km a v pripovrchových úrovniach ho tvoria najmä oravické jednotky (v staršom ponímaní označované aj ako pieninické), ktoré obsahujú odlepené jursko-kriedové sedimentárne sledy s typickým bradlovým tektonickým štýlom. Bradlá vystupujú v ílovcovo-pieskovcových sedimentoch tzv. bradlového obalu so stratigrafickým rozsahom alb – paleocén až spodný eocén (napr. Andrusov a Scheibner, 1960). Oravické jednotky odspodu obsahujú šarišskú, subpieninskú a pieninskú jednotku, pričom každá z nich zahŕňa viacero sedimentárnych sukcesí (napr. Plašienka a Mikuš, 2010, Plašienka, 2012).

V pribradlovej zóne sa nachádzajú jednotky, ktoré predstavujú čelo pripovrchových vnútrokarpatských príkrovov (Maheľ, 1980). Na strednom Považí a v Kysuckej vrchovine ide predovšetkým o manínsku a klapskú jednotku s afinitou k jednotke fatrika (napr. Plašienka et al., 2018). Podobnosťou svojho vrstevného sledu by k nim mohla patriť aj nižňanská jednotka na Orave. V juhozápadnom cípe územia západne od Trenčína vystupuje v pribradlovej zóne ešte drietomská jednotka (Hók et al., 2009). Tieto jednotky sa interpretujú ako najďalej na sever transportované frontálne čiastkové príkrovy fatrika, ktoré boli vo vrchnom turóne až santóne presunuté za se-

verný okraj tatrika až do nadložia oceánskej kôry váhika a počas jej senónskej subdukcie vytvorili spoločný akrečný komplex. Niektoré izolované bradlá v nejasnej pozícii možno pravdepodobne takisto spájať s fatrikom. Sú to napríklad veľké bradlá Kozinec a Havranský vrch pri Zázrivej, bradlo Oravského hradu alebo bradlo Červená skala pri Podbieli na Orave.



Obr. 25. Bradlo Vršatec, jedinečný výtvor tektonických procesov a erózie (foto J. Madarás).

Popříkrovové sedimentárne komplexy vystupujú vo vymedzenej oblasti najmä na strednom Považí a v Žilinskej kotline a v menšej miere aj v úzkom páse medzi Kysuckou vrchovinou a severným okrajom Krivánskej Malej Fatry v oblasti Terchovej a Zázrivej. Patria k nim vrchnokriedovo-strednoeocénna gosauská skupina (napr. Plašienka a Soták, 2015) a vrchnoeocénno-oligocénny vnútrokarpatský paleogén (napr. Soták et al., 2001). Sedimenty paleogénu tvoria prevažnú časť výplne vnútrohorských kotlín stredného a východného Slovenska, kde sa označujú aj ako podtatranská skupina alebo na poľskej strane Tatier ako podhalský paleogén.

Neogénne sedimenty vystupujú v Trenčianskej a Ilavskej kotline na Považí a Orave v oravsko-nowotarskej neogénnej panve, ktorá prekrýva prevažne magurské flyšové pásmo (Nagy et al., 1996). Táto panva vznikla v strednom miocéne ako medzihorská depresia v sinistrálnom transtenznom tektonickom režime (Ludwiniak et al., 2019).

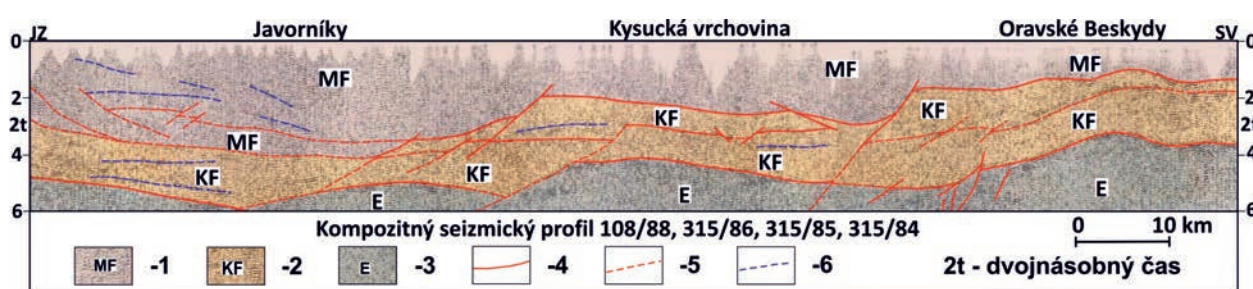
Kvartérne sedimenty sú prevažne monotónne a tvoria ich najmä rôzne typy eluviálno-deluviálnych sedimentov. Vo flyšovom, ale aj bradlovom pásme sú veľmi časté zosuvy. V dolinách Oravy a Váhu a ich prítokov sa ukladali pomerne hrubé fluviálne sedimenty so systémom riečnych terás.

Tektonický vývoj a hlavné zlomy

Deformačné štruktúry a tektonický vývoj flyšového pásma v oblasti sz. Slovenska boli študované napríklad v prácach Roth (1980), Aleksandrowski (1989), Nemčok et al. (1998), Picha et al. (2006). V niekoľkých fázach sa postupne uplatnili násuny, sinistrálne smerné posuny a spätné násuny na JJV (Beidinger a Decker, 2016).

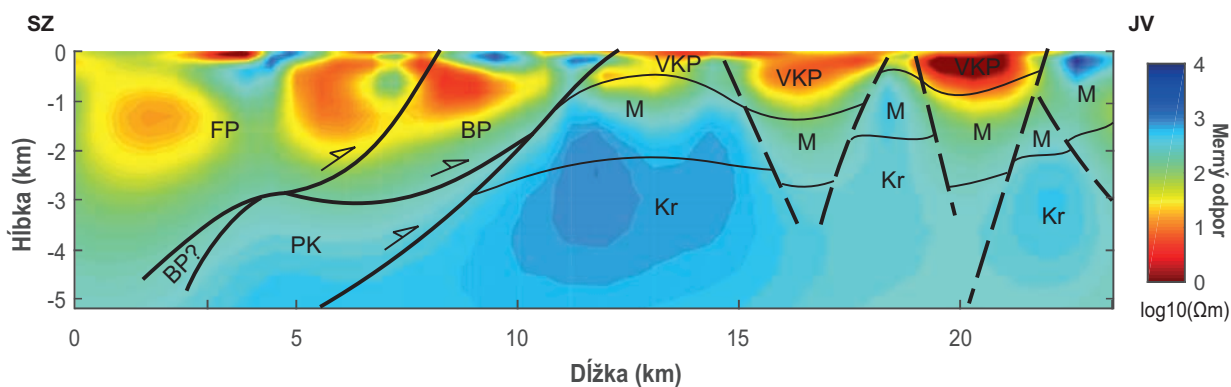
Jednotlivé tektonické jednotky magurskej skupiny príkrovov sa stýkajú po líniách prešmykov (obr. 26), ktoré oddeľujú oblasti s rozdielnym litofaciálnym a litostratigrafickým vývojom. Vrásovo-šupinová stavba týchto jednotiek je porušená systémom menších aj väčších severojužných zlo-

mov. Výrazný je najmä zlom Komárneho a sihelnianský zlom v masívoch Pilska a Babej hory. Zlomy sa prejavujú prerušením a posunom priebehu jednotlivých šupín. Predpokladá sa prevládajúci vertikálny smer pohybu blokov na zlome. V prípade niektorých zlomových línií sa odhaduje pokles rádovo v desiatkach až stovkách metrov. Takáto je napr. zlomová porucha severne od Námestova (námestovský zlom), na ktorej sa otvára najzápadnejší výbežok oravsko-nowotarskej panvy. Podobný charakter pohybu sa predpokladá aj na východnejšom slanickom zlome prechádzajúcom východne od Slanického ostrova. Na západ medzi Krušetnicou a Lomnou sú na základe priebehu račovských vrstiev a ich kontaktu so zábavským súvrstvom dobre identifikovateľné tri severojužné poruchy. Najvýraznejší zlomový systém predstavuje tzv. zázrivská sigmoida. Na jej vytvorenie existuje viacero názorov. Ďalšiu skupinu porúch tvorí systém zlomov sz.-jv. (napr. zlomy Flajšovej) a sv.-jz. smeru (napr. turzovský). Na týchto zlomových štruktúrach je najmarkantnejší pokles a v menšej miere smerné alebo šikmé posuny (Teťák et al., vysvetlivky č. 50).

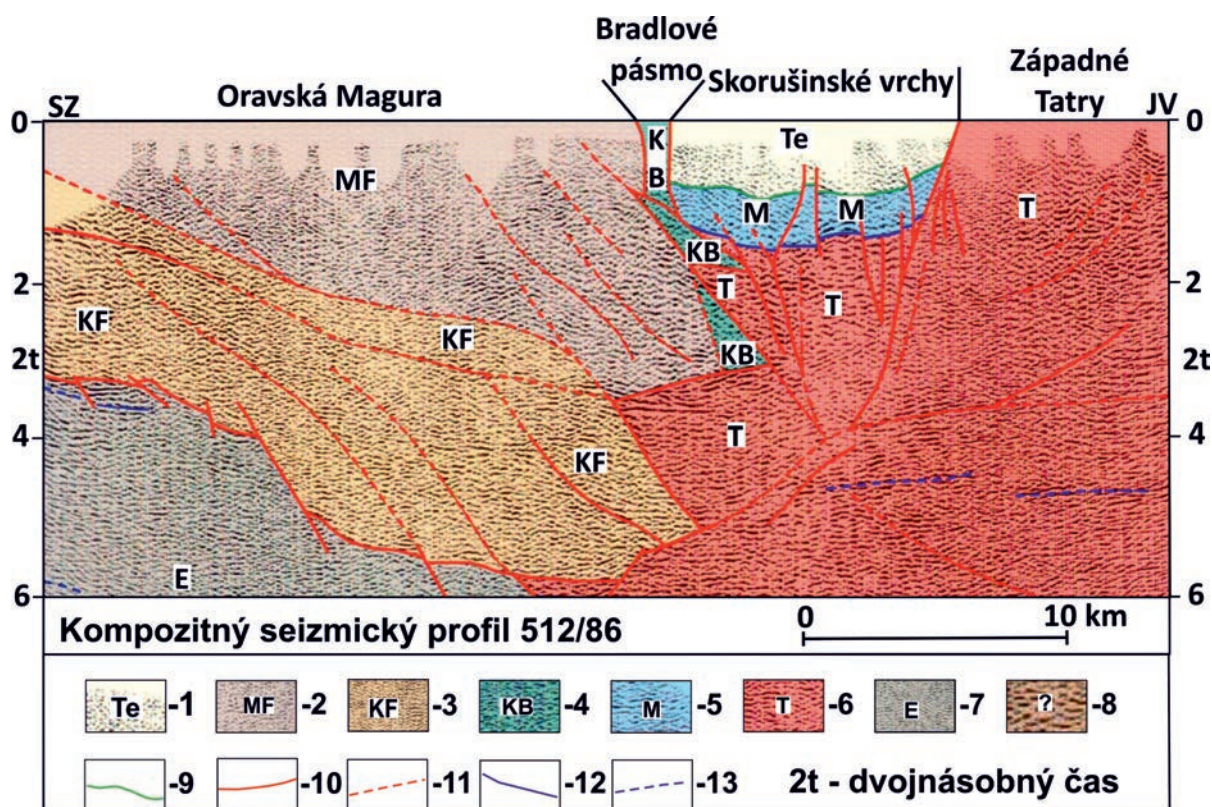


Obr. 26. Tektonické štruktúry flyšového pásma na seizmickom reze (Vozár a Šantavý eds., 1999). MF – magurská jednotka, KF – krosnenská jednotka, E – Európska platforma.

Ohraničenie BP je tektonické. Severná hranica pásma predstavuje strmo na juh uklonený zlomový systém, v minulosti označovaný aj ako peripieninský lineament. V oblasti Kysuckej vrchoviny a Oravy je BP výrazne ovplyvnené juhovergentnými spätnými násunmi, ktoré sa potvrdili pri geologickom mapovaní, ale aj v magnetotelurických profiloch (obr. 27). Južná hranica BP na kysuckom a oravskom úseku je v porovnaní so sedimentmi centrálneokarpatskej paleogénnej panvy rovnako výrazne zlomová (obr. 28). Na považskom úseku je však južná hranica problematicky definovateľná a vedie sa skôr konvenčne.

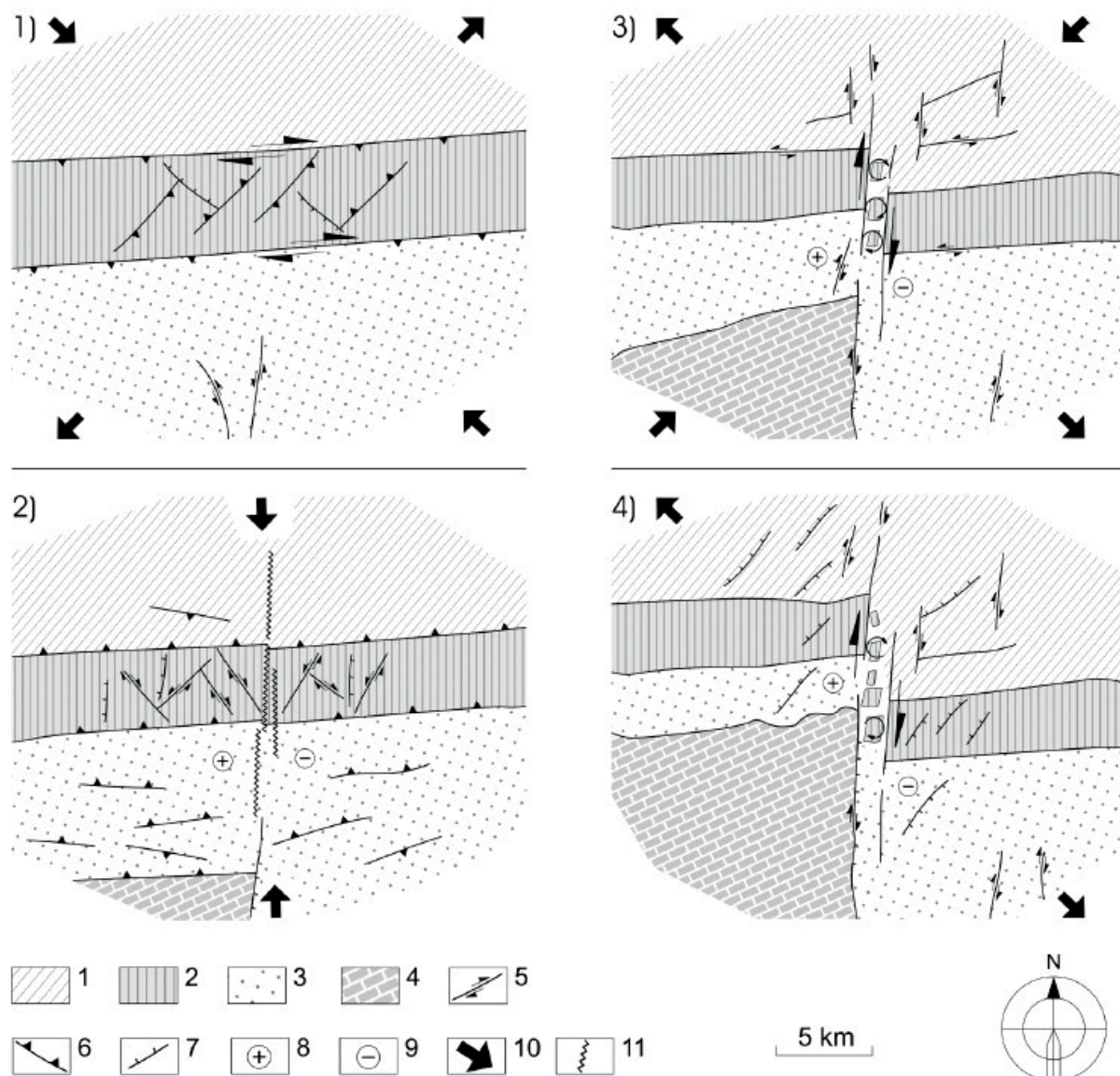


Obr. 27. Interpretovaný magnetotelurický rez od Oravskej Magury cez bradlové pásmo po Chočské vrchy na JV ilustruje spätné násuny v tejto oblasti (Bezák et al., 2021, upravené). FP – flyšové pásmo, BP – bradlové pásmo, PK – pieninská kôra, VKP – vnútrokarpatský paleogén, M – mezozoikum nečlenené, Kr – kryštalinikum.



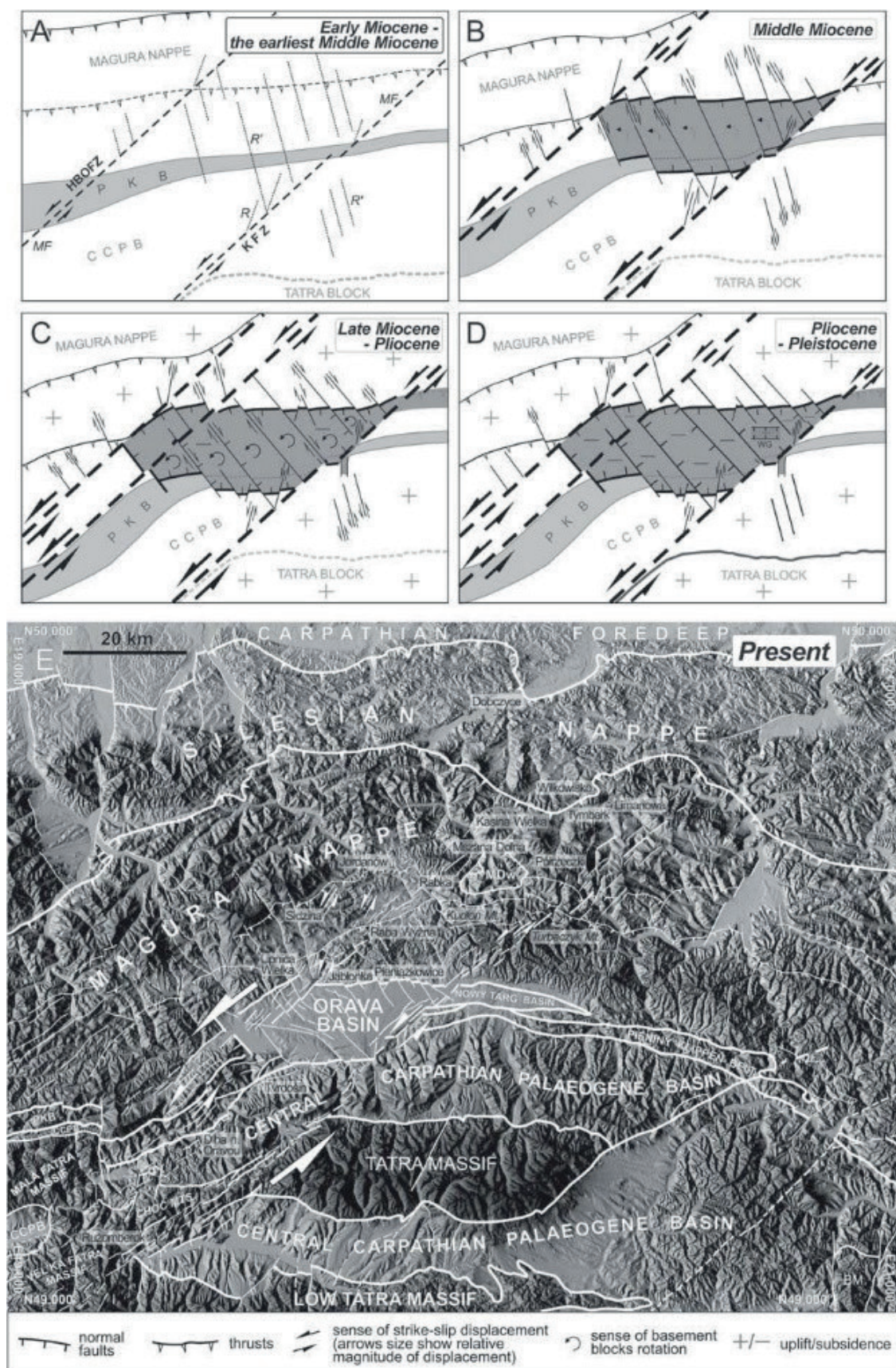
Obr. 28. Seizmický rez prechádzajúci z flyšového cez bradlové pásmo do vnútorných Karpát (Vozár a Šantavý, eds., 1999) ilustruje prešmyky vo flyši a strmé zlomové ohraničenie bradlového pásma. MF – magurská jednotka flyša, 2-KF – krosnenská jednotka, KB – bradlové pásmo, Te – vnútrokarpatský paleogén, M – mezozoické komplexy, T – kryštalinikum tatrika.

Najvýraznejšou morfo-tektonickou štruktúrou na hranici kysuckého a oravského úseku BP je zázrivská sigmoida na severnom ukončení stredoslovenského zlomového systému. Reprezentuje severojužný zlomový systém subparalelných zlomov, ktoré presekávajú BP pri Zázrivej na severe a pri Istebnom na juhu. Na východnej strane zlomového systému je oravský úsek BP posunutý v porovnaní so západnejším kysuckým úsekom približne o 7 km smerom na juh. Okrem bočného posunu je východný blok výrazne poklesnutý, čo najpravdepodobnejšie odráža rozdiely v sklone čelnej násunovej rampy v hlbších kôrových úrovniach. Zázrivská sigmoida sa pravdepodobne vytvorila v dextrálnom transtenznom tektonickom režime v miocéne (obr. 29).



Obr. 29. Rekonštrukcia vývoja zázrivskej sigmoidy počas najvrchnejšieho oligocénu (1), spodného miocénu (2), stredného miocénu (3) a vrchného miocénu (4). Vysvetlivky: 1 – magurská skupina príkrovov, 2 – jednotky bradlového pásma, 3 – vnútrokarpatská paleogénna panva, 4 – vnútrokarpatské príkrovové jednotky, 5 – smerné posuny, 6 – násuny, 7 – poklesy, 8 – vyzdvihnuté kryhy, 9 – poklesnuté kryhy, 10 – smery napäťových osí, 11 – tlakové tieňe (Marko et al., in Plašienka et al., 2021).

Výplň Oravskej kotliny je slabo tektonicky porušená. Južne od kóty Bobrovský grúň (693 m n. m.) až k hraniciam s Poľskom predpokladal Pospíšil (1990) zlomové pásmo so sklonom na juh, ktoré nazval zlom Zubrohlava. Západné ohraničenie kotliny je dané najmä priebehom niekoľkých zlomov zo systému severojužných zlomov – najmä námestovský a slanický zlom (Teťák et al., vysvetlivky č. 50). Kľúčové tektonické štruktúry pri vývoji oravsko-nowotargskej panvy zahŕňajú sv.-jz. orientované sinistrálne smerné posuny krowiarskeho zlomu a zlomu Hruštinky a Bielej Oravy (obr. 30).



Obr. 30. Fázy vývoja oravsko-nowotargskej neogénnej panvy (A – D). Dolu (obr. E) – distribúcia hlavných zlomov a násunov v širšej oblasti oravsko-nowotargskej panvy a jej vzťah k okolitým jednotkám Západných Karpát (Ludwiniak et al., 2019).

Oblasť 5

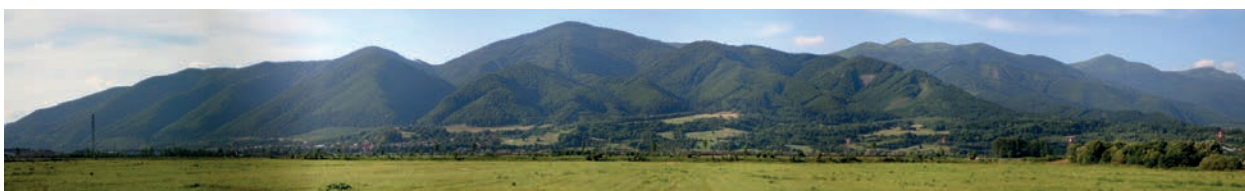
Hlavné geomorfologické celky: Strážovské vrchy, Žiar, Malá Fatra, Veľká Fatra, Turčianska kotlina, Hornonitrianska kotlina.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 10, 16, 32, 33, 41, 48.

Základná geologická stavba

Na geologickej stavbe oblasti sa podieľajú tieto útvary:

- tatrikum: je zastúpené kryštalinikom a obalovými jednotkami. Kryštalinikum pozostáva z hercýnskych granitoidov a metamorfitov (prevažne pararuly a migmatity) a v tejto oblasti vystupuje v masívoch Malej Fatry (obr. 31), Žiaru, Suchého, Malej Magury a v Ľubochňanskom masíve Veľkej Fatry. Každé kryštalicke jadro má svoj mezozoický sedimentárny obal (napr. malomagurská, žiarska alebo šiprúnska jednotka), ktoré sú charakteristické sedimentmi od spodného triasu po spodnú kriedu. Pre obalové série je typický najmä vývoj tzv. čiernej jury s hlbokovodnejším charakterom,



Obr. 31. Masív Malej Fatry s dominantnou Kľačianskou Magurou (1 372 m n. m.) zo severnej časti Turčianskej kotliny (foto J. Madarás).

- fatrikum: tvorí ho predovšetkým krížňanský príkrov, ktorý je plošne najrozšírenejšou a tektonicky najkomplexnejšou jednotkou. Buduje rozsiahle časti Zliechovskej hornatiny v Strážovských vrchoch (obr. 32), ako aj severné svahy Žiaru a Malej a Veľkej Fatry. Hlavnými sekvenciami sú hlbokovodná zliechovská séria a plytkovodnejšia belianska séria (alebo vysocký typ). Charakteristické sú strednotriasové karbonáty, vrchnotriasový karpatský keuper a jursko-kriedové slienité vápence,



Obr. 32. Strážovské vrchy z Bánovskej kotliny (foto V. Bezák).

- príkrovy hronika: ležia v tektonickom nadloží fatrika a sú zastúpené viacerými čiastkovými tektonickými jednotkami, ako je chočský príkrov, ktorý má v Strážovských vrchoch mimo-riadnu pestrosť a hrúbku, strážovský, šturecký, znievsky a považský príkrov,
- popríkrovové formácie: kenozoické útvary vyplňujú depresie sformované po hlavných fázach vrásnenia. Výplň Handlovskej a Žilinskej kotliny a častí Strážovských vrchov tvorí vnútrokarpatský paleogén (bazálne zlepenice, ílovce a flyšové súvrstvia). Turčianska a Hornonitrianska kotlina sú vyplnenéorskými a sladkovodnými sedimentmi neogénu (íly, piesky, štrky), ktoré sú miestami prekryté produktmi neovulkanizmu (andezity Vtáčnika a Kremnických vrchov). Kvartérny pokryv zahŕňa fluvialne sedimenty riečnych nív a terás (Váh, Nitra, Turiec), deluviálne (svahové) hliny a proluviálne náplavové kužele.

Tektonický vývoj a hlavné zlomy

Základnú kosť oblasti tvoria paleoalpínske jednotky: tatrikum, fatrikum a hronikum. Príkrovová stavba bola sformovaná v strednej až vrchnej kriede. V oblasti Strážovských vrchov zohrávajú dôležitú úlohu aj jednotky pribradlovej zóny (manínsky príkrov), ktoré tvoria prechod medzi vnútornými Karpatmi a bradlovým pásom.

V neogéne bola táto príkrovová štruktúra narušená blokovou tektonikou, ktorá viedla k vyzdvihnutiu pohorí (hrastí) a poklesu kotlín (grabenov).

Turčianska kotlina predstavuje výrazný pomerne úzky a dlhý graben vzniknutý pri extenzii, ohraničený masívmi Malej a Veľkej Fatry. Okrajové zlomy grabenu majú smer SV – JZ (malofatranský, veľkofatranský), v severnej časti je okrajový zlom turanský v-z. smeru na úpätí Krivánskej Malej Fatry. Rajecká a Žilinská kotlina sú z východu ohraničené kunerádskeým zlomom, ktorý prechádza do rajeckoteplického. Žiarska tektonická línia, ktorá ohraničuje aj Žiarsku kotlinu, vytvára graben v Kremnickom pohorí, ktorý je zakrytý vulkanickými horninami bádenu a sarmatu. Graben pokračuje smerom na S pozdĺž Žiarskeho pohoria a Malej Fatry do Turčianskej kotliny. Na žiarsku tektonickú líniu nadväzuje malofatranská tektonická línia (v literatúre aj hradištský zlom), ktorá oddeľuje kotlinu od Malej Fatry. Bola identifikovaná aj geofyzikálnymi metódami (obr. 33). Výška skoku dosahuje vyše 1 000 m od úrovne paleogénu. Ďalších 1 000 m predpokladáme hrúbku paleogénu.

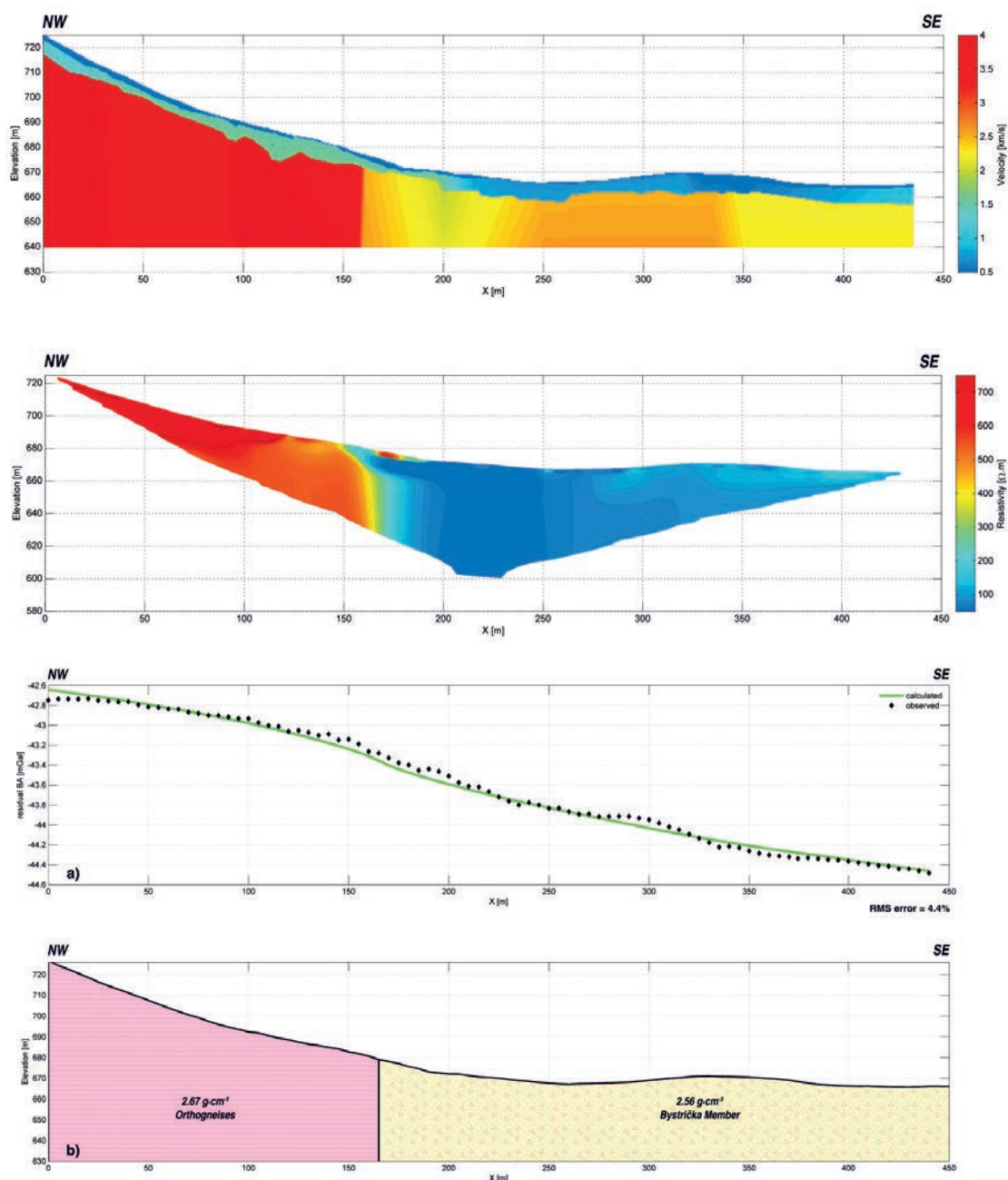
Vznik Hornonitrianskej kotliny bol výrazne ovplyvnený aktivitou na malomagurskom a pravnianskom zlome, pričom sedimentácia v nej prebiehala už od paleogénu. Hlavnou výplňou kotliny sú neogénne sedimenty. Paleogén v ich podloží má značné hrúbky. K povrchu vystupuje pri západnom okraji kotliny na vysokej bojnickej kryhe západne od malomagurského zlomu. Podstatnú zložku tu vytvárajú bazálne zlepenice. Mladšie ílovcové a flyšové súvrstvia budujú predovšetkým bezprostredné podložie neogénu, a to najmä v osovej časti panvy. Flyš však hlbokým zálivom zasahuje pozdĺž diviackeho zlomu ďaleko na sever, kde vytvára podklad rudnianskej brázdy. Rozloženie flyšu zvýrazňuje výrazný zdvih skupiny Rokoša pozdĺž diviackeho zlomu (Maheľ, monografia č. 33).

Recentná aktivita niektorých zlomov je doložená výskytom travertínov a penovcov (napr. Bojnica). Horninové komplexy sú v blízkosti aktívnych zlomov často silne drvené a mylonitizované.

V oblasti dominujú tri hlavné systémy zlomov:

- systém sz.-jv. smeru má často hlbinný a regionálny význam. Patria sem jastrabský zlom (spôsobuje pokles mezozoika Strážovských vrchov proti vyzdvihnutému bloku Považského Inovca o niekoľko tisíc metrov), závadský a šutovský zlom (obmedzujú z juhu kryštálické jadrá Suchého a Malej Magury a majú prešmykový charakter), pravniansky zlom (oddeľuje pohorie Žiar od Hornonitrianskej kotliny a bol aktívny najmä v spodnom miocéne), žiarsky (budišský) zlom (tvorí rozhranie medzi pohorím Žiar a Turčianskou kotlinou, južne od Handlovej je zakrytý produktmi neogénneho vulkanizmu),

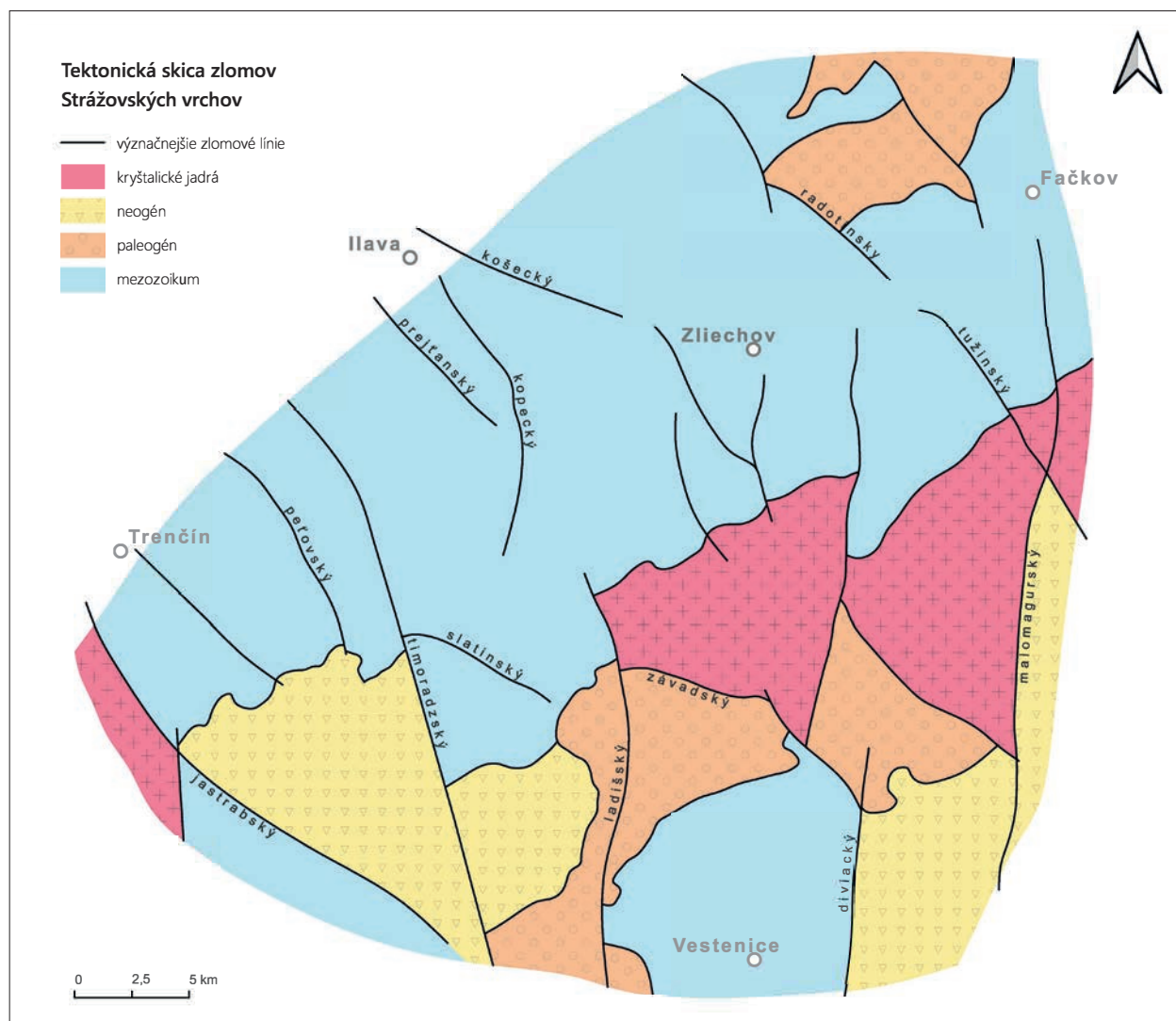
- systém s.-j. smeru je dominantný pre priečne štruktúry a oživoval staršie zlomy. Stredoslovenský zlomový systém (revúcke zlomové pásmo) je 20 až 25 km široká zóna s.-j. smeru, ktorá tvorí hranicu medzi Veľkou Fatrou a Nízkymi Tatrami. Ovplynul vznik Turčianskej, Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny. Výrazný zlom s.-j. smeru rozdeľuje kryštalinikum Strážovských vrchov na jadrá Suchého a Malej Magury (obr. 34) a spôsobuje významné horizontálne a vertikálne posuny. Zlom Malej Magury je výrazný poklesový zlom ohraňujúci Hornonitriansku kotlinu zo západu. Malomagurský zlom oddeľuje severnú časť Hornonitrianskej kotliny na jej západnom okraji od masívu Malej Magury. Na zlome došlo k intenzívnemu poklesu (Gašparík, 1973). Kvartérna tektonická aktivita tohto zlomu sa vyznačuje nepravidelným režimom. Pozdĺž zlomu je možné rozlíšiť počas kvartérneho



Obr. 33. Výsledky geofyzikálnych meraní na profile križujúcom hradištský zlom západne od Bystričky (Kušnirák et al., 2020). Zhora nadol: seizmická tomografia, elektrická odporová tomografia, gravimetria a hustotný model.

obdobia najmenej dve fázy významnej tektonickej aktivity. Zlom je priepustný pre plyny, pôdna atmosféra nad zónou zlomu širokou približne 150 m obsahuje zvýšený obsah metánu a radónu (Vojtko et al., 2011a a Mojzeš et al., 2017),

- systém sv.-jz. smeru je paralelný so smerom paleoalpínskych vrásových štruktúr. Patria sem malofatranský a veľkofatranský zlom, na ktorých prebiehal pokles Turčianskej kotliny medzi okolitými pohoriami. Malofatranský (hradištský) zlom sleduje frontálnu časť Lúčanskej Malej Fatry a prejavuje sa výraznými tiažovými gradientmi.



Obr. 34. Tektonická schéma zobrazujúca hlavné zlomy v Strážovských vrchoch (Mahl', 1985, upravené).

Oblasť 6

Geomorfologické celky: Vtáčnik, Pohronský Inovec, Štiavnické vrchy, Kremnické vrchy, Poľana, Javorie, Ostrôžky, Krupinská planina, Zvolenská kotlina, Pliešovská kotlina, Žiarska kotlina.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 7, 22, 23, 24, 28, 37, 42, 45, 48, 52, 57.

Základná geologická stavba

Geologická stavba oblasti 6 je výsledkom zložitého tektonického a vulkanického vývoja počas terciéru. Oblasť má dve úrovne: vrchnú tvoria terciérne sedimenty a vulkanity a spodnou je predterciérne podložie budované vnútrokarpatskými paleoalpínskymi jednotkami (tatrikum, veporikum, fatrikum, hronikum).

Podložie neovulkanitov tvoria jednotky, ktoré vystupujú na povrch najmä v okrajových častiach alebo tektonických oknách. Ide o tatrikum zastúpené kryštalinikom (granitoidy, ruly) a mezozoickým obalom, veporikum ako dominantný prvok podložia najmä v oblasti Poľany a Javoria (tvoria ho kryštalinikum a mezozoický obal) a mezozoické príkrovy, z ktorých najrozšírenejší je krížňanský príkrov (fatrikum) s triasovými vápencami a dolomitmi a chočský príkrov (hronikum).

Neogénny vulkanizmus

Táto oblasť zaberá prakticky celé stredoslovenské neovulkanity. V geologickej stavbe dominujú rozsiahle stratovulkány vytvorené prevažne v bádene a sarmate (obr. 35):

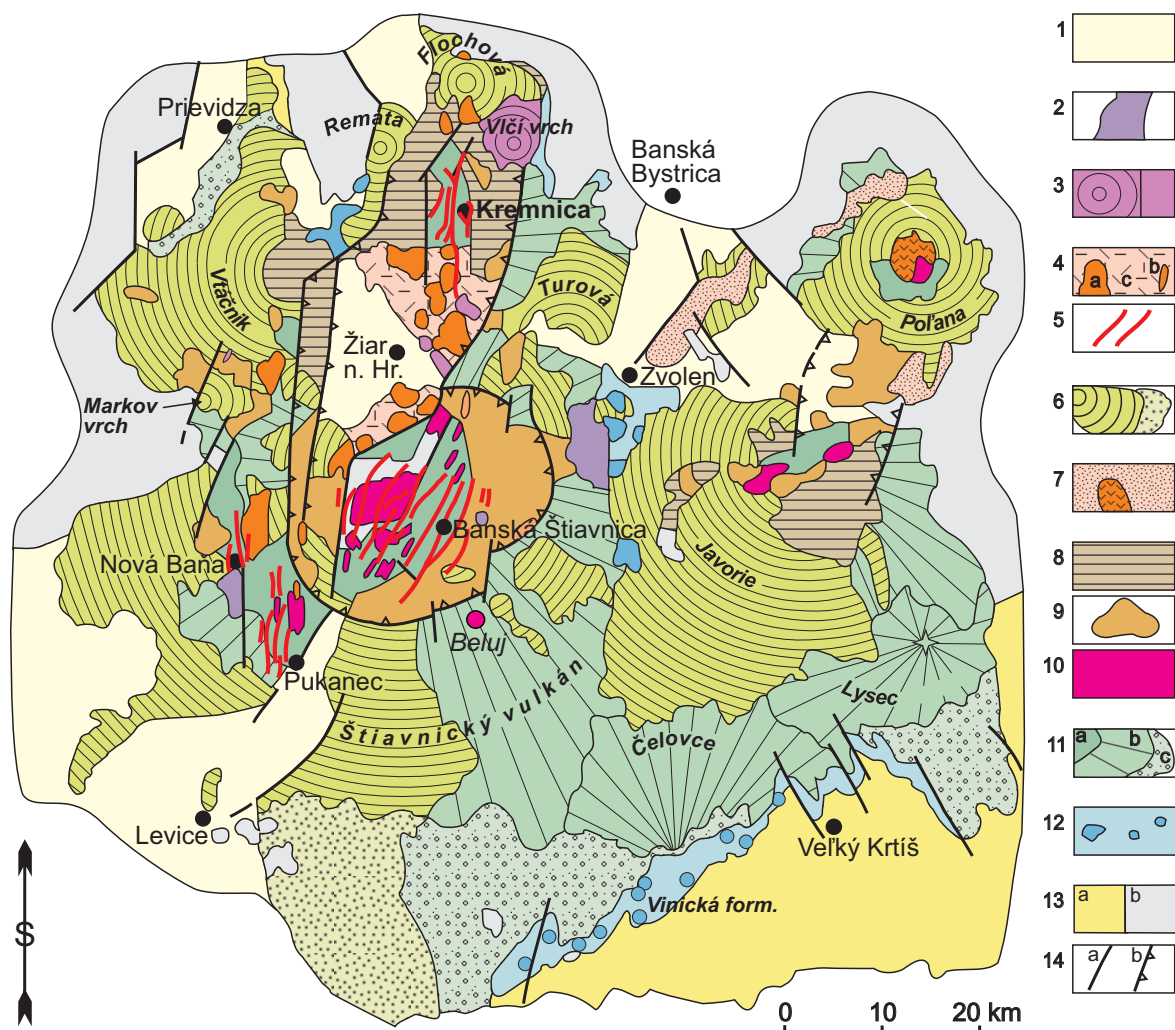
- Štiavnický stratovulkán: najväčší v strednej Európe s centrálnou kalderou a zložitým komplexom intruzívnych telies (granodiority, diority).
- Kremnický stratovulkán: charakteristický mocnými andezitovými komplexmi a neskorším ryolitovým vulkanizmom (jastrabská formácia) spojeným s tvorbou žíl drahých kovov.
- Stratovulkány Poľana (obr. 36) a Javorie: polygenné štruktúry s centrálnymi erozívnymi kalderami. Sú budované striedaním lávových prúdov andezitov a pyroklastických uloženín.
- Vtáčnik (obr. 37) a Pohronský Inovec: budované prevažne andezitovými lávami a vulkanoklastikami bádenského veku.

Stavbu neovulkanitov dopĺňa Krupinská planina, ktorá predstavuje periférne vulkanické zóny (najmä štiavnického stratovulkánu a Javoria), kde vulkanické produkty prechádzajú do sedimentárneho prostredia.

Neogénna a kvartérna výplň kotlín

Kotliny vznikli ako poklesové štruktúry (grabeny) počas vulkanickej aktivity a po jej skončení. V oblasti je to Žiarska kotlina, vyplnená sedimentmi bádenského až panónskeho veku a sčasti prekrytá riečnymi terasami Hrona, a Zvolenská kotlina, ktorá obsahuje jazerno-riečne sedimenty (piesky, íly, štrky) pliocénneho veku a významné kvartérne nánosy Slatiny a Hrona.

Stavba oblasti je výrazne ovplyvnená zlomovou tektonikou najmä smerov SZ – JV a SV – JZ, ktorá podmienila vznik hrastí a priekopových prepadlín. S vulkanizmom sú spojené ložiská drahých a farebných kovov (Banská Štiavnica, Kremnica), nerudných surovín (bentonit, perlit) a početné vývery minerálnych vôd (Dudince, Sliač, Kováčová, Sklené Teplice).



Obr. 35. Schéma rozmiestnenia stratovulkánov v stredoslovenskej oblasti (Lexa et al., 1993). Vysvetlivky: 1 – sedimenty intravulkanických depresii, 2 – struskové kužele, neky a lávové prúdy alkalických bazaltov, 3 – vulkány bazaltických andezitov, 4 – ryolitové dómy a prúdy (a), dajky (b), tufy (c), 5 – epitermálne žilné systémy, často zrudnené, 6 – andezitové stratovulkány a ich vulkanosedimentárne komplexy, 7 – ryodacitové dómy a tufy, 8 – andezitové efúzívne komplexy vo výplni grabenov, 9 – felsické andezitové dómy alebo prúdy v kalderách a grabenoch, 10 – subvulkanické intrúzie, 11 – staršie andezitové stratovulkány: a – hydrotermálne zmenené horniny, b – vulkanické svahy, c – konglomeráty a pieskovce, 12 – dómy a brekie granátických andezitov, 13 – predvulkanické komplexy: a – spodnomiocénne sedimenty, b – predterciérne formácie, 14 – zlomy: a – poklesové, b – kalderové.



Obr. 36. Stratovulkán Poľana (1 458 m n. m.) od juhu (foto V. Bezák).



Obr. 37. Vtáčnik (1 346 m n. m.) zo Žiarskej kotliny (foto A. Bezák).

Tektonický vývoj a hlavné zlomy

Tektonický vývoj oblasti 6 je úzko spätý s neogénnym vulkanizmom a extenznou tektonikou, ktorá viedla k vytvoreniu zložitej hrasťovo-prepadlinovej stavby.

Základ územia tvorí predterciérne podložie, ktoré má charakter alpínskej príkrovovej stavby. Hlavnými tektonickými jednotkami sú tu tatrikum, veporikum, hronikum a silicikum. Významné hlbinné poruchy ako lubenícka, čertovická, muránska či pohorelská oddeľujú čiastkové tektonické bloky a možno ich sledovať aj v podloží neovulkanitov. Výrazná lubenícka poruchová línia oddeľuje gemerikum od veporika, pokračuje pod neogénom severne od Lučenca a pod neovulkanitmi v okolí Haliča a Lehôtky. Čertovická línia pokračuje do priestoru Vlkanovej, ohraničuje zo severu hodruško-vyhniansky chrbát, tiahne sa ku Kozárovciam a pokračuje ďalej na sever od Šurian. Jednotlivé tektonické línie oddeľujúce čiastkové tektonické jednotky veporika možno sledovať i v podloží neovulkanitov na gravimetrických mapách. Muránsku líniu možno sledovať medzi Šahami, Čelovcami, Horným Tisovníkom, Ábelovou a Tuhárom. Pohorelská línia sa tiahne pod masívom Poľany do oblasti Pliešoviec, Zaježovej, severne od Krupiny a Prenčova a medzi Bátovcami a Baďanom. V podloží sa prejavujú aj tektonické línie sz.-jv. smeru, ktorými je ohraničený santov-

sko-túrovský chrbát, obyčká rászoča, trenčská prepadlina, sv. ohraňenie Tribeča, sz. a sv. ohraňenie hodruško-vyhnianskeho ostrova, pohorie Žiar, sz. časť lieskovsko-malachovského chrbta a ďalšie štruktúry (Škvarka, 1975).

Neogénny vulkanizmus a tektonika

V období miocénu (najmä v bádene a sarmate) dominovala zaoblúková extenzia, ktorá podmienila vznik poklesových štruktúr a aktivizáciu vulkanizmu.

Výrazným prvkom sú vulkanotektonické zóny. Z nich mala prvoradý význam šahansko-lysecká zóna (smer SV – JZ), pozdĺž ktorej boli v spodnom bádene situované eruptívne centrá andezitového vulkanizmu. Bola zistená geofyzikálnymi meraniami v celom jej priebehu, a to od východného okraja Podunajskej panvy cez sedimentačný priestor ipeľskej kotliny až k jv. výbežkom Krupinskej vrchoviny (Zbořil et al., 1971). V centrálnej časti územia sú vulkány (Javorie, štiavnický strato-vulkán) často situované na krížení regionálnych zlomových systémov smerov SZ – JV a SV – JZ. Centrálna časť vulkanického pohoria Javorie je založená na intenzívnej tektonickej zóne v smere SV – JZ, ktorá sa na mape Bouguerových anomálií prejavuje širokým pásmom intenzívneho horizontálneho gradientu tiažového zrýchlenia. Fusán (1967) ju stotožňuje s pohorelskou líniou. Výrazným prvkom je kremnický graben (smer S – J), ktorý prepája Turčiansku a Žiarsku kotlinu. Celková amplitúda poklesov v tomto grabene dosahuje v porovnaní so susednými hrasťami (napr. malachovská) až 1 500 – 2 500 m (Nemčok a Lexa, 1990, Kováč a Hók, 1993). Kotliny (Žiarska, Zvolenská či Hornonitrianska) boli formované synsedimentárnymi poklesmi pozdĺž zlomových systémov, pričom v Žiarskej kotline subsidencia pokračovala až do panónu.

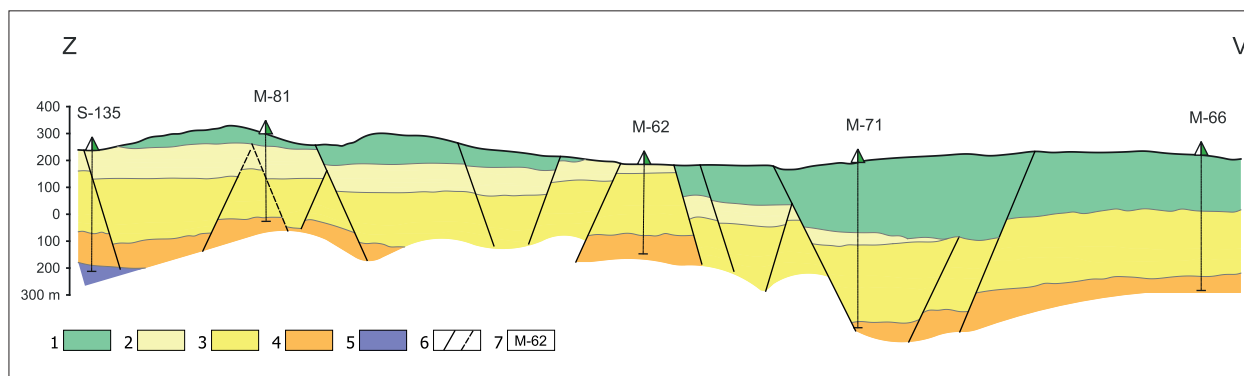
Tektonickú stavbu oblasti určujú tri hlavné systémy zlomov:

- smer SV – JZ: patria sem šahansko-lysecká zóna, muránsko-divínska línia a pohorelská línia. Tieto zlomy mali zásadný vplyv na distribúciu bádenského vulkanizmu, ale aj na segmentáciu podložia na bloky,
- smer S – J: tento systém je najmobilnejší a reprezentuje ho stredoslovenský zlomový systém (Kováč a Hók, 1993), ktorý tvorí sústava zlomov prebiehajúcich generálne s.-j. smerom. Jeho šírka je približne 20 až 25 km. Najmladšiu aktivitu zlomov stredoslovenského zlomového systému dokladajú najmä travertíny pliocénneho veku v oblasti Levíc, ale aj produkty pleistocénneho vulkanizmu pri Novej Bani. Významný je zázrivsko-revúcko-budapeštiansky zlom, ktorý prechádza údolím Neresnice a Revúcej a ovplyvňuje stavbu Zvolenskej kotliny a Krupinskej planiny (Škvarka, 1975). Počas vrchného sarmatu až panónu boli tektonické pohyby v závere sprevádzané ryolitovým vulkanizmom prevažne extruzívneho typu s centrami situovanými pozdĺž s.-j. zlomových pásiem najmä v okolí Žiarskej kotliny (vyhniansko-ihráčsky zlomový systém, ktorý obmedzuje hodruško-štiavnickú hrasť zo západnej strany a pokračuje ďalej na sever popri východnom okraji Žiarskej kotliny do Kremnických vrchov, a novobansko-klákovský zlomový systém západne od Žiarskej kotliny),
- smer SZ – JV: tieto zlomy sú často staršieho založenia (karpatsko-bádenské), ale boli reaktivované aj neskôr. Vymedzujú napríklad túrovsko-levickú hrasť a segmentujú šahanskú eleváciu.

Neotektonika

V období vrchného pliocénu a kvartéru (neotektonické obdobie) bola oblasť naďalej aktívna, čo sa prejavilo diferencovanými vertikálnymi pohybmi. Ilustrujeme ich na príklade rezu v južnej časti Krupinskej planiny zostaveného na základe vrtov (obr. 38).

Poklesy pokračovali v centrálnych častiach kotlín (napr. vulkanovská a slatinská depresia), zatiaľ čo okolité celky (Pohronský Inovec, Kremnické vrchy) boli vyzdvihované. Mladá zlomová tektonika predurčila priebeh drenážnej siete (napr. doliny Hrona, Žitavy a Ipľa) a vznik riečnych terás. Na aktívne extenzné zlomy sú viazané aj vývery minerálnych vôd a ložiská travertínov v okolí Levíc a Santovky.



Obr. 38. Geologický rez sz. časťou strhársko-trenčskej priekopovej prepadliny (z monografie Vass et al., monografia č. 52, upravené). 1 – vulkanosedimentárne formácie (báden), 2 – piesky, íly (karpat), 3 – íly v nadloží slojov, piesky s uhoľnými slojami, podložné štrky, piesky a vulkanoklastiká (otnang), 4 – morské vápnené piesčité íly (eger), 5 – kremence spodného triasu, 6 – zlomy, 7 – čísla vrtov.

Oblasť 7

Geomorfologické celky: Skorušinské vrchy, Chočské vrchy, Tatry, Liptovská kotlina, Popradská kotlina, Kozie chrbty.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 12, 13, 14, 15, 39.

Základná geologická stavba

Centrom územia je jadrové pohorie Tatier, najvyššie pohorie celých Karpát. Je to mladá hrasť vyzdvihnutá pozdĺž zlomov spod okolitých paleogénnych sedimentárnych vrstiev hrubých až niekoľko kilometrov. Tatry sú zložené z predterciérnych útvarov. Základom sú kryštalinické komplexy, ktoré vznikli metamorfózou staropaleozoických a pravdepodobne aj starších vulkanosedimentárnych sekvencií počas hercýnskeho vrásnenia v paleozoiku. Pri metamorfóze vznikli rulové a svorové komplexy s amfibolitmi, cez ktoré prenikli veľké intrúzie granitoidov. Nasledujúca paleoalpínska etapa sa začala zarovnaním hercýnskeho horstva a sedimentáciou plytkomorských druhohorných sedimentov (najmä karbonátov a bridlíc). Spolu s kryštalinikom patria do tektonickej jednotky tatrika. Pri horotvorných tlakoch koncom kriedy boli tieto komplexy zvrásnené a zároveň na ne boli z južných susedných oblastí presunuté ďalšie druhohorné komplexy vo forme príkrovov (súčasť paleoalpínskych tektonických jednotiek fatrika a hronika). Aj toto paleoalpínske horstvo bolo zdenudované a sedimentovali na ňom usadeniny (prevažne pieskovce a ílovce) paleogénneho mora. Tieto sedimenty budujú okolité kotliny a vrchoviny. Z nich vyčnieva ešte úzka hrasť Chočských vrchov, v ktorých kryštalinikum nevystupuje na povrch a ktoré sú tvorené len mezozoickými komplexami, ako aj úzka hrasť Kozích chrbtov tvorená vrchnopaleozoickými horninami hronika. Oddeľuje Popradskú kotlinu od západnej časti Hornádskej kotliny.

Záverečná etapa vývoja územia súvisela s kolíziou vnútrokarpatského bloku s Európskou platformou na severe, pričom boli stláčané sedimenty flyša oceánskeho bazénu medzi vnútornými Karpátmi a platformou. Z veľkej časti boli pohltené do zemskeho plášťa, ale časť bola presunutá cez platformu vo forme príkrovov vonkajších Karpát. Kolízia bola viac-menej šikmá na platformu, a preto bola vo veľkej miere sprevádzaná aj transpresnými pohybmi (horizontálnymi posunmi). Z tohto dôvodu sa na mnohých zlomoch opakujú pohyby prešmykového, posunového a neskôr aj poklesového charakteru. Po doznení kolízie došlo k sťahovaniu subdukcie a kolízie do Východných Karpát. Spôsobilo to transtenzné a extenzné tektonické pohyby, pri ktorých sa bloky dvíhali (hrasť) a poklesávali (kotliny). Tento trend pohybov pokračuje dodnes.

Tektonický vývoj a hlavné zlomy

Tektonický vývoj Tatier je podrobne spracovaný v práci Nemček et al. (vysvetlivky č. 39). Hrasť Tatier, rovnako ako je to vo väčšine jadrových pohorí, je asymetrická. To znamená, že v južnej a centrálnej časti Tatier vystupujú horniny kryštalinika a že v severnej, severovýchodnej, severozápadnej i západnej časti dominujú mezozoické horniny. Je to spôsobené rotáciou pri výzdvihu, keď sa kryha budúceho pohoria naklápala k severu. Je to zrejmé podľa severných úklonov pôvodne horizontálnych obalových mezozoických vrstiev, napr. kvarcitov, ktoré sedimentovali priamo na kryštaliniku. Mechanizmus takejto rotácie opisuje napr. Jurewicz (2000).

Ohraničenie pohoria má zlomový charakter, veľmi výrazný najmä pozdĺž jeho južného okraja (južný tatranský zlom), kde mohol celkový výzdvih dosiahnuť amplitúdu až niekoľko tisíc metrov. Ide o zónu paralelných zlomov so stupňovitým poklesávaním krýh južným smerom. Dôkazom existencie takýchto krýh sú aj tzv. podtatranské „mezozoické ostrovy“. Na jednej z takýchto krýh pri Štrbe prebieha aj rozvodie európskeho významu. Stopy po stupňovitom poklesávaní možno vidieť aj na južných rássochách hrebeňov Vysokých Tatier (obr. 39) alebo na facetovaných plochách ukončenia týchto hrebeňov. Pohyby na týchto zlomoch aj v postglaciálnom období sú dobre dokumentovateľné na leteckých snímkach (Pánek et al., 2020).

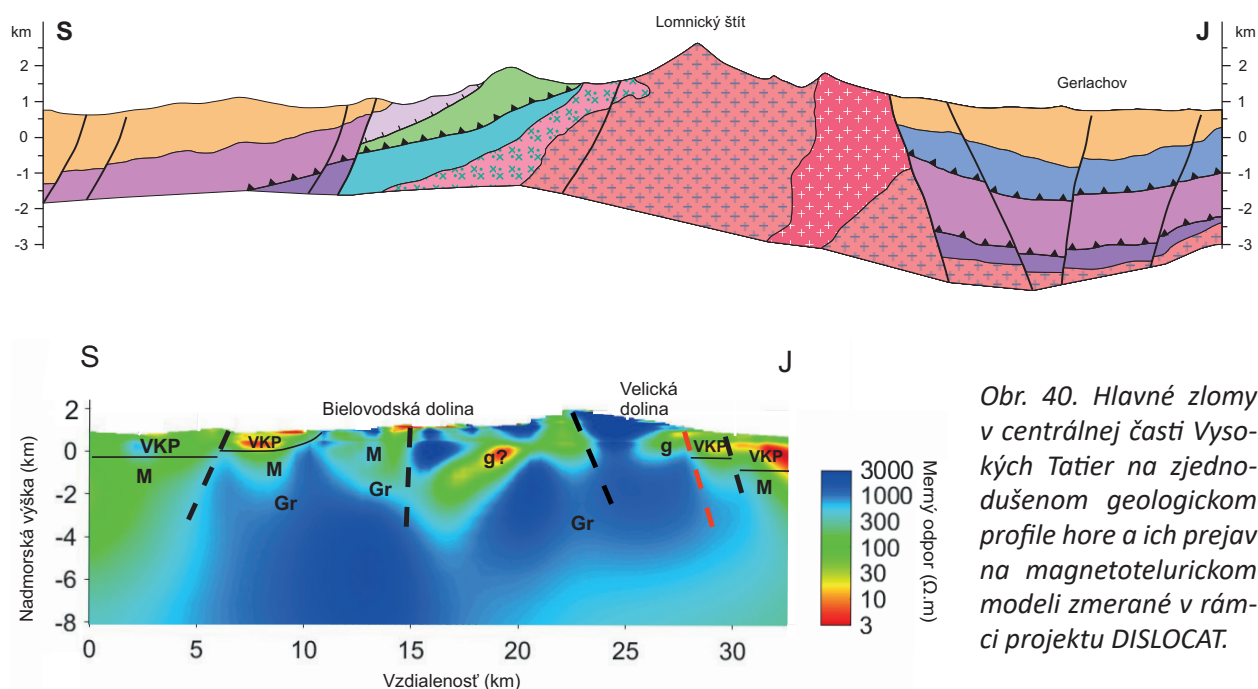


Obr. 39. Rozlámanie južných rások hrebeňov Vysokých Tatier v blízkosti hlavného tatranského zlomu (výstup Velickej doliny, foto D. Bilčík).

Niektorí autori predpokladajú na juhohotatranskom zlome v počiatočných štádiách pohyb prešmykového charakteru smerom na juh na paleogénne súvrstvia, ktoré boli spojené s transpresiou a horizontálnym posunom (Sperner et al., 2002, Králiková et al., 2014 b). Poklesové zlomy uklonené na juh, ktoré sú na južnom okraji Tatier evidentné, sú pravdepodobne podstatne mladšie, sformované, prípadne aktivizované až po hlavnom výzdvihu Tatier. Väčšina autorov sa prikláňa k normálnemu poklesovému charakteru tatranského zlomu v extenznom režime (Nemčok et al., vysvetlivky č. 39, Gross, vysvetlivky č. 15, Jacko et al., 2021). Z najmladších období tektonického vývoja Tatier pochádzajú zrejme aj ďalšie zlomy vnútri masívu Tatier indikované okrem iného aj podľa geomorfologických prejavov a častých pásiem mylonitov. Hlavné okrajové zlomy Tatier ilustrujeme na obr. 40, na ktorom prezentujeme ich zobrazenie na geologickom profile a magnetotelurickom modeli. Magnetotelurické merania boli urobené v rámci projektu DISLOCAT.

Zlomové ohraničenie je aj na západnom okraji Tatier (v smere pokračovania chočského zlomu) a na východe, kde má podtatranský zlom sv. smer. V jeho pokračovaní sa nachádza ružbašský

zlom. Severný okraj Tatier prekrytý paleogénnymi sedimentmi má na povrchu charakter flexúry, ale v hlbších úrovniach je pravdepodobne takisto zlomového charakteru (predpokladaný severo-tatranský zlom), čo sa výrazne prejavuje na satelitných snímkach (Pospíšil et al., 1986), na niektorých miestach i geofyzikálne (obr. 40). V blízkosti tohto v.-z. zlomu na severnom okraji Tatier sú časté strmé úklony bazálnych paleogénnych litofácií. Existencia spätných prešmykov v príkrovových jednotkách je pravdepodobne prejavom transpresného režimu na zlome v severnej časti Tatier, ktorý sa zatiaľ podarilo identifikovať len z gravimetrickej mapy (výskum v rámci projektu DISLOCAT).



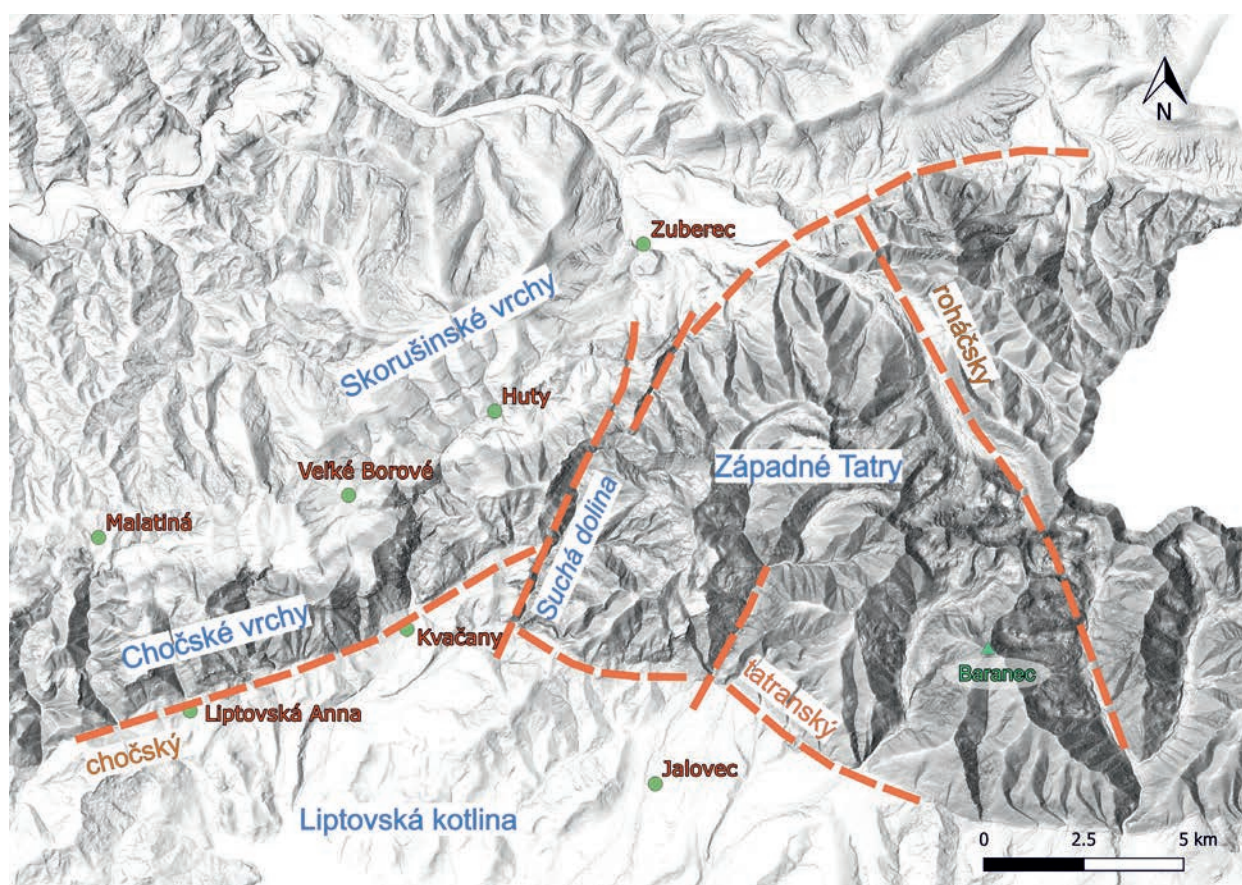
Obr. 40. Hlavné zlomy v centrálnej časti Vysokých Tatier na zjednodušenom geologickom profile hore a ich prejav na magnetotelurickom modeli zmerané v rámci projektu DISLOCAT.

Výzdvih Tatier sa podľa rádiometrických datovaní postupne začal pravdepodobne už v oligocéne (Śmigielski et al., 2016), ale hlavná aktivita výzdvihu bola počas miocénu. Podľa Králikovej et al. (2014 b) a Jacka et al. (2021) došlo k akcelerácii aj v pliocéne a výzdvih pokračuje dodnes. Porovnaním zistených hrúbok kvartéru (vrty, geofyzika) pred Tatrami a rozdielov výšok korelovateľných horizontov starého pleistocénu možno vyvodíť kvartérny tektonický zdvih Tatier okolo 400 m (v priebehu necelých 2 mil. rokov).

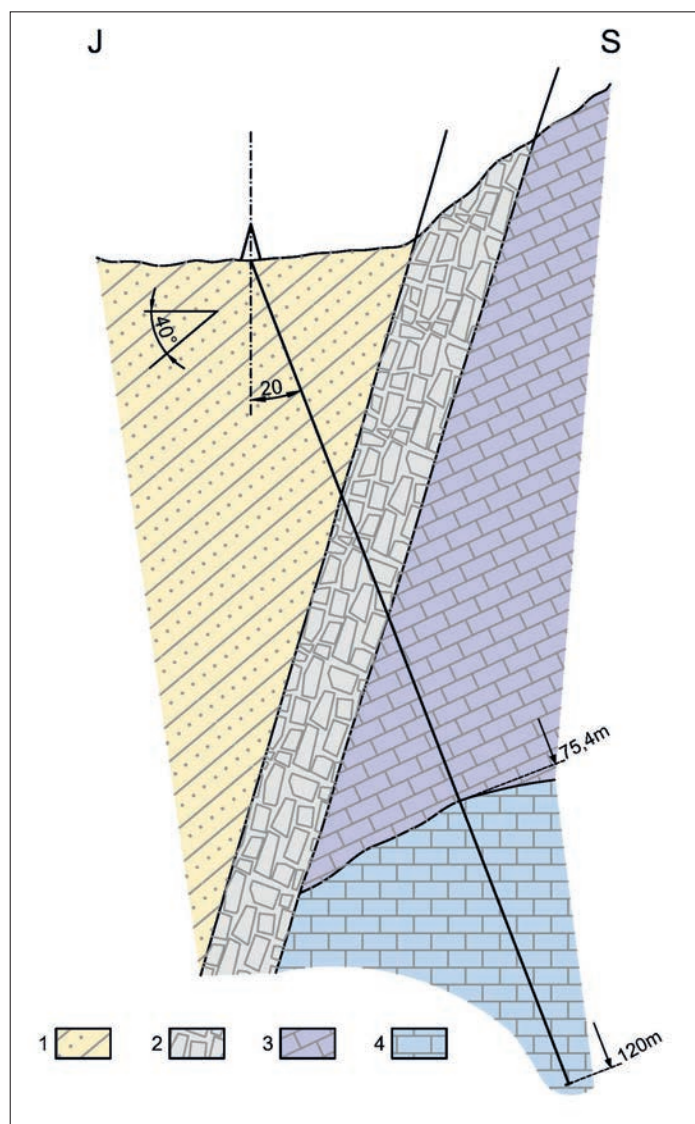
Morfologicky veľmi výrazný zlom v západnej časti oblasti je chočský, v niektorých publikáciách označovaný aj ako prosečniansky alebo prosiecky. Predstavuje zlomovú zónu sv.-jz. smeru, ktorá oddeľuje mezozoické komplexy Chočských vrchov od paleogénnych sedimentov Liptovskej kotliny (obr. 41). Jeho pokračovanie sa predpokladá až do oblasti Nového Targu. Indície porušenia bradlového pásma z územia Poľska a magnetické anomálie, ktoré sa tiahnu ku Krakovu, naznačujú, že predstavuje zlomovú zónu regionálneho charakteru. Vo východnej časti je oddelený priečnym zlomom v oblasti Suchej doliny od juhohorotatranského zlomu (obr. 42). Hrúbka zlomovej zóny dosahuje až niekoľko desiatok metrov. Zlom je sprevádzaný radom kyseliek (Lúčky, Kalameny). Prevládajúcou pôvodnou zložkou pohybu bol horizontálny smerný posun, ale poruchová zóna bola v mladších obdobiach využitá ako pokles – v západnej časti uklonený strmo k juhu (obr. 43), vo východnej opačne. V uplynulom období bol na zlome robený výskum emanácií ortute, ktorý ukázal zvýšené hodnoty na viacerých profiloch (Kultan, ústne oznámenie).



Obr. 41. Panoramatický pohľad na hrast' Chočských vrchov od juhu (foto V. Bezák).



Obr. 42. Priebeh zlomov na styku Chočských vrchov a Západných Tatier na digitálnom modeli reliéfu (DMR).



Obr. 43. Schematický rez cez styk mezozoika Chočských vrchov s paleogénom Liptovskej kotliny na základe mapovacieho vrtu CH-1 (Gross et al., monografia č. 13). Vysvetlivky: 1 – flyšová litofácia, 2 – chočský zlom (poruchové pásmo so sklonom asi 70° k J), 3 – dolomity (trias, chočský príkrov), 4 – vápenec a ílovitý vápenec (neokómska fácia, križňanský príkrov).

Najvýznamnejším pozdĺžnym zlomom v oblasti južnej a východnej Oravy je línia kontaktu bradlového pásma s paleogénnymi sedimentmi podtatranskej skupiny. Táto línia je sledovateľná od Istebného až za Tvrdošín v celkovej dĺžke skoro 40 km. Vcelku sa dá charakterizovať ako strmý spätný prešmyk bradlového pásma na juh cez paleogénne flyšové súvrstvie. Línia je morfológicky výrazná, no temer vždy prekrytá sutinami hornín z bradlového pásma. Z ďalších zlomov v tejto oblasti podľa Grossa et al. (vysvetlivky č. 12) je možné odlíšiť sústavu z.-v. a s.-j. zlomov poklesového charakteru, na ktoré sa viažu vývery minerálnych vôd a travertínové kopy (napr. v lokalitách Stankovany-Močiar a Žaškov-Dierová). Najdlhší zlom prebieha od minerálneho prameňa na Močiaroch k železničnej stanici Kľačany-zastávka a je pravdepodobne uklonený na V.

Tektonicky veľmi aktívnou oblasťou v popaleogénnom období je územie v okolí vrchu Mních pri Ružomberku. Sedimenty mezozoika Mnícha boli rozlámané pozdĺž v.-z. zlomov. Jeden z nich, obmedzujúci hradbu Mnícha z juhu, pokračuje pod alúviom Váhu ešte asi 10 km do oblasti Vlašiek, kde sa stráca. Zlom je na mnohých miestach presekávaný mladšími s.-j. zlomami. Pri Liptovskej Teplej a najmä severne od Bešeňovej na križovaní týchto dvoch systémov došlo k usadeniu travertínov.

V z. a s. časti Liptovskej kotliny rozlíšil Gross et al. (vysvetlivky č. 12) dva základné systémy zlomov: staršie, smerovo zhruba zhodné s osou kotliny, t. j. v.-z., a mladšie, približne kolmé na predošlé, t. j. približne s.-j. Geologicky dobre preukázateľný zlom v.-z. smeru prebieha napr. na styku severných svahov Nízkych Tatier s kotlinou. Pozdĺž tohto zlomu je paleogénna bazálna litofácia silne redukovaná, resp. vôbec nevystupuje na povrch. Územie na sever od neho je silne poklesnuté a najväčší pokles vidno v priestore medzi Laziskom a Pavčinou Lehotou, kde sa na zlome priamo stýkajú sedimenty vrchného triasu s paleogénnym flyšom. Vrtom FGL-1 bol zistený 65° sklon zlomu na sever pri výške skoku viac ako 1 000 m.

Popradská kotlina je podľa výskumov Grossa et al. (vysvetlivky č. 15) tektonicky takisto silne diferencovaná na zlomoch prevažne sv., ale aj v.-z. a s.-j. smeru. Neotektonické pohyby v kvartéri je možno najviac sledovať na zlomoch sv. smeru, a to predovšetkým v podhorskom pásme pozdĺž okraja Tatier. Neotektonické pohyby tu dosahovali amplitúdy až 400 – 600 m, najviac v kvartéri Západných Karpát.

Popradská kotlina je od západného výbežku Hornádskej kotliny oddelená úzkou v.-z. hrasťou Kozích chrbtov, v ktorých vystupujú na povrch horniny malužinského súvrstvia hronika (prevažne pieskovce s polohami bázických vulkanitov). Hrasť je z juhu ohraničená výrazným vikartovským zlomom, ktorý je paralelný s južným tatranským, ale nie je prekrytý hrubými glaciofluviálnym usadeninami, ako je to na úpätí Tatier, preto bol predmetom výskumu vo viacerých prácach. Pri jeho výskume bolo použitých viacero metód, najmä geofyzikálnych (Marko et al., 2022), ako aj rádiometrické datovanie (Vojtko et al., 2011 b). Výsledky výskumov ukazujú, že na tomto zlome je pravdepodobne ešte zachovaná staršia tektonická situácia (pred poklesom), keď prevládal spätný prešmyk na paleogénne sedimenty. Vikartovský zlom je segmentovaný priečnymi zlomami, jeden z najvýraznejších ssv.-jjz. smeru prebieha na západnom okraji Gánoviec, kde sa na ňom vytvorila známa travertínová kopa Hrádok s nálezom lebky neandertálca.

Oblasť 8

Geomorfologické celky: Nízke Tatry, Starohorské vrchy, Bystrická vrchovina, Čierťaž.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 5, 6, 42.

Základná geologická stavba

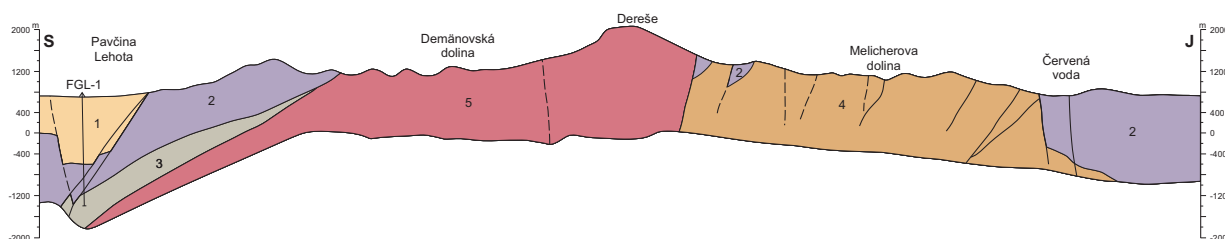
Väčšina územia tejto vyčlenenej oblasti je tvorená predterciárnymi jednotkami. Sú to dve základné kôrové jednotky Západných Karpát: tatrikum a severné veporikum a pripovrchové príkrovy fatrika a hronika (podrobnejšie Bezák et al., 2004). Dominantnou štruktúrou je mohutná v.-z. neogénna hrasť Nízkych Tatier (obr. 44). Ich Ďumbierska časť je budovaná tatrikom a východná kráľovohoľská časť severným veporikom, ktoré je na tatrikum nasunuté pozdĺž čertovickej línie. Tatrikum je budované zväčša horninami kryštalinika, najmä vysokometamorfovanými ortorulami, zastúpené sú aj pararuly a amfibolity (tieto komplexy boli pôvodne súčasťou vrchnej hercýnskej litotektonickej jednotky v zmysle Bezáka et al., 1997). Metamorfity sú intrudované veľkými telesami hercýnskych granitoidov, z ktorých najznámejšie sú Ďumbiersky a prašivský. Veporické kryštalinikum obsahuje pôvodne strednemetamorfované horniny prevažne patriace strednej hercýnskej litotektonickej jednotke. Vyznačuje sa väčšou litologickou pestrosťou a častou diaforézou v pomerne širokých zónach. Typické sú aj mohutné granitoidné telesá. Obe jednotky majú svoje obalové vrchnopaleozoické a mezozoické komplexy.



Obr. 44. Horehronské podolie a hrasť Kráľovohoľských Tatier, pohľad od Heľpy (foto M. Olšavský).

hoľskej časti. Vytvorenie neogénnej prepadliny podolia nebolo jednoliate – je rozlámaná na rad menších blokov (obr. 45). Nízkotatranský zlom je sprevádzaný satelitnými zlomami rôznych smerov, z ktorých niektoré môžu mať značný vertikálny skok, ale na zlomoch bola zaregistrovaná aj horizontálna zložka pohybov. Kinematický režim vzniku zlomov bol zložitý, čo indikujú temer chaotické striácie na zrkadlách zlomov. Celkový vertikálny skok na hlavnom zlome môže byť aj niekoľko tisíc metrov.

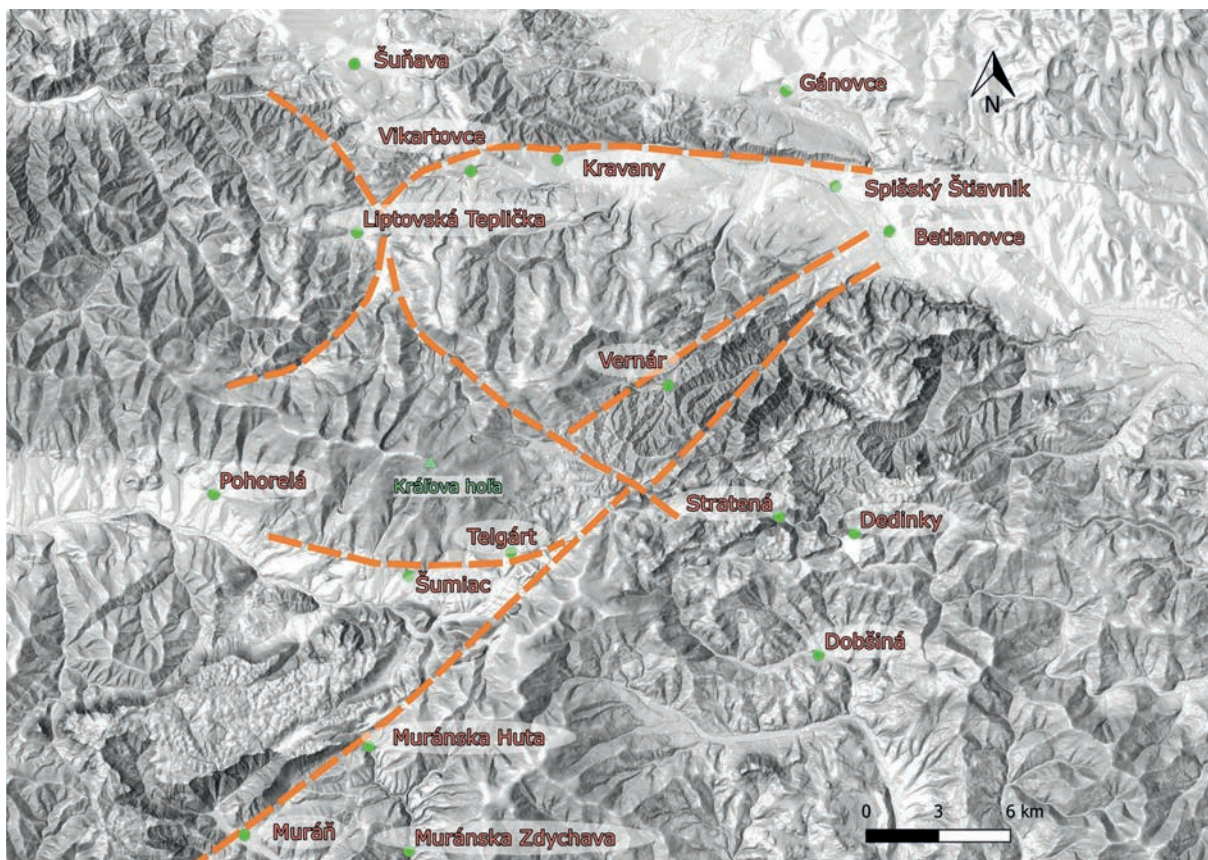
Na severnej strane regiónu je prechod pohoria do Liptovskej kotliny prudký, ale len málokde spôsobený tektonicky. Je to napr. medzi Pavčinou Lehotou a Iľanovom, kde vertikálny skok na zlome podľa vrtu FGL-1 presahuje 1 000 m (obr. 46).



Obr. 46. Geologický profil cez Ďumbierske Tatry v oblasti Derešov (Biely et al., vysvetlivky č. 6, upravené). 1 – paleogénne sedimenty, 2 – mezozoické komplexy, 3 – fylity typu Klinisko, 4 – ortoruly s polohami amfibolitov a pararúl, 5 – granitoidy.

Vnútri nízkotatranského masívu sú prešmykové zlomy z paleoalpínskeho štádia typické napr. na severnom svahu Prašivej, kde sú v granitoch zaklínené kvarcity a ďalej rad mylonitových zón so šupinami granitov a kvarcitov s. od Hiadeľa. Významný je zlom Lenivej jv. od čertovickej línie uklonený 60 – 80° na JV (Siegl, 1978). Okrem nich sú významné aj v.-z. úzke hlboké transpresné štruktúry (Trangoška, Konský grúň) so zakliesnenými zvyškami mezozoika, predovšetkým kvarcitov, ale napr. na Trangoške aj karbonátov. V nich je dokonca vytvorený rozsiahly jaskynný systém (Jaskyňa mŕtvych netopierov). Genéza štruktúry Trangošky je zložitá a vznikla vo viacerých fázach. Nie je vylúčené prvé zaklesnutie mezozoika už pri jurskom riftingu a potom dotvorenie pri kompresných pohyboch v kriede a nakoniec pri transpresii v neogéne.

Východné ukončenie Kráľovoľských Tatier je na priečných zlomoch, ktoré sú badateľné aj na digiálnom modeli reliéfu (obr. 47). Z ďalších priečných zlomov je najvýznamnejší mýtsko-tisovecký, ktorý ohraničuje Brezniansku kotlinu z východu, na SZ pokračuje do oblasti Vajskovej doliny v Ďumbierskych Tatrách a na JV smeruje k Tisovcu a ohraničuje zo západu hlavnú časť Muránskej planiny. Pohyby na tomto zlome boli zložité a viacfázové, ako to dosvedčuje štúdia (Marko a Vojtko, 2006). Najzreteľnejšie štrukturálne záznamy súvisia s dominantným dextrálnym smerne-posunovým režimom, ktorý podmienil aj vznik úzkej a hlbkej Breznianskej kotliny, kde sa nachádzajú vrchnoeocénne-spodnomiocénne sedimenty vnútrokarpatskej paleogénnej panvy dosahujúce značnú hrúbku. Zlomy smeru SZ – JV, ako je mýtsko-tisovecký, ovplyvňujú aj priebeh tiažových a magnetických anomálií (Oberbauer, 1980). Významné zlomové systémy sú aj na západnom ohraničení Nízkych Tatier. Je to systém starohorsko-revúckych zlomov, ktoré pokračujú z doliny Revúcej južne od Ružomberka smerom na Staré Hory a potom pravdepodobne aj ďalej na juh, ako to predpokladajú viacerí autori.

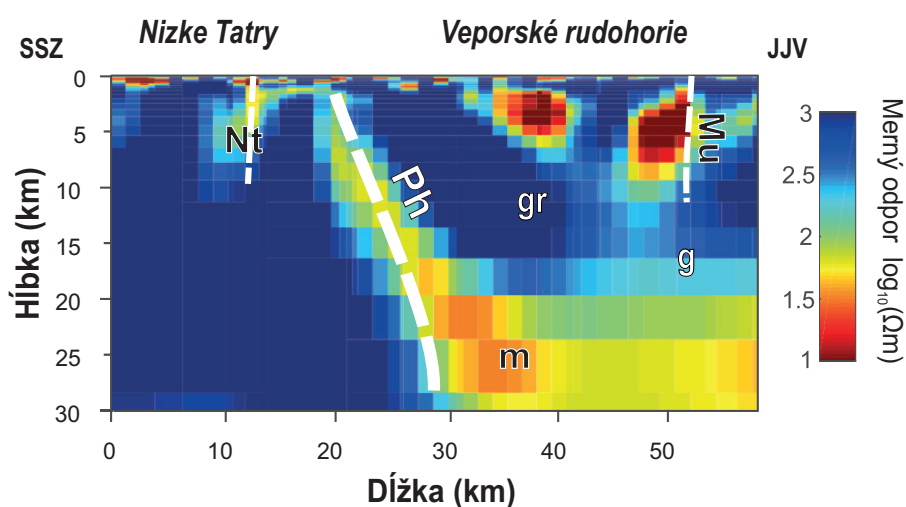


Obr. 47. Systém hlavných zlomov pri východnom ukončení masívu Kráľovohorských Nízkych Tatier.

Aktivitu priečných zlomov až do najmladších období možno dobre dokumentovať napr. v oblasti Liptovského Jána (Littva a Hók, 2014) a v Demänovskej doline, kde sa nachádza súbor diskontinuít súvisiaci so systémom Demänovského jaskynného systému (Szczygiel et al., 2021). Deformácie a posuny pozorované v jaskyni jasne nasvedčujú, že zlomy boli aktívne aj po formácii jaskyne. V širšej okolitej oblasti boli navyše datované historické výskyty zemetrasení v rozmedzí magnitúda cca 1 až 6. Na základe paleoseizmickej analýzy útvarov jaskynnej výzdoby bolo možné identifikovať až päť seizmických udalostí, pri ktorých došlo k poškodeniu jaskynnej výzdoby.

Južne od Hrona v pohorí Čierťaž vystupuje ľubietovské pásmo v zmysle Zoubka (1957), ktoré má špeciálne postavenie v rámci veporika. Geologickým zložením javí afinitu k d'umbierskemu kryštaliniku (identické ortoruly s amfibolitmi), no podľa paleotektonických rekonštrukcií medzi týmito kryštalinickými masívmi prebieha čertovická línia, na ktorej došlo k veľkému skráteniu priestoru počas paleoalpínskych tektonických procesov. Dôsledkom bolo vytlačenie mezozoického obalu podsunutého kryštalinika, ktorý sa presunul v podobe príkrovov fatrika cez tatrikum (Biely et al., vysvetlivky č. 6). Špecialitou ľubietovského pásma sú produkty acidného permského magmatizmu, ktorý sa tu vyskytuje vo všetkých hĺbkových formách (vulkanity Harnobisu, subvulkanické intrúzie granitových porfýrov a hlbinné žulové teleso Hrončok, podrobnejšie vo vysvetlivkách č. 5 a 42). Je pravdepodobné, že v tomto hercýnskom kryštaliniku museli fungovať už v perme smerne-posunové systémy zlomov (Bezák, 2002), pozdĺž ktorých došlo k mylonitizácii. Intrudovali magmy prinášajúce známe zrudnenie, najmä medené. Tieto zlomy sa obnovovali vo vrchnej kriede a umožnili vznik zaklinených štruktúr s mezozoickými komplexmi (Mojžišov vrch, Chvatimech). Pohyby na zlomoch pokračovali v transpresnom režime, čo dobre vidieť na štruktúrach kvarcitov v oblasti Osrblia (osrbliansky zlom).

Najvýznamnejší zlomový systém v tejto oblasti je pohorelský (označovaný Fusánom aj ako veporský) sv.-jz. smeru. Tvorí hranicu medzi severným a južným veporikom, na ktorej muselo dôjsť k rozsiahlemu priblíženiu týchto dvoch tektonických jednotiek, ktoré so sebou nesú faciálne dia-metrálne odlišné typy obalového mezozoika. Priblíženie sa dialo najpravdepodobnejšie na smer-ne-posunovom systéme koncom kriedy a v paleogéne. O aktivite v mladších obdobiach nemáme dôkazy, skôr sa javí, že systém je uťatý v.-z. neogénnymi zlomami v Horehronskom podolí. Významným zistením z geofyzikálnych prejavov je, že pohorelský systém je veľmi hlboký a sprostredkúva kontakt dvoch geofyzikálne a zároveň geologicky rozdielných kôrových segmentov. Prejavuje sa to v magnetotelurike (obr. 48) aj v gravimetrii, Bezák et al. (2023).



Obr. 48. Časť rezu cez 3D magnetotelurický model pozdĺž seizmického rezu 2T (Vozár et al., 2021, upravené). Kontrast medzi kôrou s nízkou vodivosťou severne od pohorelského zlomu a pestrou nižšie odporovou kôrou južne. Vysvetlivky: gr – vysokoodporové granitoidy (v nízkotatranskej časti aj ortoruly), g – pararuly, m – svorové komplexy, zlomy: Nt – nízkotatranský, Ph – pohorelský, Mu – muránsky.

Oblasť 9

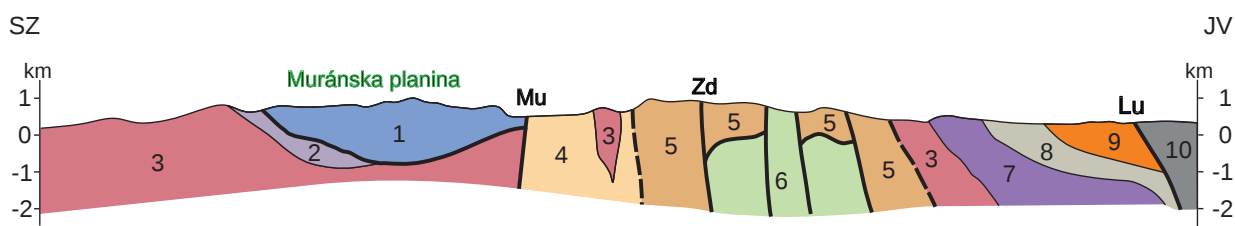
Geomorfologické celky: západná časť Slovenského rudohoria (Veporské vrchy, Stolické vrchy, Revúcka vrchovina), Muránska planina, severné okraje Juhoslovenskej kotliny.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 5, 56.

Základná geologická stavba

Temer celé územie tejto oblasti buduje tektonická jednotka južného veporika. Patrí medzi základné kôrové paleoalpínske tektonické jednotky Západných Karpát. Je tvorená hercýnskym kryštalinikom, ktoré má odlišnú stavbu od ostatných a svoj špecifický vrchnopaleozoicko-mezozoický obal. Je obmedzená pohorelskou líniou na severe a lubeníckou líniou na juhu. Malé plošné zastúpenie majú ďalšie útvary: mezozoický muránsky príkrov, jednotky gemerika (prevažne ochtinskej jednotky) pozdĺž južného okraja a ojedinelé príkrovové trosky tejto jednotky na veporiku, zálivy neogénnych sedimentov, ako sú výbežky z Juhoslovenskej kotliny, ojedinelé stopy neogénneho vulkanizmu v tejto oblasti, napr. subvulkanické intrúzie vulkánu Magnetový vrch na SZ od Tisovca, troska lávového prúdu na Klenovskom Vepore a zvyšky andezitových vulkanoklastík na južných svahoch Revúckej vrchoviny.

Vnútna stavba kryštalinika je zložitá, pretože je výsledkom niekoľkých naložených tektonických etáp. Najstaršou bola hercýnska etapa v paleozoiku. Vtedy sa formovali strednokôrové príkrovy metamorfovaných komplexov s tendenciou nasúvania smerom na J. Podľa rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby (Bezák et al., 1997) boli v konečnej fáze nasúvané vysokometamorfované komplexy na strednemetamorfované a tie na nízkometamorfované. Vytvorili stavbu vrchnej, strednej a spodnej hercýnskej jednotky. Vrchná a stredná jednotka boli v závere nasúvania intrudované veľkými masami hercýnskych granitoidov prevažne vrchnodevónsko-karbónskeho veku. Vrchná jednotka mala nad sebou ešte nízkometamorfované komplexy najvrchnejšej stavby, ktoré sa však po permskej denudácii zachovali len v reliktoch (napr. na severných svahoch Ďumbierskych Tatier). V južnom veporiku vystupuje len stredná a spodná hercýnska jednotka. Stredná jednotka je najmä v severnejšej časti a dominujú v nej veľké intruzívne telesá granitoidov rôznych typov (najznámejší je sihliaňsky a veporský typ). Staré foliácie v rulových častiach fixované graniťáciou sú uklonené na S (Siegl, 1982) na rozdiel od alpínskych uklonených k J. Spodná (svorová)



Obr. 49. Zjednodušený profil cez južné veporikum. Vysvetlivky: 1 – mezozoikum muránskeho príkrovu, 2 – obalové mezozoikum, 3 – granitoidy, 4 – diaftorizované ruly, 5 – ruly, 6 – svorové komplexy spodnej hercýnskej litotektonickej jednotky, 7 – fylity, 8 – obalový vrchný karbón, 9 – obalový perm, 10 – ochtinská jednotka gemerika. Zlomy: Mu – muránsky, Zd – zdychavský, Lu – lubenícky.

jednotka je vytiahnutá z pôvodnej spodnej pozície na strmých alpínskych transpresných štruktúrach v južnej časti územia (obr. 49). Predpokladá sa, že táto jednotka bola v rámci hercýnskeho orogénu subautochtónna a že ležala na hypotetickom južnom kadomskom fundamente.

Paleoalpínska príkrovová stavba je zachovaná v muránskom príkrove a troskách ochtinskej jednotky, ktorá lemuje celý južný okraj veporika a ktorá je na juhu prekrytá sedimentmi neogénu. Má dobre paleontologicky doložený spodnokarbónsky vek a typický je pre ňu výskyt veľkých telies magnezitu, ktoré boli predmetom intenzívnej ťažby.

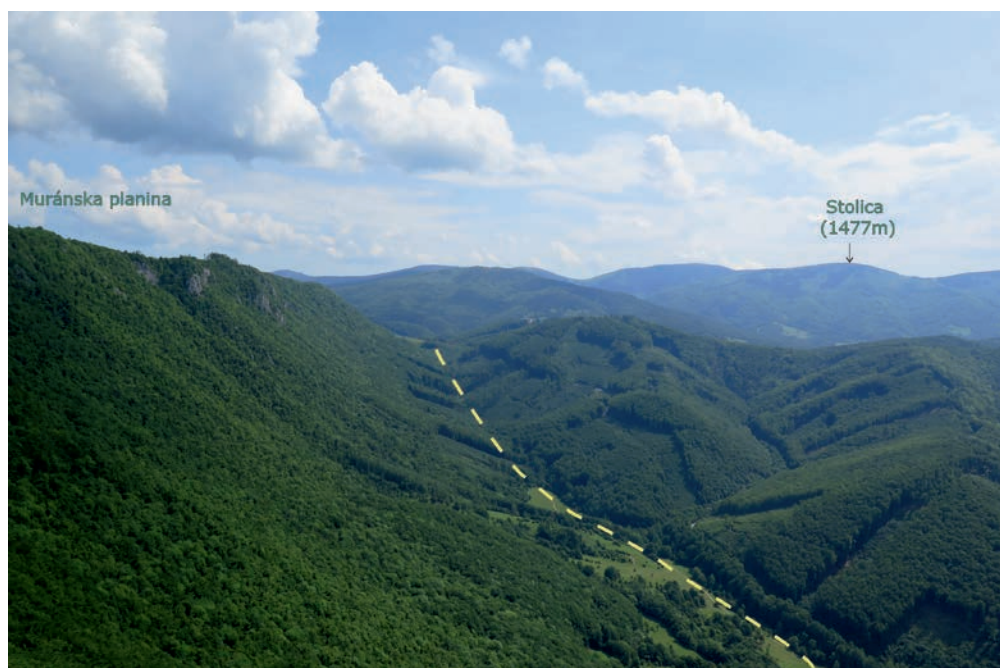
Tektonický vývoj a hlavné zlomy

Najvýraznejšími štruktúrnymi prvkami južného veporika sú alpínske transpresné sinistrálne strižné zóny sv.-jz. smeru, ako je pohorelská na rozhraní severného a južného veporika (napr. Kubíny, 1958, Hók a Hraško, 1990). V južnom veporiku je to najmä muránska, divínska a zdychavská zlomová zóna. Ich založenie bolo pravdepodobne už koncom kriedy, ale hlavná aktivita prebiehala počas paleogénu. Tieto strižné zóny boli reaktivované počas neogénu predovšetkým ako poklesové štruktúry (na muránskom a divínskom zlome sú zaklesnuté mezozoické komplexy). Pozdĺžne sv. orientované strižné zóny sú porušované priečnymi zlomami smeru SZ – JV, z ktorých najvýraznejšie sú mýtsko-tisovecký, málinecký, poltársky a revúcky.

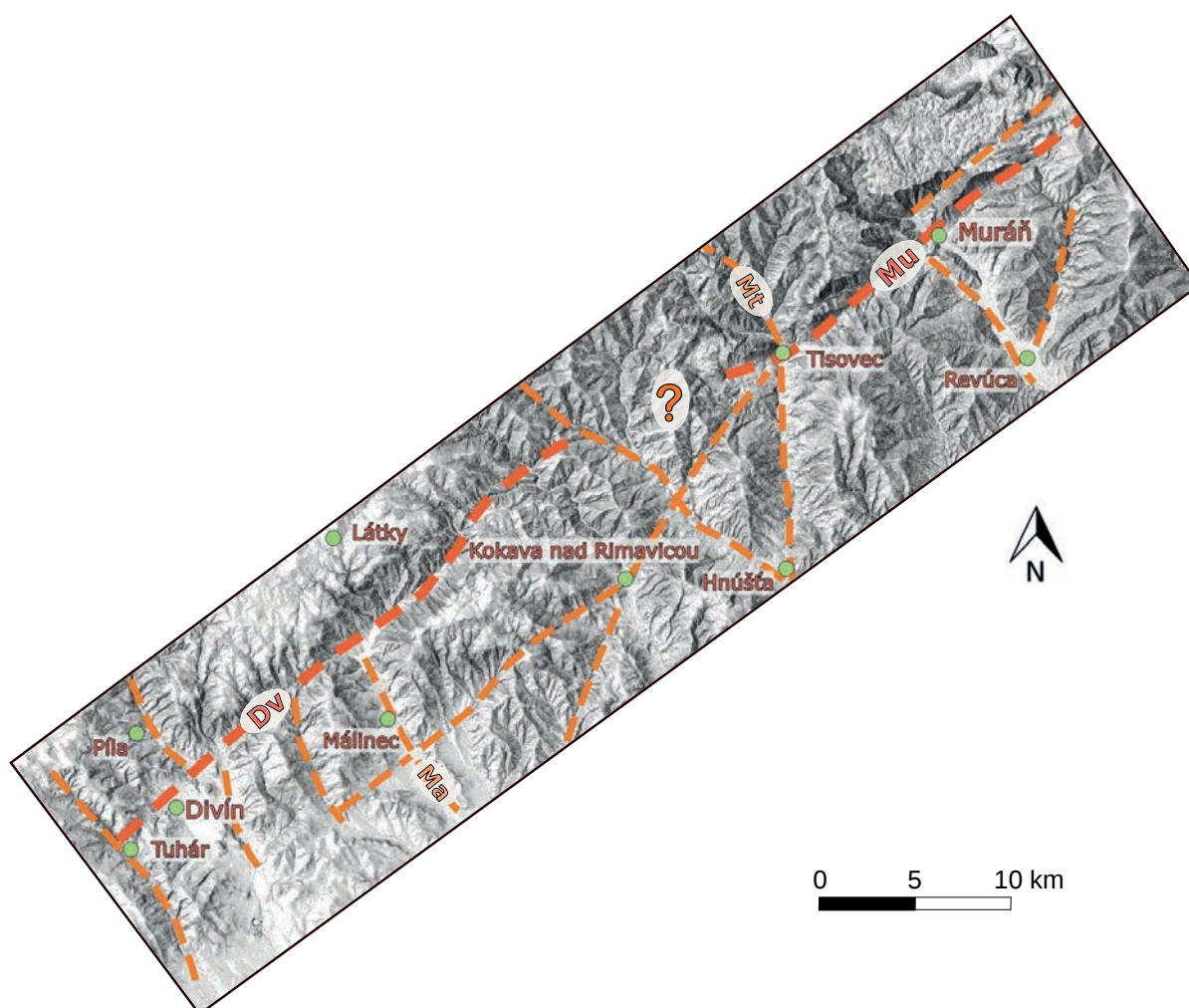
Bazálna násunová plocha muránskeho príkrovu predstavuje výraznú štruktúrnu a metamorfnú diskordanciu (Vrána, 1966). Stavba muránskeho príkrovu je ovplyvnená popresunovými deformáciami, ktoré vznikli sinistrálnou transpresnou pohybovou aktivitou pozdĺž muránskej línie. V muránskom príkrovovom telese vzniklo niekoľko vejárovitých, kulisovite usporiadaných zovretých synform smeru ZJZ – VSV. Južné krídla týchto synform sú značne stlačené a majú zložitú vrásovo-šupinovitú stavbu, ako napr. južné krídlo synformy Hradovej a Gošťanovej v Tisoveckom kráse. Podobnú stavbu má aj divínska synforma (Plašienka, 1983), hoci tu komplexy muránskeho príkrovu nevystupujú. Tuhárska sukcesia obalovej federatskej jednotky je spolu s troskou ochtinskej jednotky gemerika uložená v zovretej brachysynforme s redukovaným severným krídlom, ktoré je šikmo uťaté divínskym zlomom smeru SV – JZ.

Muránsky tektonický systém sv.-jz. smeru patrí medzi najvýraznejšie zlomy na Slovensku. V najznámejšom úseku medzi Tisovcom a Muráňom a sv. od Muráňa (obr. 50) oddeľuje zaklesnutú kryhu Muránskej planiny budovanú vápencami od kryštalinika na južnej strane. Definoval ho už Uhlig (1903). Prejavuje sa v geofyzikálnych poliach (ťažovom aj magnetickom, Obernauer et al., 1980) aj na satelitných snímkach (Pospíšil et al., 1986), kde sa jeho priebeh javí ako nespojitý a prerušovaný sériou priečných dislokácií, ako je napr. poltárska. Výrazný je aj na digitálnom modeli reliéfu (obr. 51). Prepojenie na divínsky zlom a aj pokračovanie na SV a JZ je nejasné. Sú indície, že na SV by mohol prechádzať do malcovského systému (Nemčok, 1978) a na JZ ako pokračovanie divínskeho zlomu v podloží neovulkanitov smerom k Pliešovciam. V rôznych obdobiach sa na ňom prejavujú horizontálne aj vertikálne tendencie pohybov: predovšetkým horizontálne posuny, prešmyky, poklesy. Indície horizontálneho posunu zaznamenali na týchto zlomoch napr. Ondrášik et al. (1987), Bezák (1988). Posuny fungovali prevažne v paleo- a mezoalpínskom období (krieda – starší paleogén), v mladších obdobiach máme skôr indície o poklesoch a výzdvihoch (Pospíšil et al., 1989). O mladom fungovaní by svedčil najmä výrazný prejav v reliéfe a vývery minerálnych vôd (napr. Tisovec, Kokava).

Bezák (1988) v celkovom kontexte tektonického vývoja južného veporika považuje muránsky zlomový systém za sústavu paralelných zlomov, z ktorých najvýznamnejšie sú muránsky, divínsky a zdychavský. Zdychavský systém prebieha južne od muránskeho a oddeľuje granitizovaný komplex na severe od diaforizovaných rúl a svorov južne od neho. Najmarkantnejší je v úseku medzi Kokavou a Klenovcom, kde prebieha sedlom Chorepa, potom pokračuje smerom k Tisovcu s. od

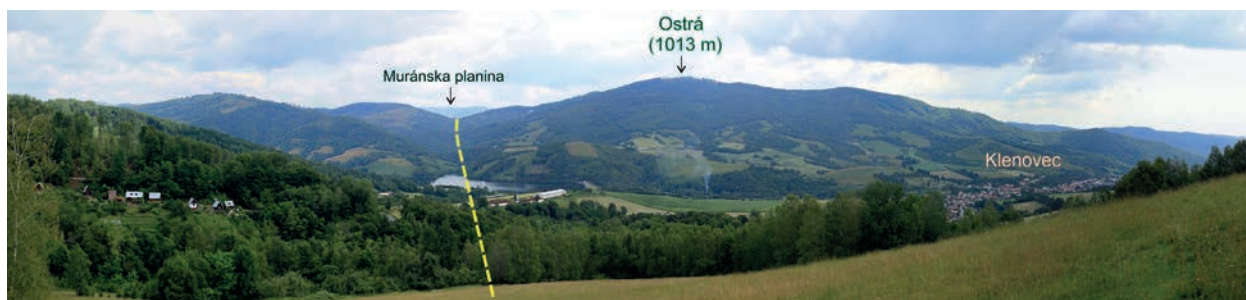


Obr. 50. Pohľad na muránsky zlom severovýchodne od Muráňa (foto A. Bezák).



Obr. 51. Systém zlomov v južnom veporiku v oblasti muránskeho a divínskeho zlomu. Zlomy: Mu – muránsky, Mt – mýtsko-tisovecký, Dv – divínsky.

Ostrej (obr. 52). Sprevádza ho aj rad geofyzikálnych anomálií (Plančár et al., 1977). V južnej časti oblasti 9 sú ďalšie dve významné tektonické línie sv. smeru: lubenícka a hrádocká. Lubenícka línia oddeľuje ochtinskú jednotku od veporika, kým hrádocká ju ohraničuje na juhu od gelnickej jednotky gemerika. Abonyi (1971) pripisuje hrádockej línii mimoriadny význam v kontexte alpínskej stavby.



Obr. 52. Pohľad zo sedla Chorepa na priebeh zdychavského zlomu medzi Klenovcom a Tisovcom (foto J. Madarás).

Priečne systémy mali charakter transpresných aj transtenzných pohybov, ktorých zmysel sa v čase menil. Najlepšie z týchto štruktúr je preštudovaný mýtsko-tisovecký zlom (Marko a Vojtko, 2006). Aj tieto zlomy boli rejuvenizované v neogéne a stali sa napr. cestou pre výstupy neovulkanitov v oblasti Magnetového vrchu. Ich prejavy možno sledovať aj vo výplni Lučenskej a Rimavskej kotliny.

Oblasť 10

Geomorfologické celky: Lučenská kotlina, Rimavská kotlina, Cerová vrchovina.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 53, 54, 55, 56.

Základná geologická stavba

Zahrňa sedimenty a vulkanity terciéru, ktoré sú poväčšine zakryté sedimentmi kvartéru, a predterciérne podložie, ktoré vystupuje na povrch pri severnom okraji kotlín. Terciérna sedimentárna výplň je tvorená sedimentmi oligocénu (čížske súvrstvie), oligocénu – miocénu (lučenské súvrstvie) a miocénu (filakovské, bukovinské, šalgotarjánske a poltárske súvrstvie). Neovulkanity predstavujú andezitové vulkanoklastiká (pokorádzske súvrstvie) a bazaltové formácie vrchnomiocénneho (podrečanská formácia) a pliocénno-pleistocénneho veku (cerová formácia). V predterciérnom podloží sa predovšetkým vo východnej časti nachádzajú komplexy silicika, turnaika a meliatika, ale najmä gemerika (najviac ochtinská, menej gelnická jednotka a útvary vrchného paleozoika) a veporika (prevažne metamorfované komplexy). Predterciérne podložie, ako aj terciérna výplň sú rozlámané sieťou zlomov viacerých smerov.

Tektonický vývoj a hlavné zlomy

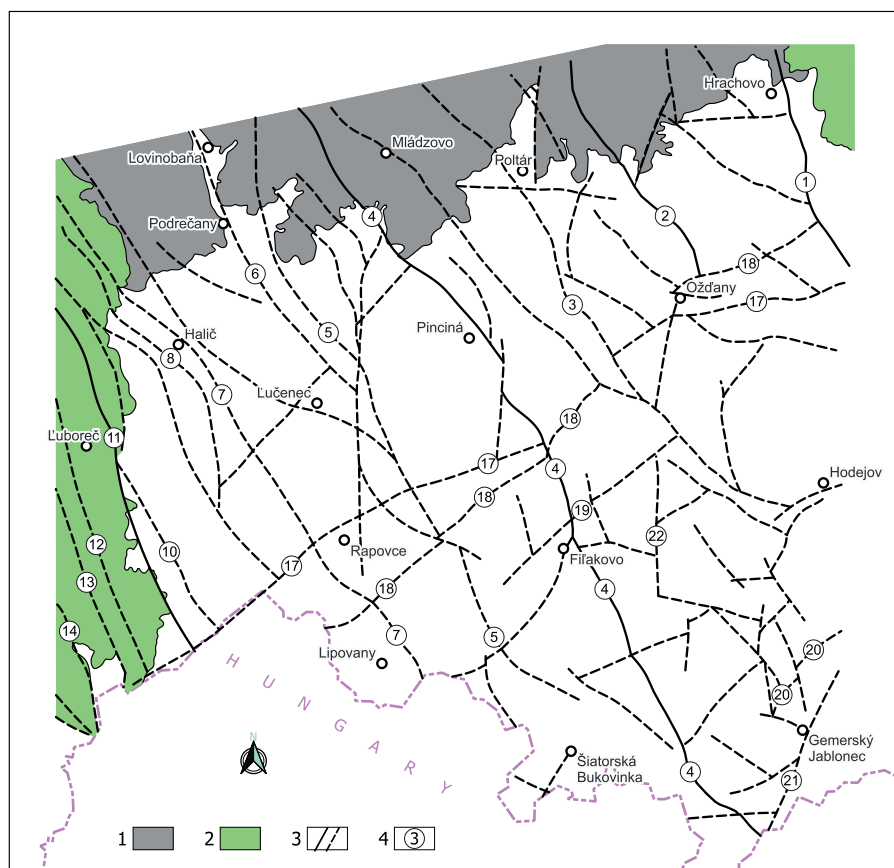
V predterciérnom podloží sa vyskytujú zlomy sv.-jz. smeru paralelné s lubeníckou a hrádockou líniou, ktoré majú väčšinou charakter prešmykov uklonených k J. Zlomy smeru SZ – JV sú mladšie ako vrchná krieda a podľa priebehu do podložia a vlastnej výplne kotlín boli aktivizované aj počas terciéru.

Zlomy smeru S – J prebiehajú výraznejšími dolinami, ako sú Poltárica a Rimava, sú hlbšieho založenia a patria pravdepodobne k staršej generácii zlomov, ktoré však boli aktivizované ešte i v kvartéri. Pozdĺž týchto zlomov možno pozorovať najvýraznejší horizontálny posun väčších segmentov v smere na S. Zároveň sa dá najmä v kvartéri pozorovať aj výrazný vertikálny posun. Priebeh týchto zlomov sa pri prechode do terciérnej výplne kotlín mení na smer SSZ – JJV až SZ – JV.

Terciérnu molasovú výplň Lučenskej kotliny porušujú dva hlavné zlomové systémy, z ktorých sa výraznejšie prejavuje mladší zlomový systém smeru SZ – JV, zatiaľ čo starší smeru SV – JZ je nevyraznejší, porušený a maskovaný mladšími zlomami. Okrem toho sa na stavbe územia podieľajú aj zlomy smeru S – J a V – Z (obr. 53).

Najväčší regionálny význam má rapovský zlom. V širšom zmysle patrí do rábsko-rožňavského zlomového systému, ktorý usmerňoval umiestnenie pelsőnskej jednotky. Distribúcia oligocénnych a spodnomiocénnych sedimentov na južnom Slovensku, ale aj analýza napäťového poľa naznačujú možnosť sinistrálneho laterálneho posunu pozdĺž tohto zlomu, ktorý je pravdepodobne nepriamym pokračovaním zlomu Diósjenő v Maďarsku a ktorý sa cez plešivecký napája na rožňavský zlom.

V študovanom regióne možno popri zlomových disjunktívnych štruktúrach identifikovať aj plikatívnu štruktúru – klenbu Cerovej vrchoviny. Tá sa nachádza na poklesnutých kryhách severozápadného zlomového systému, tvorí mladú morfológickú eleváciu ako následok pomalého vykleňovania a súvisí s vulkanizmom. Hydrotermálne procesy spojené s vulkanizmom spôsobili



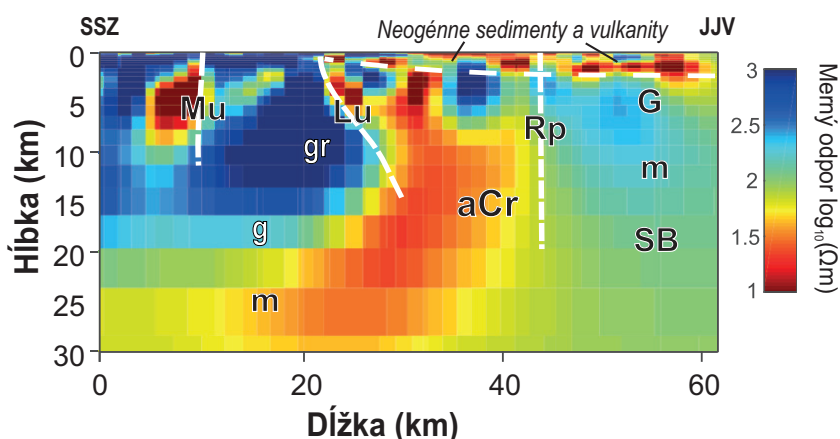
Obr. 53. Štruktúrna schéma Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny s vyznačením hlavných zlomov (Vass a Elečko, v zozname vysvetliviek pod č. 55, upravené). 1 – predterciérne útvary, 2 – andezitové neovulkanické komplexy, 3 – zlomy (plnou čiarou hlavné priečne zlomy sz. smeru), 4 – čísla zlomov (v krúžkoch): 1 – rimavský zlom, 2 – sušanský zlom, 3 – zlom Čierneho potoka, 4 – filakovský zlom, 5 – čakanovský zlom, 6 – zlom Krivánskeho potoka, 7 – mučínsky zlom, 8 – zlom potoka Jelšovník, 10 – zlom Dáľovského potoka, 11 – dobrodský zlom, 12 – olšovský zlom, 13 – rárošský zlom, 14 – zlom potoka Tisovník, 15 – zlom Mlynského potoka, 16 – pôtorské zlomové pásmo, 17 – rapovský zlom, 18 – zlom potoka Suchá, 19 – zlom Kalajovej doliny, 20 – hajnačský zlom, 21 – zlom Dechtárskeho potoka, 22 – šídsky zlom.

zmeny vo fyzikálnych vlastnostiach kôry v tejto oblasti a prejavujú sa napr. zníženou vodivosťou na magnetotelurickom profile (obr. 54).

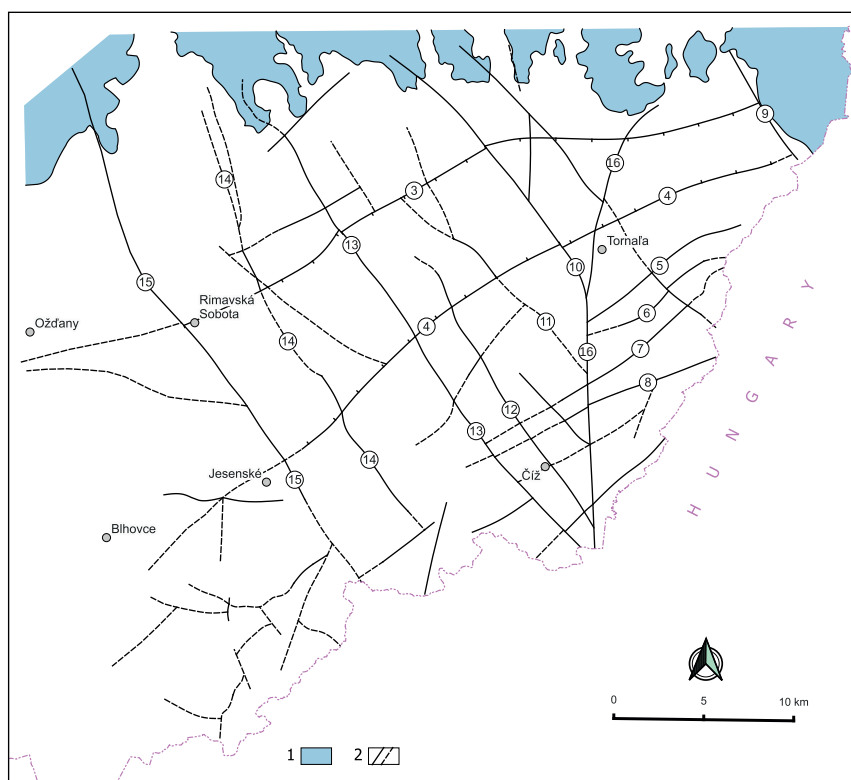
Územie Rimavskej kotliny porušujú najmä dva na seba kolmé zlomové systémy smeru SV – JZ a SZ – JV a okrem toho aj zlomy v.-z. a s.-j. zlomového systému (obr. 55). Zo zlomov sv. smeru spomenieme hostišovský, rašický, neporadský, zlom potoka Turiec. Zlomy sz. smeru (ako napr. rimavský a zlom potoka Blh) umožnili rozlámanie územia na rad poklesnutých krýh. Patrí sem aj štítnický zlom, pozdĺž ktorého boli okrem iného vysunuté aj jednotky gemerika k severu.

Na stavbe oblasti sa zúčastňujú aj zlomy smeru S – J a V – Z. Pravdepodobne aj v najmladšom období sú to aktívne zlomy a z nich predovšetkým zlomy smeru V – Z miestami kontrolujú reliéf územia. Významným tektonickým prvkom v Rimavskej kotline je zlomové pásmo rieky Slaná. Prebieha v údolí rieky Slaná od Čoltova až po štátnu hranicu s Maďarskom. Jeho minimálna dĺžka je 25 km, má staré založenie a jeho aktivita sa menila. Najmladšie prejavy zaznamenávame v kvartéri, resp. recente. Terasy rieky Slaná sa rozkladajú prevažne na východnej kryhe zlomového pásma a naznačujú intenzívny pokles tejto kryhy v porovnaní so západnou kryhou. Zlomové pásmo v kombinácii so zlomom potoka Turiec v sz. smere je východným okrajom Čížskej hrasti, ktorá stúpa i v recente.

Tektonická stavba je podrobne rozpísaná vo vysvetlivkách uvedených na začiatku kapitoly a v zozname vysvetliviek (s. 21 – 25) pod č. 53 a 55 a vo dvoch monografiách (č. 54 a 56), v ktorých sú uvedené aj ďalšie podrobné citácie prác týkajúcich sa tejto oblasti.



Obr. 54. Južná časť magnetotelurického profilu pozdĺž seizmického rezu 2T (Vozár et al., 2021, upravené). Vysvetlivky: gr – granitoidy, g – ruly, m – svory, G – jednotky gemerika, SB – predpokladaný kadomský fundament, aCr – hydrotermálne alterované kryštalínium. Zlomy: Mu – muránsky, Lu – lubenícky, Rp – rapovský.



Obr. 55. Štruktúrna schéma Rimavskej kotliny s vyznačením vybraných hlavných zlomov (Vass et al., monografia v zozname pod č. 54, upravené). 1 – predterciérne útvary a andezitové vulkanoklastiká, 2 – zlomy (plnou čiarou hlavné priečne zlomy, zúbkovanou hlavné poklesy). Číslo zlomov (v krúžkoch): 3 – rašický zlom, 4 – zlom potoka Lapša, 5 – šafárikovský zlom, 6 – hubovský zlom, 7 – zlom potoka Lokieť, 8 – neporadzský zlom, 9 – štítnický zlom, 10 – zlom potoka Turiec, 11 – zlom potoka Kaloša, 12 – zlom potoka Teška, 13 – zlom potoka Blh, 14 – sútorský zlom, 15 – rimavský zlom.

Oblasť 11

Geomorfologické celky: Levočské vrchy, Hornádska kotlina, Branisko, Šarišská vrchovina, Ľubovnianska vrchovina, Čergov, Pieniny, Spišská Magura.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 15, 19, 35, 38, 40.

Základná geologická stavba

Oblasť 11 zahŕňa jednotky vnútorných aj vonkajších Karpát, ktoré sú oddelené bradlovým pásmom. Vnútorne reprezentujú najmä mohutné masy vnútrokarpatských paleogénnych sedimentov (Levočské vrchy, Spišská Magura), vonkajšie sú tvorené flyšovými jednotkami.

V stavbe vnútorných Karpát v tejto oblasti rozlišujeme spodnú štruktúrnu etáž, ktorá tvorí predterciérne podložie formované paleoalpínsky (t. j. v kriede), a vrchnú, ktorú budujú paleogénne popriekrovové sedimenty. Jednotky predterciérneho podložia vystupujú na povrch v hrastových zlomoch ohraničených štruktúrach Braniska (obr. 56), ako aj v ružbašskom mezozoickom „ostrove“. Výzdvih ružbašského mezozoika prebiehal súčasne s výzdvihom Tatier cca pred 15 mil. rokov na základe rádiometricky určených vekov (Král, 1977). Mezozoické horniny, ktoré prináležia ku krížňanskému príkrovu fatrika, tvoria izolovaný ostrov smeru SV – JZ, ktorý je zlomami ohraničený od okolitého vnútrokarpatského paleogénu. V hrasti Braniska je okrem mezozoických jednotiek exhumované aj kryštalinikum veporika.



Obr. 56. Hrať Braniska od Hornádskej kotliny oddeľuje poľanovský zlom. Pohľad z vyvýšeniny travertínovej kopy Spišského hradu (foto J. Madarás).

Pruh jurských karbonátov vystupuje vo forme izolovaných bradiel v úzkej zóne pieninského a šarišského segmentu bradlového pásma (obr. 57). Tieto horniny pochádzajú z mezoalpínskej tektonickej etapy, ale boli tektonicky dotvorené v miocénnej perióde ako aktívne tektonické rozhranie dvoch pohybujúcich sa blokov. Štruktúrne výskumy (napr. Plašienka a Mikuš, 2010, Plašienka, 2012, Jurewicz, 1997) ukazujú, že v pôvodnej stavbe bolo bradlové pásmo nasunuté na flyšové a spolu s ním na Európsku platformu. V neogéne sa pri transtenzii situácia zmenila a bradlové pásmo ako súčasť južnej vetvy vejára je nasunuté späť na vnútorné Karpaty. Južné ohraničenie od vnútorného paleogénu je zlomové.



Obr. 57. Morfológický charakter bradlového pásma v oblasti Jarabiny pri Starej Ľubovni. Tvrdšie vápencové horniny vystupujú z mäkkšieho slienitého obalu bradiel. Na obzore masív Vysokých Tatier (foto D. Majcin).

Južne od bradlového pásma plošne dominujú paleogénne sedimenty vnútrokarpatského paleogénneho bazéna – sedimentačného priestoru hornín podtatranskej skupiny, ktoré tvoria Popradskú kotlinu, Hornádsku kotlinu, Levočské vrchy, Spišsko-šarišskú vrchovinu, Ľubovniansku vrchovinu a Spišskú Maguru. Ide o sedimenty veľkej hrúbky, tektonicky málo deformované, nezvrásnené, postihnuté len zlomovou tektonikou. Výnimku tvorí úzky pruh lemujúci z juhu bradlové pásmo (tzv. šambronská zóna), v ktorom sú sedimenty vnútrokarpatského paleogénu zvrásnené v dôsledku dynamiky bradlového pásma (Plašienka a Mikuš, 2010). Štruktúrne štúdie tohto úseku bradlového pásma uvádzajú indície dextrálnych posunov (napr. Ratschbacher et al., 1993). Štruktúra bradlového pásma tektonicky ohraničená peripieninským lineamentom má charakter štruktúrneho vejára a podľa geofyzikálnych prác sa vnútorné Karpaty ponárajú pod bradlové pásmo smerom na sever (Nemčok et al., vysvetlivky č. 38). Prevláda názor, že bradlové pásmo je tektonického pôvodu, ale niektoré bradlá vykazujú štýl sklzových telies. Severne od bradlového pásma vystupujú flyšové paleogénne sedimenty vonkajších Karpát (flyšové pásmo) odlišného tektonického štýlu, ako má vnútrokarpatský paleogén. Sú deformované, zvrásnené a zakomponované do príkrovových štruktúr.

Tektonický vývoj a hlavné zlomy

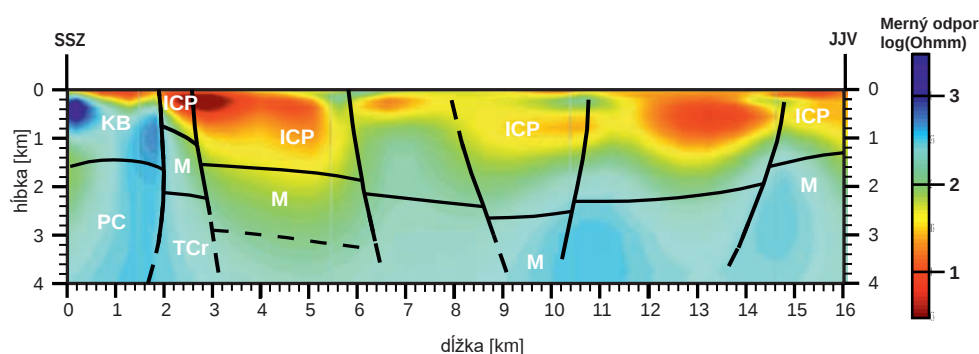
Oblasť 11 je postihnutá zlomovou tektonikou, ktorá vytvára sieť zlomov štyroch smerov: SV – JZ, SZ – JV, V – Z, S – J. Sv.-jz. a s.-j. poruchy sú najvýznamnejšie. Ich priebeh je často sledovateľný aj na družicových snímkach. Vytvárajú významné rozhrania medzi jednotlivými blokmi a veľakrát na nich dochádza k poklesom alebo, naopak, výzdvihom podloží (Ružbachy, Haličovce). Zlomy sú často sprevádzané vývermi minerálnych prameňov či termálnych vôd (obr. 58).



Obr. 58. Gejzír Sivá Brada situovaný na pokračovaní vikartovského zlomu (foto J. Madarás).

Medzi zlomy sv.-jz. smeru patria predovšetkým ružbašský, popradský, muránsko-malčovský a hankovský. Ružbašský zlom je významná zlomová štruktúra, pozdĺž ktorej je vyzdvihnutá hrasť ružbašského mezozoika. Prepojenie na tatranský zlom podľa najnovších – gravimetrických výskumov v rámci projektu DISLOCAT nie je celkom jasné, pravdepodobne ide o dve samostatné štruktúry, pričom medzi nimi môže existovať deliaca zlomová štruktúra. Ružbašský ostrov mezozoika je z oboch strán, zo severu aj z juhu, obmedzený tektonicky. Južný kontakt s flyšovými sedimentmi paleogénu je strmší. Popradský zlom sa interpretuje v údolí rieky Poprad, ktorá ho sleduje. Je to mladá porucha ovplyvňujúca drenážnu sieť a subsidenciu Popradskej kotliny (Gross et al., vysvetlivky č. 15). Kvartérne poklesy tu dosiahli až 600 m, čo je veľmi vysoká hodnota v porovnaní s inými oblasťami Západných Karpát. Muránsky zlom je najdôležitejšou a najmohutnejšou dislokáciou sv.-jz. smeru. Má výrazné prejavy v predpaleogénnych komplexoch, ale v mapovom obraze ním nie sú paleogénne sedimenty porušené. Zo svojho klasického úseku smerne pokračuje do Hornádskej kotliny, usekáva vikartovský chrbát a kryha v. od zlomu je poklesnutá až o 400 m. Jeho ďalšie pokračovanie v paleogénnom flyši k severovýchodu už nie je sledovateľné, i keď v smernom pokračovaní muránskeho zlomu do vnútrokarpatského paleogénneho bazéna Levočských vrchov je vidieť zreteľný fotolineament interpretovaný z družicových snímok (Pospíšil et al., 1989). Vysvetlením by mohlo byť „presvecovanie“ poruchy z podložia do nadložia rojom puklín a drobných zlomov s malými amplitúdami pohybov. Nemčok et al. (vysvetlivky č. 38) interpretuje priebeh muránskeho zlomu aj za bradlovým pásmom v Ľubovnianskej vrchovine, teda vo flyši vonkajších Karpát. Tento úsek muránskej línie sa volá malčovský zlom.

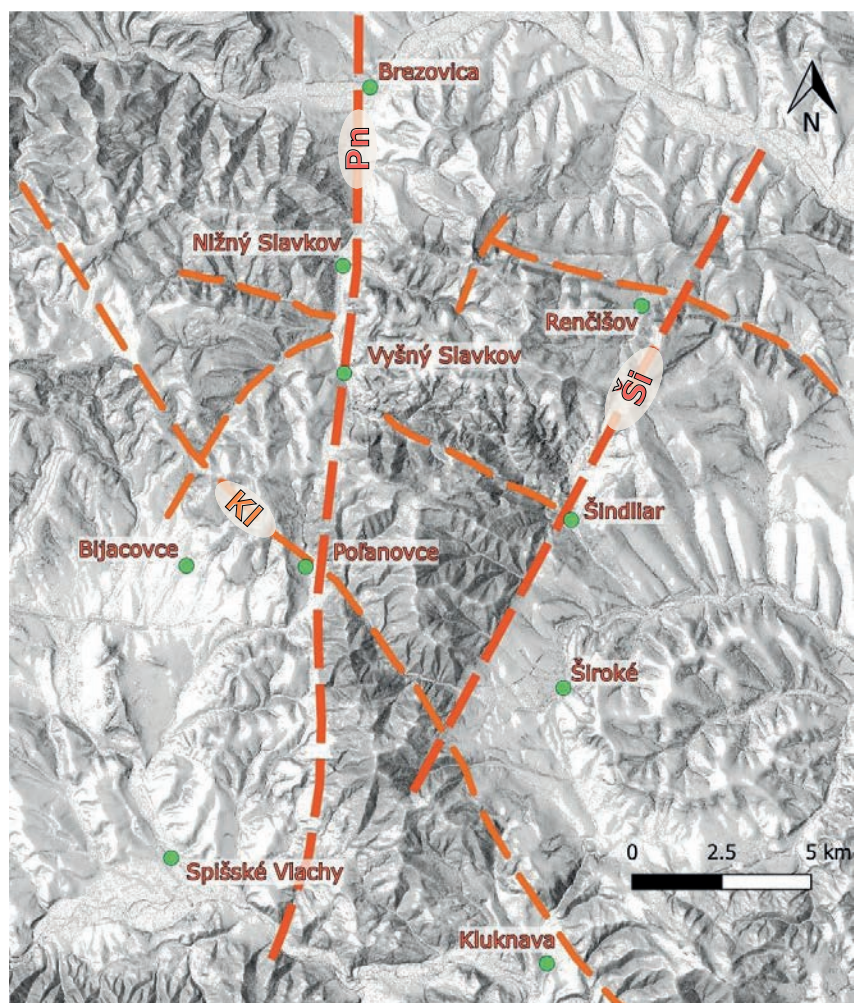
Zlomov sz.-jv. smeru sú mladšie ako predošlý systém zlomov. Na prieseku týchto zlomov s ružbašským sú situované travertíny, čo dokladá kvartérnu aktivitu týchto porúch. Významný roj sz.-jv. porúch porušuje Hornádsku kotlinu. Jeden z najvýraznejších sz.-jv. zlomov vychádza z masívu Braniska pri Poľanovciach a pokračuje na SZ. Nazývame ho kluknavský zlom (Mahel', 1986) a je interpretovaný ako sinistrálny smerný posun s amplitúdou cca 1 km. Bradlové pásmo je od jednotiek magurskej skupiny príkrovov i od vnútrokarpatskej paleogénnej panvy oddelené aj viac alebo menej výraznými zlomovými štruktúrami smeru SZ – JV. Severný okrajový zlom, nazývaný aj rozdielsky, má charakter strmo na SV ukloneného šikmého dextrálneho prešmyku. Južný okrajový zlom sa označuje ako podhalský. V morfológii územia sa dá pomerne dobre sledovať. Výrazne sa prejavuje aj v magnetotelurickom profile (obr. 59).



Obr. 59. Magnetotelurický profil sv. od Starej Ľubovne prebiehajúci z bradlového pásma do vnútrokarpatského paleogénu (Majcin et al., 2018, upravené). Zlomové ohraničenie bradlového pásma a zlomové porušenie paleogénnych sedimentov. Vysvetlivky: KB – bradlové pásmo, PC – pieninská kôra, IPC – vnútrokarpatský paleogén, M – mezozoické komplexy, TCr – kryštalinikum tatrica.

Zlomový systém S – J je najmladší (Gross et al., vysvetlivky č. 15). V masíve Braniska dominujú s.-j., resp. ssv.-jjz. zlomy. Pozdĺž poľanovského a šindliarskeho zlomu (Rossing, 1947) je vyzdvihnutá hrasť Braniska nad paleogénnymi sedimentmi (obr. 60). S.-j. zlom, ktorý sleduje dolina Levočského potoka, je pravdepodobne kvartérneho veku. Do jv. časti oblasti 11 v Šarišskej vrchovine zasahujú hornádske zlomy tohto smeru, ktoré vymedzujú mladotretohornú Košickú kotlinu.

Zlomov v.-z. sa javia ako relatívne najstaršie (založené ešte v predpaleogénnom období), no pozdĺž nich sa opakovali pohyby aj v mladších obdobiach až do kvartéru. Dokladajú to vývery minerálnych vôd (Vydrník, Spišský Štvrtok, Spišský Hrhov, Klčovce, Baldovce, Sivá Brada) a výskyty penovcov a travertínových kôp (Sivá Brada, Baldovce, Gánovce). V juhozápadnej časti oblasti 11 prebieha významný vikartovský zlom v.-z. smeru, ktorý ohraničuje eleváciu vikartovského chrbta (Kozie chrbty) z juhu. Fungoval už počas paleogénu a pri Spišskom Štvrtku je na povrchu spolu s vikartovským chrbtom ukončený pravdepodobne muránskym zlomom, ale pokračuje ďalej Hornádskou kotlinou na východ až po Sivú Bradu. Súčasný výskum kombináciou metód plytkej geofyziky a štruktúrneho výskumu realizovaného v rámci projektu DISLOCAT ukazuje, že vikartovský zlom je štruktúra uklonená strmo k severu (Marko et al., 2022).



Obr. 60. Hlavné zlomy Braniska na digitálnom modeli reliéfu (DMR): Ši – šindliarsky, Pn – poľanovský, Kl – kluknavský.

Oblasť 12

Geomorfologické celky: Volovské vrchy, Spišsko-gemerský kras, Čierna hora, Rožňavská kotlina, Moldavská kotlina, Prešovská kotlina, Košická kotlina, Slovenský kras.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 11, 20, 21, 34, 35, 40.

Základná geologická stavba

Územie je budované najmä komplexmi združenými do tektonickej jednotky gemerika, na okrajoch vystupujú aj komplexy veporika. Na gemerikum boli nasúvané mezozoické príkrovy jednotiek meliatica, turnaika a silicika, ktorých pozícia a tektonická genéza nie sú dodnes doriešené. Popríkrovové útvary zastupujú neogénne sedimenty v kotlinách a vulkanity v Slanských vrchoch, ktoré do oblasti zasahujú len okrajovo.

Veporikum vystupuje na povrch v pohoriach Sľubica a Čierna hora. Jeho pokračovanie ďalej smerom na východ je nejasné a zrejme je ukončené s.-j. orientovaným hornádkym zlomovým systémom, ktorý oddeľuje komplexy veporika a gemerika od neogénnych sedimentov Košickej kotliny. Na juhu je veporikum oddelené od gemerika margecianskou líniou sz.-jv. smeru, ktorá je tvorená viacerými paralelnými šikmými prešmykovými strižnými zónami sklonenými stredne až strmo na JZ. Kinematika tejto zóny bola veľmi zložitá. Pôvodný násun gemerika na veporikum bol viacnásobne zložito reaktivovaný, či už ako poklesový zlom, alebo ako dextrálna transpresná zóna.

Kryštalikum Čiernej hory a Sľubice je tvorené (Jacko, 1978) bujanovským (prevažne granitoidy, ktoré sú vo veľkej miere mylonitizované), lodinským (diaforizované metamorfity) a miklušovským komplexom (vysokostupňové, sčasti diaforizované metamorfity). V nadloží týchto komplexov sa nepravidelne vyskytujú mladopaleozoicko-mezozoické obalové sekvencie.

Podstatnú časť vymedzenej oblasti tvorí gemerikum. Buduje pohorie Volovských vrchov, ktoré je súčasťou Slovenského rudohoria. Gemerikum tvorí sústava násunových šupín, zložených zo staropaleozoických vulkanicko-sedimentárnych komplexov metamorfovaných vo fácií zelených bridlíc až amfibolitovej fácií počas hercýnskej orogenézy. Počas paleoalpínskej orogenézy prešli tieto komplexy nízkoteplotnou rekryštalizáciou a deformáciou. Do staropaleozoických komplexov intrudovali permské postorogénne S-typové granity (Finger a Broska, 1999). Centrálna časť gemerského pásma má charakter megaantiformy so šupinovitou stavbou zovretých vrás oddelených prešmykmi. Vrásovo-prešmyková stavba je sprevádzaná penetračnou alpínskou klivážou presekávajúcou sedimentárnu vrstvosť aj staršiu hercýnsku foliáciu. Kliváž vytvára asymetrický klivážový vejár, ktorý je v strednej časti komplikovaný naloženou tzv. transgemerskou strižnou zónou smeru ZJZ – VSV.

Gemerikum sa delí zvyčajne do dvoch samostatných jednotiek: južnejšej voloveckej a severnejšej rakoveckej. Ich styk je tektonický a komplikovaný. V hercýnskom období to bol pravdepodobne juhovergentný násun rakoveckej na voloveckú jednotku, no počas alpínskej orogenézy bol tento kontakt reaktivovaný ako strmý severovergentný prešmyk voloveckej na rakoveckú jednotku.

Volovecká jednotka má v gemerskom pásme najväčší plošný rozsah, býva označovaná aj ako gelnická jednotka. Predstavuje staropaleozoický nízkometamorfovaný komplex vulkanicko-sedi-

mentárnych hornín, do ktorých prenikajú apofýzy postkinematických permských granitoidov. Ich mladopaleozoický obal tvorí terigénna gočaltovská skupina (Grecula et al., vysvetlivky č. 11).

Severnejšiu rakoveckú jednotku budujú dve staropaleozoické vulkanicko-sedimentárne formácie: rakovecká skupina a klátovský komplex. Rakovecká skupina sa skladá z nízkometamorfovaných sedimentov a bazických vulkanitov. Klátovský komplex predstavuje vyššie metamorfovaný rulovo-amfibolitový komplex. Rakovecká skupina a klátovský komplex pravdepodobne reprezentujú hercýnsku oceánsku sutúru. Mladopaleozoický sedimentárny pokryv severného gemerika je tvorený dobšinskou a krompašskou skupinou, ktoré transgredujú na rôzne časti staropaleozoického fundamentu (Vozárová, 1996). Najsevernejšia zóna gemerika pozdĺž lubenícko-margecianskej línie na styku s veporikom je zložená z ochtinskej (tzv. magnezitový karbón) na západe a črmeľskej skupiny na východe.

V nadloží gemerika sa vo forme príkrovových trosiek a šupín na viacerých miestach nachádzajú jednotky meliatika. Ide najmä o príkrov Bôrky, ktorý vyplňa priečnu s.-j. synformu (tzv. nižnoslanskú depresiu) na západnom styku gemerika s veporikom. Príkrov Bôrky tu tvoria metamorfované klastické mladopaleozoické a karbonátové triasové súvrstvia s glaukofanitmi. V severnej časti okolo Dobšinej vystupuje aj ofiolitová melanž s rozsiahlym telesom serpentinitov. Ďalšie výskyty sú aj západnejšie v šupinách pozdĺž hrádockej zlomovej zóny a menšie šupiny meliatika vystupujú aj severnejšie v podloží príkrovu silicika. Vo východnej časti – pozdĺž zlomovej zóny oddeľujúcej rakoveckú jednotku od črmeľskej skupiny gemerika – sa do meliatika zaraďuje jaklovská jednotka. Predstavuje melanžový súbor serpentinitových brekcií a jurských bridlíc premiešaných s triasovými metabazaltmi, radiolaritmi a blokmi metakarbonátov.

V severozápadnej časti územia v oblasti Slovenského raja a v jeho východnom pokračovaní v Galmuse vystupuje v nadloží gemerika stratenský príkrov silicika (Mello et al., vysvetlivky č. 35), ktorý obsahuje predovšetkým mohutné karbonátové komplexy stredného a vrchného triasu.

Južne od gemerika je slanské pásmo, ktoré tvoria príkrovové jednotky meliatika, turnaika a silicika. V južnej časti buduje silicikum rozsiahlu krasovú Silickú planinu (obr. 61). V siliciku majú hlavné zastúpenie hrubé karbonátové komplexy najmä wettersteinských vápencov stredného a vrchného triasu (Mello et al., vysvetlivky č. 34). Meliatickú tektonickú jednotku tvoria útržky pochádzajúce z meliatskeho oceánskeho mobilného pásma. Počas vrchnojurskej kolízie bola väčšina horninových súborov pohltená procesom subdukcie. Turnaikum predstavuje bezkorenný príkrov skladajúci sa z viacerých čiastkových jednotiek, ktoré sa vynárajú spod silického príkrovu.



Obr. 61. Pohľad na Silickú planinu od severu (foto J. Vozár).

Košická kotlina je neogénna panva vyplnená mocnými súvrstviami molasových sedimentov miocénu. Tieto sedimenty sú morského, brakického až sladkovodného pôvodu a obsahujú významnú prímes vulkanického materiálu zo susedných Slanských vrchov. Moldavská kotlina predstavuje marginálnu časť tejto neogénnej panvy.

Slanské vrchy sú výrazný vulkanický celok tvorený reťazcom neogénnych andezitových stratovulkánov (napr. Zlatá Baňa, Makovica, Strechový vrch, Bogota, Hradisko, Bradlo, Milíč). Sopečná aktivita tu prebiehala od vrchného bádenu po spodný panón a jej produktmi sú najmä andezity, ryodacity a dacity spolu s ich vulkanoklastikami (Kaličiak et al., vysvetlivky č. 21).

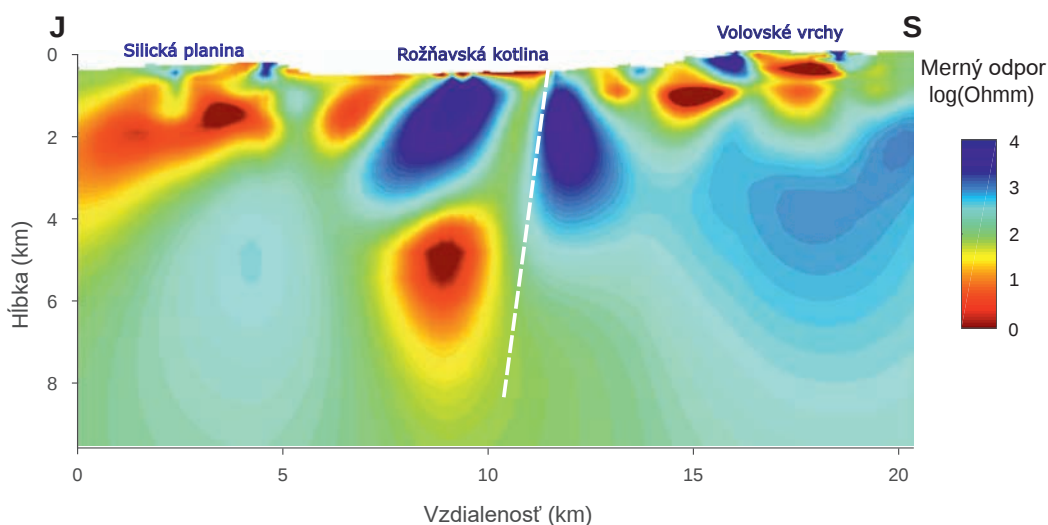
Tektonický vývoj a hlavné zlomy

Tektonický vývoj a zlomová stavba oblasti sú výsledkom zložitého pôsobenia viacerých orogénnych cyklov, najmä hercýnskeho a alpínskeho. Územie predstavuje mozaiku tektonických jednotiek (gemerikum, veporikum, silicikum, meliatikum a turnaikum), ktorých vzájomné vzťahy boli formované príkrovovými presunmi, strižnými zónami a neskoršou zlomovou tektonikou.

Základná štruktúra územia bola položená počas hercýnskeho a alpínskeho cyklu. V hercýnskej etape vznikla príkrovová a vrásavá stavba gemerika, keď sa sformovali čiastkové príkrovy s juhovergentným smerom nasúvania. V alpínskej etape bolo dominantným procesom severovergentné nasúvanie gemerika na veporikum a formovanie príkrovov komplexov mezozoika. V tomto období došlo aj k exhumácii vysokotlakovo metamorfovaných jednotiek meliatika. Strižné zóny a horizontálne posuny neskôr dotvorili túto stavbu.

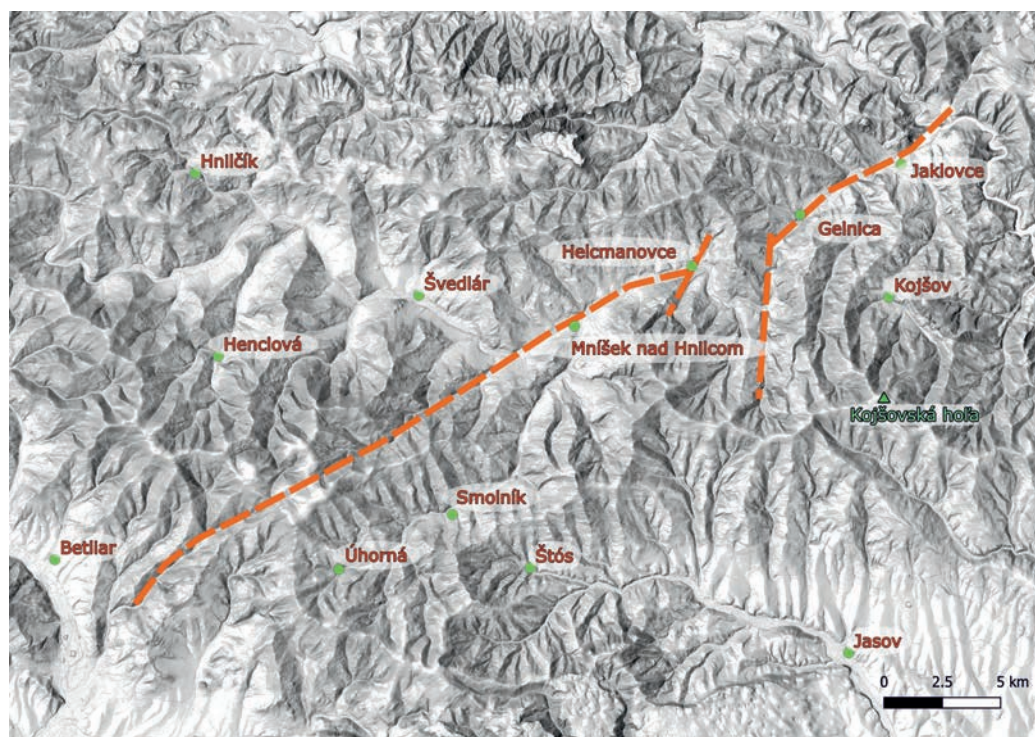
Zlomová stavba je definovaná tromi základnými systémami, ktoré odrážajú štruktúrny plán podložia:

- zlomy smeru SZ – JV až V – Z: Majú najstaršie založenie a kontrolujú základné ohraničenie tektonických jednotiek. Je medzi nimi margecianska línia (prešmyková zóna) ako výrazné rozhranie medzi gemerikom a veporikom a rožňavská zóna, ktorá patrí k najvýraznejším smerným štruktúram s dlhodobým vývojom už od mezozoika, pričom v mladších fázach sa na nej uplatnili horizontálne posuny a poklesy ((Reichwalder, 1971). Rožňavský zlom sa výrazne prejavuje aj geofyzikálne (najmä v magnetotelurike a gravimetrii). V rámci projektu DISLOCAT sme urobili profilové merania cez centrálnu časť južného gemerika a časť Silickej planiny (obr. 62),



Obr. 62. Magnetotelurický profil cez rožňavský zlom (biela čiarkovaná čiara).

- zlomy smeru SV – JZ: Tieto štruktúry segmentujú územie na bloky s rôznou tendenciou vertikálnych pohybov, čím vznikli elevácie a depresie. Patrí sem rudabánsky zlom, ktorý spôsobuje napr. ukončenie gemerika v Moldavskej kotline, a štítnický zlom – významný priečny zlom staršieho založenia s vertikálnou aj horizontálnou zložkou pohybu (Varga, 1971). Rovnako sem patrí významná transgemerská strižná zóna (Grecula et al., 1990, Pospíšil, 1995) v centrálnej časti Volovských vrchov (obr. 63),

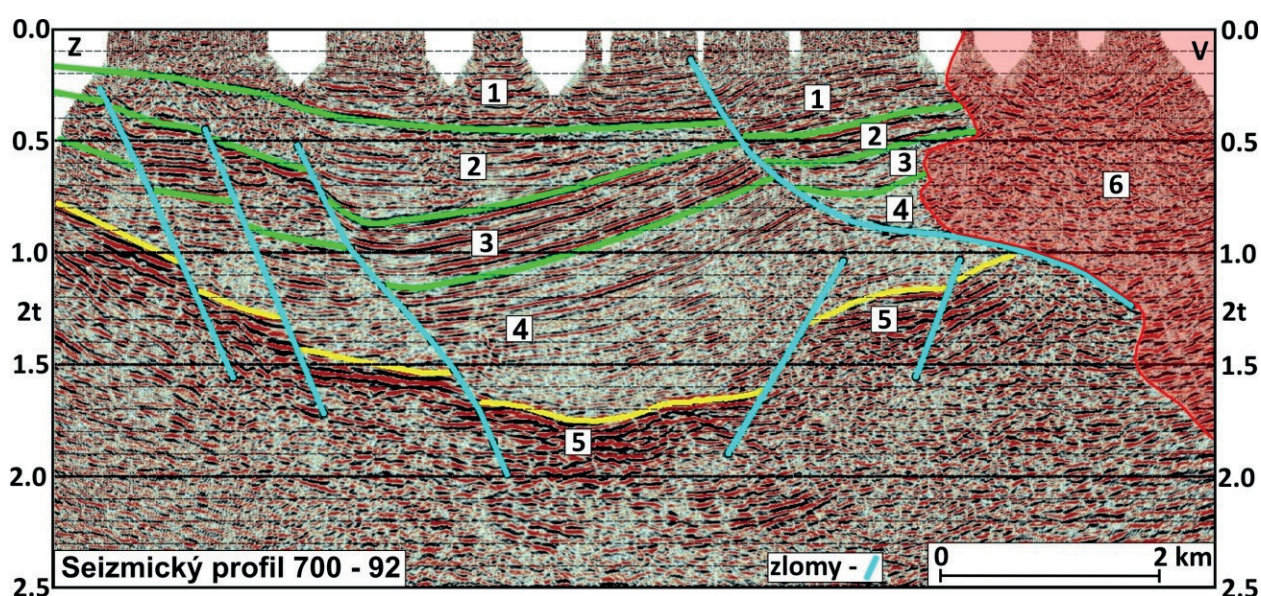


Obr. 63. Centrálne časti Volovských vrchov v oblasti transgemerskej strižnej zóny (hore – pohľad severne od Smolníka, foto D. Bilčík, dole – situácia zlomov na digitálnom modeli reliéfu).

- zlomy s.-j. smeru: Predstavujú najmladší systém – aktívny najmä od vrchného bádenu. Re-
prezentujú ich hornádske zlomy (napr. Grecula et al., 1977), ktoré tvoria východné ohra-
ničenie gemerika a veporika a limitujú Košickú kotlinu a zlomy v dolinách Torysy a Olšavy,

ktoré kontrolovali subsidenciu v neogénnych panvách a pozíciu vulkanických centier v Slanských vrchoch. Zlom prebiehajúci dolinou Torysy spôsobil aj výzdvih pozitívnej štruktúry varhaňovského chrbta (Janočko, 1989). Zlom prebiehajúci dolinou Olšavy predstavuje doznievanie s.-j. zlomu s úklonom na východ, ktorý porušuje bázy rovnovekých terasových stupňov na ľavej a pravej strane Olšavy. Predpokladaný ssz.-jjv. zlom prebiehajúci po ľavej strane Hornádu má úklon na Z a spôsobil výzdvih pozitívnej štruktúry Viničnej. Indíciou zlomu sú početné zosuvy na západných svahoch tejto štruktúry.

V neogéne bola tektonika riadená extenziou, čo viedlo k vzniku Košickej a Moldavskej kotliny. Subsidencia v depresiách (napr. prešovská, moldavská) presahovala v morskom vývoji 1 000 m (obr. 64). Vulkanizmus Slanských vrchov je priestorovo viazaný na kríženie pozdĺžnych a priečných zlomov.



Obr. 64. Geologická interpretácia seizmického profilu 700/92 cez prešovskú panvu (Vass a Pereszlényi, 2005). 1 – vrchný báden a mladšie súvrstvia, 2 – spodný a stredný báden, 3 – karpát (kladzanské súvrstvie), 4 – karpát (solnobanské a teriakovské súvrstvie), 5 – nečlenené predterciérne podložie, 6 – neovulkanické komplexy, 2t – dvojnásobný čas.

V kvartéri došlo k reaktivácii starších zlomov. Prejavilo sa to diferenciálnymi pohybmi blokov: výzdvihmi (formovanie varhaňovského chrbta, štruktúry Viničnej a Bodvianskej pahorkatiny) a poklesmi (ovplyvnili toky riek Hornád, Bodva, Ida a hrúbku ich náplavových kužeľov a terás).

Neotektonická aktivita a mobilita podložia sú takisto kľúčové faktory vzniku rozsiahlych zosuvov v Košickej kotline a na okrajoch Slanských vrchov.

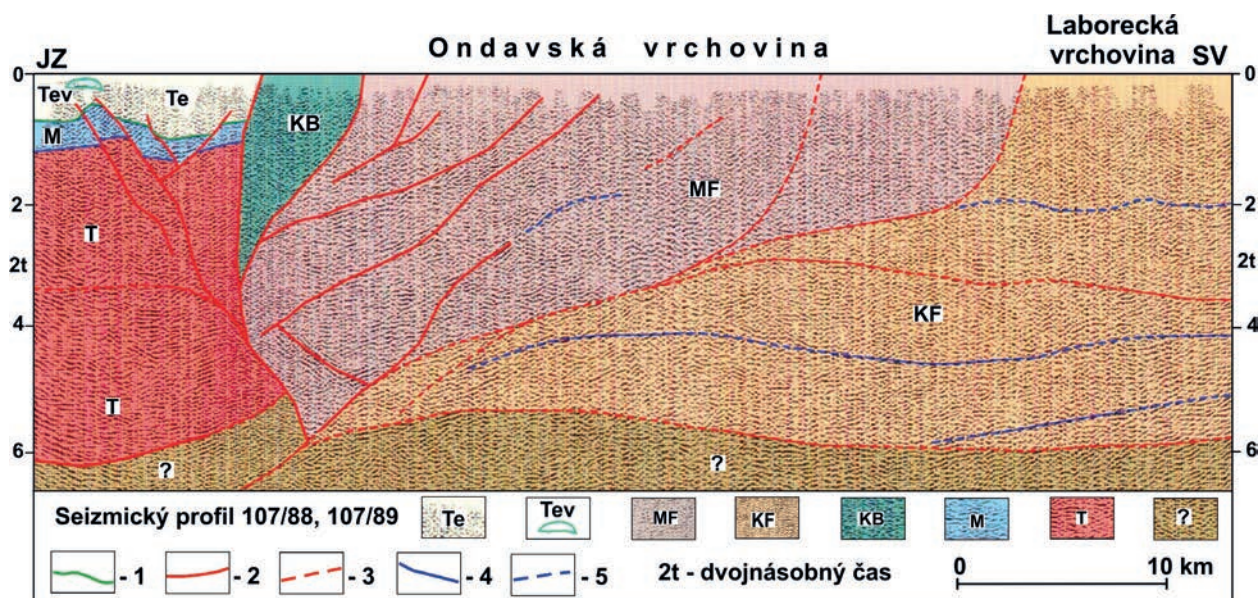
Oblasť 13

Geomorfologické celky: Nízke Beskydy (Ondavská vrchovina, Laborecká vrchovina, Bukovské vrchy).

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 25, 26, 38, 59.

Základná geologická stavba

Väčšinu územia budujú jednotky flyšového pásma vonkajších Západných Karpát tvoreného komplexom niekoľkých bezkoreňových príkrovov (obr. 65) presunutých na SV na Európsku platformu. Na východnom Slovensku tvorí flyšové pásmo magurská, grybowská a duklianska jednotka. Litologickou náplňou týchto jednotiek sú hlbokomorské, prevažne siliciklastické sedimenty, ktorých vek je v rozsahu mladšia krieda až mladší oligocén. Najseverovýchodnejší cíp Slovenska budujú komplexy duklianskej flyšovej jednotky. Smerom na juhozápad sa s ňou tektonicky stýkajú litofaciálne jednotky magurského príkrovu (račianska, bystrická a krynická). Grybowská tektonická jednotka je spolu s duklianskou jednotkou súčasťou predmagurskej skupiny príkrovov a na povrch vystupuje izolovane v smilnianskom tektonickom okne uprostred račianskej jednotky. Na juhozápade a juhu sa flyšové jednotky stýkajú s bradlovým pásmom, ktoré tvorí so sopečnými Vihorlatskými vrchmi južnú hranicu vymedzenej oblasti.



Obr. 65. Geologická interpretácia seizmického profilu 107/88, 89 (Vozár a Šantavý, eds., 1999). Te – terciérna sedimentárna výplň, Tev – neovulkanity, MF – magurská jednotka flyšového pásma, KF – krosnienska (duklianska) jednotka flyšového pásma, KB – bradlové pásmo, M – nečlenené mezozoikum, T – tatrikum, ? – nedefinovaná (exotická) jednotka, 1 – predterciérne podložie, 2 – zlomy a presuny I. rádu, 3 – zlomy a presuny II. rádu, 4 – reflexné rozhrania I. rádu, 5 – reflexné rozhrania II. rádu.

Ostatné geologické jednotky predstavujú iba zanedbateľnú časť oblasti. Ide o tieto jednotky:

- juhovýchodná časť šarišského úseku bradlového pásma je na mapovom obraze monotónna. V porovnaní s inými úsekmi tu na povrch nevystupujú takmer žiadne tvrdé bradlá a v zakrytom teréne sa v stredno- a mladokriedových súboroch slieňov iba miestami objavujú flyšové pasáže,
- mezozoické horniny fatrika krížňanského príkrovu vystupujú len sporadicky v nesúvislých ostrovoch medzi Podčičvou a Čičavou a tvoria najzápadnejšie pokračovanie humenského mezozoika,
- sedimenty vnútrokarpatského paleogénu vystupujú v skúmanom území obmedzene, a to len v jeho jv. časti. Zastupuje ich borovské a zuberecké súvrstvie,
- sedimenty neogénnej molasy vystupujú na území južnej časti oblasti len veľmi ojedinele. Na povrchu sa tektonicky stýkajú so sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu, na ktoré pôvodne transgredovali. Neogénne sedimenty sú reprezentované súvrstviami karpátu (kladzianske súvrstvie) a bádenu (nižnohrabovské súvrstvie). Neogénne vulkanity vystupujú len veľmi okrajovo. Charakterizujú ich čičavské ryodacitové dajky (mladší báden), komplex andezitových nekov a dajok Lodomirov (stredný sarmat) a vulkanické produkty stratovulkánu Popriečny (mladší sarmat až starší panón).

Kvartérne sedimenty tejto oblasti v porovnaní s ostatnými územiami na Slovensku majú svoj špecifický ráz. Túto špecifickosť podmieňuje predovšetkým jednotvárná geologická stavba podložia. Pozostáva z flyšových sekvencií hornín, ktoré sú málo odolné proti erózii. Toto špecifikum sa odráža najmä v jednotvárnosti petrografického zloženia fluviálnych kvartérnych akumulácií a nevýraznej morfológii (obr. 66).



Obr. 66. Pomerne nevýrazný reliéf flyšového pásma na sv. Slovensku. Hraničný hrebeň Polonín v oblasti Ďurkovca (1 189 m n. m.), pohľad z lúk pri Runine (foto D. Majcin).

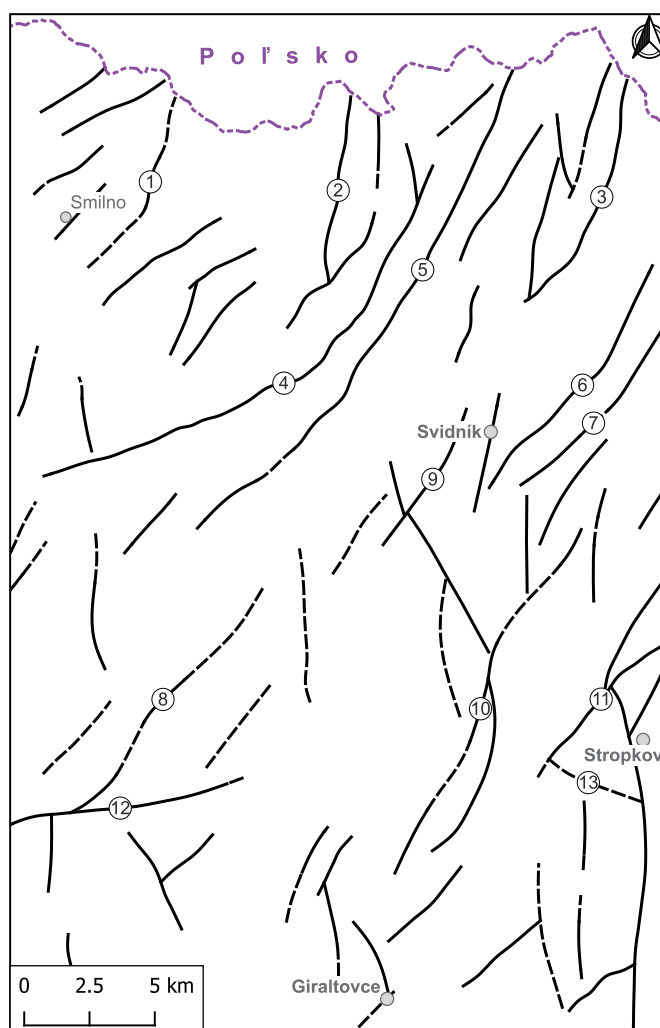
Tektonický vývoj a hlavné zlomy

V západnej časti oblasti vo flyšovom pásme pozdĺžnu stavbu magurského príkrovu, ako aj pozdĺžnu eleváciu grybowskej jednotky v smilnianskom tektonickom okne segmentuje priečna zlomová tektonika generálne priebehu S – J a SV – JZ. Charakteristickou zložkou pohybu na týchto štruktúrach sú poklesy a časté sú aj sinistrálne posuny. Príkladom výraznej tektonickej štruktúry toho typu je makovický zlom (smeru VSV – ZJZ), ktorého priebeh možno sledovať približne na línii Beloveža – Kurimka – Vápeník. Jeho prítomnosť názorne dokumentuje nápadný laterálny styk súvrství rozličného veku, ktorý má lineárny priebeh. Podobne sa v tektonickom pláne regiónu prejavuje aj širokohorský zlom smeru SV – JZ (Cernina – Belejovce – Dlhoňa). Diagonálne segmentuje hrebeň Makovica – Čierna hora, ktorý tvoria makovické pieskovce, čo sa prejavuje poklesom

vjv. kryhy a výrazne aj morfológicky. Tieto dve výrazné zlomové línie (makovický a širokohorský zlom) sa v severnej časti regiónu stáčajú do smeru SSV – JJZ a prejavujú sa ako poklesy alebo dextrálne šikmé posuny. Výrazná tektonická štruktúra je aj štiavnický zlom (smeru SSV – JJZ), ktorý je sledovateľný na línii: kóta Široké (358 m n. m.) – Šarišský Štiavnik – Valkovce. Jeho priebeh názorne dokumentuje výskyt minerálnych prameňov v oblasti Šarišského Štiavniku a smerom na V nápadný styk litofácií rozličného veku. Podobná situácia je zrejma na tisinskom zlome (smeru SV – JZ), ktorému sa pripisuje hlbinné založenie. Dôkazom je jeho uplatnenie sa aj pri sedimentácii. V rámci priečných štruktúr flyšového pásma možno ešte spomenúť napr. olšavský, porubský, ciglianský, jedlinský a rovníanský zlom a niekoľko zlomov v oblasti Hrabovca, Andrejovej, Varadky a Fijaša. Významným rozhraním je aj poklesová štruktúra smeru VSV – ZJZ označovaná ako dubiansky zlom.

Pri zlomových štruktúrach s.-j. smeru je najmarkantnejší dextrálny smerne- až šikmo-posunový režim, ale pozorovali sa aj poklesové štruktúry. V menšej miere sa zistil aj výskyt sinistrálnych posunov. Významnými predstaviteľmi tejto skupiny sú ondavský, potocký, voliansky, stročinský, svidnícky, roztocký a kapišovský zlom, niekoľko zlomových štruktúr v oblasti Bardejova, Rakovčika, Soboša a zlomy porušujúce smilnianske tektonické okno v oblasti Nižného Mirošova.

Menej sú v západnej časti flyšového pásma zastúpené dislokačné štruktúry smeru SZ – JV a ZSZ – VJV. Najdôležitejšie zlomy západnej časti oblasti sú znázornené na tektonickej schéme (obr. 67).



Obr. 67. Tektonická schéma západnej časti Nízkych Beskýd (Bóna et al., in vysvetlivky Kováčik et al., č. 26). Zlomy: 1 – nižnopoliansky, 2 – ráztocký, 3 – lipovinský a kapišovský, 4 – makovický, 5 – širokohorský, 6 – jedlinský, 7 – kolesovský, 8 – olšavský, 9 – rovníanský, 10 – štiavnický, 11 – tisinský a krušínský, 12 – dubiansky, 13 – šandalský, 14 – ondavský.

V strednej časti flyšového pásma majú veľké zlomové štruktúry (smeru SZ – JV, SV – JZ a miestami aj S – J) charakter strižných posunov predovšetkým s dextrálnym, ale aj so sinistrálnym zmyslom pohybu. Násunovo-príkrovové hranice sa často transponujú do krehkých zón smeru SZ – JV s prevládajúcim dextrálnym pohybom. Sklon tektonickej štruktúry na styku račianskej a bystrickej jednotky overili vrty a ryhy, a to 60 – 70° na S. Styk sprevádzajú vývery H_2S minerálnej vody v oblasti Novej Kelče a doline Ondalíka. Na výraznom ondavskom zlome smeru SSZ – JJV je zaznamenaný posun kontaktných línií jednotiek flyšového pásma. Pri násunovej línii styku bystrickej a krynickej jednotky sú časté penovcové kopy, ako aj vývery dooranžova sfarbenej vody (Rafajovce – Košarovce). Veľmi často možno pozorovať kalcitové žilky. Oblasť medzi Rafajovcami a Košarovcami je blok zdvihnutý systémom zlomov smeru SV – JZ (Lukačovce – Pakostov) a SZ – JV (Nová Kelča – Veľká Domaša). Oblasť je známa aj výskytom Hg zrudnenia, ktoré bolo v minulosti predmetom vyhľadávania.

V severnej časti za najdôležitejší pokladajú autori vysvetliviek k regionálnym mapám tisinský a krušínský, v južnej ondavský, ďapalovský a zbojnianský a v juhovýchodnej časti oreský a šmigovský zlom.

Vo východnej časti flyšového pásma dominuje duklianska jednotka, ktorú môžeme rozdeliť na východný a západný segment. Hranicu medzi nimi tvorí flexúrovitý ohyb vrstiev (stakčinska sigmoida), ktorý je prejavom vihorlatského zlomového systému. Východný segment je v tektonickej elevácii. Západná časť sa vyznačuje širokými vrásovými štruktúrami pri vonkajšom okraji. Na juhu vystupuje pásmo Miková – Snina. Z priečných porúch je najvýznamnejší vihorlatský zlomový systém, ktorý sa prejavuje sigmoidálnym ohybom vrstiev medzi Ruským a Stakčinom, a mikovský zlom na severozápade duklianskej jednotky v okolí Mikovej.

Interná štruktúra bradlového pásma je v zásade smerne konformná s priebehom celej zóny. Lokálne sa pri južnom okraji dajú interpretovať mierne spätné prešmyky na J. Celé územie porušujú viac-menej výrazné zlomy zväčša smeru JZ – SV s doplnkovými zlomami smeru JV – SZ (napr. pri Domaši). Vnútrokarpatský paleogén sa stýka s bradlovým pásmom tektonicky na zlome (obr. 65) s pravdepodobným výrazným bočným posunom.

V neogéne sú evidentné prejavy troch zlomových systémov: pozdĺžnych (smeru SZ – JV), priečných (smeru SV – JZ) a kosých (smeru S – J). Najnápadnejšie sú pozdĺžne zlomy sprostredkujúce tektonický styk paleogénu a neogénu. Podľa hrúbky egenburgu a karpatu môže pokles na okrajovom zlome neogénu byť až 1 000 m a pravdepodobnejšie mal strmší sklon (cca 70° na JZ). Priečny systém zlomov je sústava protiklonných zlomov segmentujúcich územie, ktoré tvorí neogénna molasa, na niekoľko čiastkových hrasťovo-prepadlinových štruktúr. Sklony sú zhruba 60° a pokles na nich asi 100 – 500 m. Kosé zlomy sú najmladšie a najnevýraznejšie, ale možno majú vyššiu frekvenciu. Poklesy v nich neprekročili 100 m. Zlom smeru S – J v západnej časti územia ohraničuje mierne sa dvíhajúcu podhorskú štruktúru Slanských vrchov od subsidenčnej poriečnej nivy Tople a roviny Ondavy a je pokračovaním zlomovej poruchy tiahnucej sa od Michalka na J. Zlom bol založený v predwürmskom období a formuje sa na ňom dolina Čičavky s nivou vyplnenou polohami piesčitého štrku, ale najmä piesku würmského glaciálu. Nápadný mladý zlom sleduje dolinu Ondavky. Priečnu tektoniku reprezentujú zlomy, z ktorých jeden prechádza Vyšným Kazimírom a Slovenskou Kajňou a druhý Benkovcami a Jasenovcami. Tieto zlomy sú prejavom mladých pohybov koncom sarmatu a v pliocéne.

Neotektonika

Vyčlenená oblasť je v južnej časti na neotektonickom rozhraní morfolitektonických štruktúr Nízkych Beskýd: Ondavskej a najmä Laboreckej vrchoviny, bradlového pásma a okrajov stratovulkanickej stavby Vihorlatských vrchov. Pre prevažnú časť regiónu boli vo vrchnom pliocéne a v kvar-

téri charakteristické nerovnomerné pohyby na pozadí celkového zdvihu územia pozdĺž hlavných zlomov prebiehajúcich kolmo alebo šikmo na pôvodné alpínske štruktúry. Najmladší systém zlomov vznikol po skončení vrásnivých pohybov a mal rozhodujúci podiel na segmentácii územia flyšového pásma na bloky a čiastkové kryhy, a teda na formovanie dnešného morfoštruktúrneho plánu rozvodia Ondavy, Laborca, Cirochy a Ublanky. Neotektonické pohyby prebiehali pozdĺž dvoch hlavných systémov zlomov, a to smeru SV – JZ a S – J, iba zriedka na konformných dislokáciách flyšového pásma smeru V – Z. Dôsledkom vertikálnych pohybov bola dezintegrácia územia a priestorová distribúcia základných foriem reliéfu, resp. priebehu a rozsahu kvartérnej sedimentácie. Južný okraj flyša tvorí rozsiahlejšie znížené pribradlové pásmo smeru V – Z. Na južnom okraji v neotektonickej etape nastala čiastočná reštrukturalizácia zlomového systému a ten sa napojil na štruktúrny plán oblúka Vihorlatských vrchov. Pribradlové pásmo má charakter pozdĺžnej zníženiny so zlomovým ohraničením zo S (zlomové pásmo Humenné – Ublá). Na tomto pásme sa sformovala Humenská a Ublianska kotlina, rozdelená rozvodím v sedle Kolonica. Výplňou týchto kotlín sú proluviálne sedimenty náplavových kužeľov a fluviálne sedimenty terás. Podľa seizmotektonickej rajonizácie územia Slovenska (Hrašna, 2002) sa oblasť vyznačuje premenlivou tendenciou pohybov – poklesmi a zdvihmi územia prevažne s rýchlosťou do 0,5 mm/r. Územie sa vyznačuje zvýšenou seizmickou aktivitou, ktorá má svoju príčinu v hlbinných procesoch a zlomy sú využívané na transformáciu napätí v zemskej kôre. O seizmickej aktivite svedčí pomerne silné zemetrasenie východne od Domaše v r. 2023 a ďalšie historicky zaznamenané zemetrasenia.

Oblasť 14

Geomorfologické celky: Východoslovenská nížina (Východoslovenská rovina, Východoslovenská pahorkatina, Zemplínske vrchy), Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy, Humenské vrchy.

Čísla textových vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000, z ktorých sme čerpali základné informácie o tektonike (podľa zoznamu na s. 21 – 25 na konci úvodných kapitol): 2, 3, 20, 21, 58.

Základná geologická stavba

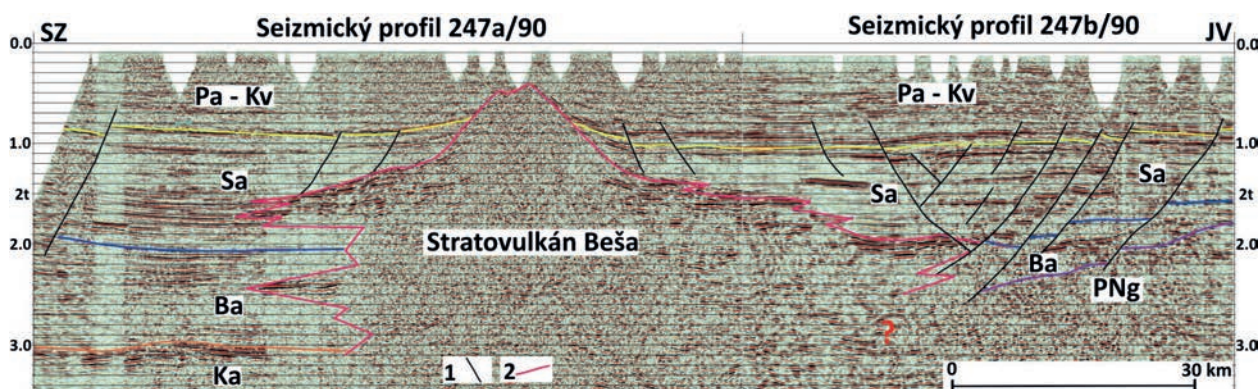
V oblasti 14 rozlišujeme v geologickej stavbe dve štruktúrne etáže: spodnú, ktorú tvorí predterciérne podložie, a vrchnú, ktorú tvoria paleogénne a neogénne sedimentárne a vulkanické formácie.

Predterciérne podložie má paleoalpínsku stavbu modifikovanú neoalpínskou tektonikou. Hlavné jednotky v tomto priestore sú humenské mezozoikum priradované k veporiku a zemplínium (Slávik, 1976), do ktorého sa zaraďuje pozdišovsko-iňačovská a ptrukšianska jednotka a kryštalinikum so svojím obalom, ktoré vystupujú na povrch v južnej časti v Zemplínskych vrchoch ako mladá elevačná hrast' smeru SZ – JV. Kryštalinikum neznámeho (možno proterozoického) veku je tvorené predovšetkým rulami a amfibolitmi a obalové jednotky predstavujú sedimenty mladšieho paleozoika, z ktorých karbónske sedimenty s polohami čierneho uhlia nie sú inde v Západných Karpatoch zaznamenané, a tak sa z tohto, ale aj iných dôvodov javí jednotka zemplínika ako cudzorodá. Vyššie členy obalu tvoria spodnotriasové klastické sedimenty a stredno- a vrchnotriasové karbonáty.

Predterciérne podložie vystupuje na povrch aj na severe v úzkej štruktúre bradlového pásma a v Humenských vrchoch (mezozoické komplexy). Šarišský úsek bradlového pásma v sv. časti územia tvorí úzku lineárnu štruktúru sz.-jv. smeru. Je to strižná zóna vykazujúca indície pravostranného smerného posunu. Celý tento úsek bradlového pásma, najmä jeho západná časť, je segmentovaný priečnymi sv.-jz. zlomami na samostatné kryhy. V hrasti Humenských vrchov má mezozoikum zachovanú paleoalpínsku šupinovú stavbu.

Terciérne formácie sú zastúpené sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu tvoriaceho pruh pozdĺž j. okraja bradlového pásma, ďalej neogénymi a kvartérnymi sedimentmi vo východoslovenskej panve a vulkanitmi Vihorlatu a Slanských vrchov tvorenými početnými andezitovými stratovulkánmi stredného sarmatu až panónu.

Východoslovenská panva má charakter zložitého grabenu. Egenburgské a karpatské sedimenty sú situované v úzkej posávskej panve na južnej periférii bradlového pásma, ale molasová panva sa začala formovať predovšetkým v bádene a jej vývoj pokračoval až do pliocénu. Na okrajoch panvy a v hrast'ových štruktúrach vnútri panvy majú významný podiel vulkanické komplexy (obr. 68). Detritický vulkanický materiál sa vyskytuje najmä v sedimentoch bádenu a sarmatu, keď vrcholila vulkanická aktivita. Na začiatku vývoja panvy v egenburgu kontrolovali subsidenciu v.-z. zlomy. Hrúbka bádenu dosahuje 3 000 m a subsidenciu kontrolovali sz.-jv. zlomy, ale aktívne boli aj priečne sv.-jz. zlomy. Hrúbka spodného sarmatu dosahuje 2 200 m, subsidenciu vtedy kontrolovali zlomy SZ – JV, aktívne však boli aj priečne zlomy, na ktorých sa formovali vulkanické centrá Slanských a Vihorlatských vrchov. Panónske sedimenty dosahujú v panve až 1 000 m.



Obr. 68. Geologická interpretácia seizmického profilu 247a, b (Vass a Pereszlenyi, 2005). Východoslovenská panva, jv. časť – dielčia trebišovská panva a stratovulkán Beša. Pa-Kv – panón až kvartér, Sa – sarmat, Ba – báden, Ka – karpat, PNg – nečlenené podložie neogénu, 1 – zlomy, 2 – predpokladané hranice stratovulkánu, 2t – dvojnásobný čas.

Tektonický vývoj a hlavné zlomy

V oblasti 14 dominuje východoslovenská panva. Súhrnnú prácu o tektonike východoslovenskej panvy predložili napr. Čverčko a Rudinec (1969) a Rudinec (1975), nové názory na stavbu a podrobný opis hlavných zlomov a zlomových pásiem priniesli Vass et al. (1991) a Grecula et al. (1977).

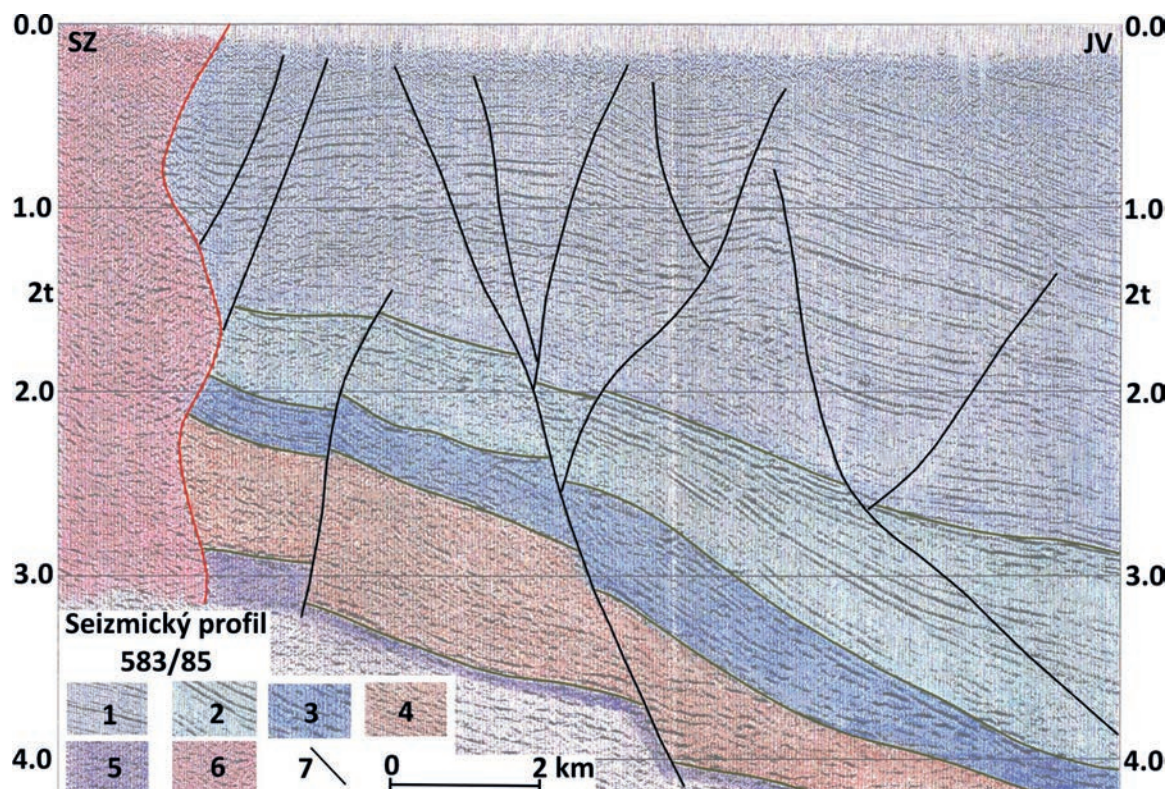
Zlomy, ktoré uvádzame nižšie, sú prevzaté z vysvetliviek k regionálnym mapám a citovaných publikácií, kde sú aj väčšinou zobrazené v tektonických schémach a zároveň priamo v príslušných regionálnych mapách. Tam sú uvedené aj odkazy na ďalšie práce. Mnohé zlomy sú zobrazené aj na schémach v tejto kapitole a na mape 1 : 500 000 v prílohe.

Na stavbe predneogénneho podložja sa popri vrásových a príkrovových štruktúrach významne uplatňujú aj zlomy, ktoré porušujú podložie, ale niektoré majú prejavy aj v mladších útvaroch. Z nich najvýraznejšie a najvýznamnejšie sú zlomy, ktoré vymedzujú východoslovenský (potiský) blok hlbkej stavby (Fusán et al., 1987). Je to hlbinný záhorsko-humenský zlom (resp. jeho príslušný segment v priestore medzi Humenným a Beňatinou) a slanský zlom v hlbokom podloží Slanských vrchov. O existencii tohto zlomu však pochybuje Pospíšil (1983).

Východoslovenský blok je členený krustálnymi zlomami. Seizmoaktívny zlom sz.-jv. smeru sa prejavuje aj v stavbe neogénu ako močariansko-toplianský zlom. Paralelný s ním je seizmicky aktívny trebišovský zlom. Krustálnym zlomom sv.-jz. smeru je aj seizmoaktívny vihorlatský zlom, ktorého povrchovým prejavom sú zlomy falkušovského zlomového systému. Paralelne s vihorlatským zlomom prebieha zlom, ktorého povrchovým prejavom sú zlomy čičarovského zlomového pásma. Hrať zemplanika je oddelená systémom roňavských zlomov sz.-jv. smeru. Ohraničenie zemplanika od iňačevsko-kričevskej a ptrukšianskej jednotky je na systéme sečovských zlomov (Fusán et al., 1987), pozdĺž ktorých je ptrukšianska jednotka prešmyknutá na zemplanikum.

Vznik a vývoj neogénnej panvy boli limitované predovšetkým zlomami podložja, ktoré porušujú aj výplň východoslovenskej panvy. Majú tri základné smery (sz.-jv., sv.-jz. a s.-j.). Sz.-jv. zlomy sú najstaršie, s.-j. najmladšie.

Sz.-jv. zlomový systém je vo vzťahu k terciérnym štruktúram pozdĺžny. Významný je trebišovský zlomový systém, ktorý vymedzuje centrálnu depresiu na JZ vrátane dielčej trebišovskej panvy (obr. 69). Je to systém pozostávajúci z viacerých zlomov s výškou skokov do 400 m a s úhrnnou výškou okolo 1 300 m.



Obr. 69. Geologická interpretácia seizmického profilu 583/85 (Magyar et al., 2001). Východoslovenská panva – dielčia trebišovská panva. 1 – vrchný bádén (klčovské súvrstvie) až kvartér, 2 – vrchný bádén (lastomírské súvrstvie), 3 – stredný a spodný bádén, 4 – karpát, 5 – nečlenené podložie neogénu, 6 – neovulkanity Slanských vrchov, 7 – zlomy, 2t – dvojnásobný čas.

V severnej časti oblasti sú dôležité zlomy močaransko-topliansky, krivošťansko-sejkovský, humensko-sobranský a choňkovský, ktoré vymedzujú dielčie hraste a prepadliny. Významným štruktúrnym elementom je michalovská hrasť. Jej pokračovanie k JV za priečnymi vrbnickými zlomami je nezreteľné. Túto hrasť oddeľuje od centrálnej depresie močariansko-topliansky zlomový systém. Sú to zlomy založené na seizmoaktívnom hlbokom krustálnom zlome. Úhrnná výška skokov troch hlavných zlomov dosahuje minimálne 700 m, ale niektorí autori pripúšťajú aj úhrnnú výšku presahujúcu 1 000 m. Rozlamanie panvy na bloky sa dá rekonštruovať aj z gravimetrických meraní hlbok podložia.

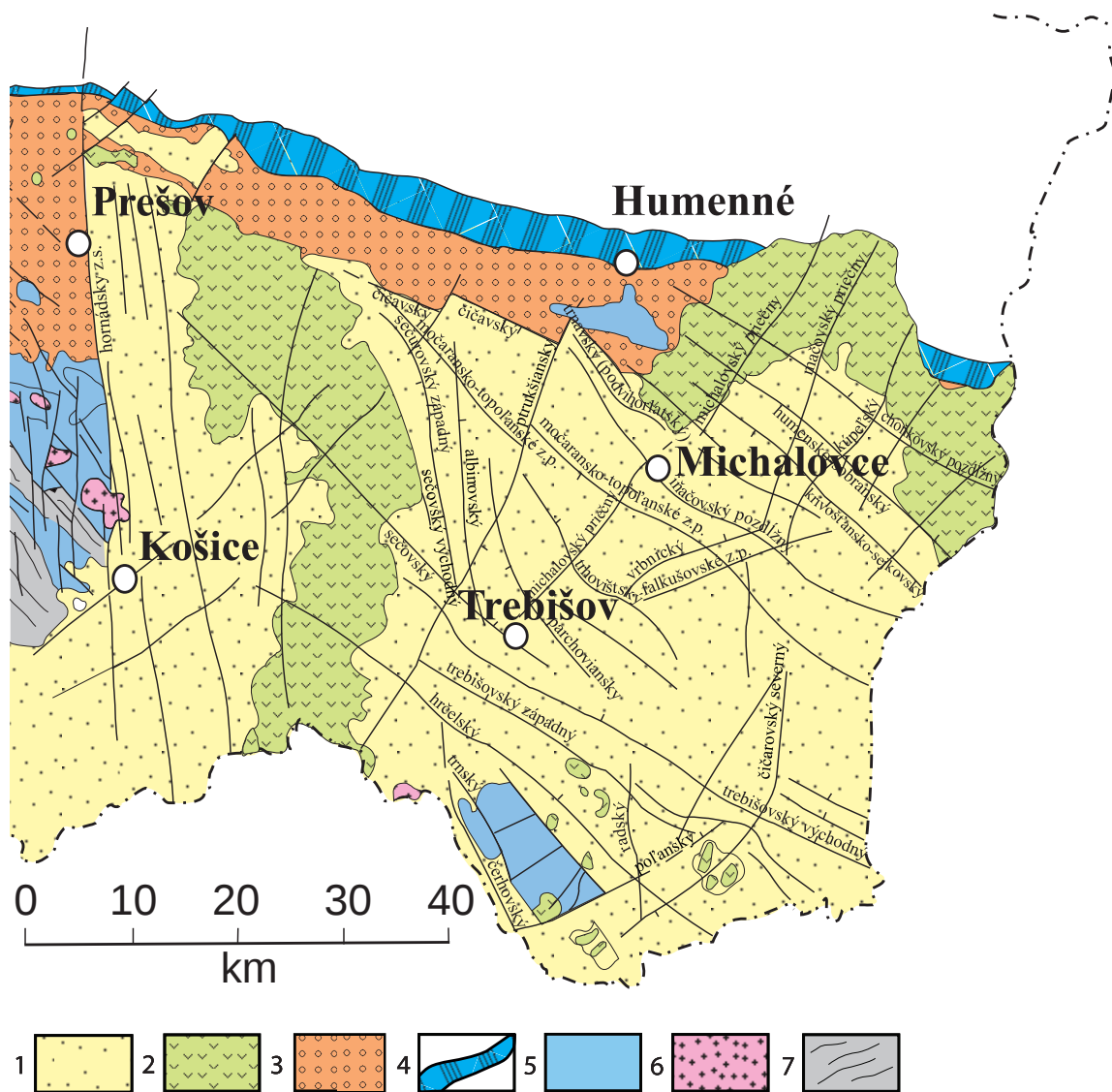
Hlavné zlomy sz.-jv. systému, zvlášť zlomy močariansko-toplianskeho a trebišovského zlomového systému, boli synsedimentárne počas bádenu a sarmatu. Neskoršie prejavy ich aktivity vyznievali. Najstaršia a najvýraznejšia tektonická štruktúra v neogéne je sz.-jv. zlomový systém, ktorý sprostredkováva tektonický styk spodno- a strednomiocénnych súvrství. Tieto zlomy systému SZ – JV majú veľmi strmý úklon na JV a pokles na nich pri okraji panvy presahuje 1 000 m. V podhorí Humenských vrchov zlom tohto systému usekáva paleogénne sedimenty a oddeľuje ich od neogénnej molasy. Podľa Tektonickej mapy Slovenska (Bezák et al., 2004) na zlomoch sz.-jv. smeru sa formovali aj vulkanické centrá (vulkanotektonické zóny) pochované pod mladšími neogénnymi sedimentami.

Zlomy sv.-jz. systému, ktoré sú priečne k terciárnym štruktúram, sa v stavbe uplatňujú v menšej miere, sú menej výrazné (napr. bešiansky, kapušiansky, poltanský a čičarovský). Priečne porušujú zemplínsku hrasť aj centrálnu priehlbínu, výšky ich skokov dosahujú 100 – 300 m. Boli aktívne najmä v staršom miocéne (falkušovské zlomy, vranovský zlom).

Najmladším zlomovým systémom je systém s.-j. zlomov, ktoré sa výrazne prejavujú najmä v sz. časti panvy a smerom na J v kotline vyznievajú. Sú väčšinou strmo uklonené na východ (80°) a výška ich skoku je 100 – 400 m. Ich aktivita pretrvala až do vyššieho sarmatu, prípadne až do pliocénu.

Mnohé z týchto zlomov sú aktívne aj v kvartéri (Kvitkovič, 1961), o čom svedčí ich seizmická aktivita, priamočiarosť poriečnych nív a výskyt facetových svahov. Styk panvy s Vihorlatom prebieha pozdĺž tektonickej poruchovej zóny, ktorej aktivitu v kvartéri dokladajú výskyty travertínov.

Väčšina týchto zlomov je zobrazená na tektonickej schéme (obr. 70).



Obr. 70. Tektonická schéma východoslovenskej panvy a Košickej kotliny. 1 – neogénne sedimenty, 2 – neogénne vulkanity, 3 – vnútrokarpatský paleogén, 4 – bradlové pásmo, 5 – mezozoické komplexy veporika a zemplanika, 6 – kryštalinikum veporika a zemplanika, 7 – jednotky gemerika.

ZÁVER

Atlas tektonických dislokácií zemskej kôry na území Slovenska predstavuje prvé ucelené monografické spracovanie zlomovej tektoniky Slovenska. Zakladá sa na excerpzii dostupných geologických, geofyzikálnych, štruktúrnych, geomorfologických a seizmologických poznatkov, ktoré sú zachytené v mnohých publikáciách s touto tematikou, predovšetkým v regionálnych mapách 1 : 50 000 a ich vysvetlivkách. Ako sme už písali v úvode, v tomto diele nebolo možné zahrnúť celú plejádu publikovaných prác o zlomovej tektonike Západných Karpát, ktorú sme mali pripravenú v rešeršnej databáze. Mnohé práce sú citované vo vysvetlivkách a ďalšie môžu v budúcnosti rozširovať webovú stránku tohto atlasu.

Práca je výsledkom projektu APVV-21-0159 (DISLOCAT) riešeného v rokoch 2022 – 2026 Ústavom vied o Zemi SAV a Prírodovedeckou fakultou Univerzity Komenského v Bratislave. Základným cieľom atlasu bolo vytvoriť jednotný, prehľadný a prakticky využiteľný obraz distribúcie, charakteru a významu hlavných tektonických dislokácií na území Slovenska. Ako sme zdôraznili aj v úvode, nejde o vedecké dielo ani o encyklopédiu. Nie sú tu výsledky našich výskumov okrem niekoľkých profilov cez významné zlomy, na ktorých sme sledovali ich hlbinný priebeh geofyzikálnymi metódami. Atlas nie je určený špecialistom v tektonike a štruktúrnej geológii, ale ľuďom z praxe, ktorí sa potrebujú rýchlo zorientovať v zlomovej tektonike Slovenska, ako sú povedzme inžinierski geológovia, geofyzici, stavební inžinieri a projektanti, geomorfológovia, seizmológovia, ale aj laici, ktorí sa zaujímajú o túto problematiku. Úlohou atlasu je aj nasmerovať záujemcov na ďalšiu, podrobnejšiu odbornú literatúru v záujmovej oblasti.

Významným výstupom je nová Geologická mapa Slovenska v mierke 1 : 500 000 – zostavená osobitne pre potreby atlasu na báze Prehľadnej geologickej mapy Slovenskej republiky v mierke 1 : 200 000 (Bezák et al., 2008, ŠGÚDŠ). Pri jej tvorbe bola zjednotená geologická náplň, primerane generalizované horninové jednotky a vytvorená hierarchia tektonických štruktúr tak, aby v mapovom obraze vynikli najmä mladšie a regionálne významné zlomové systémy.

Súčasná tektonická stavba Slovenska je výsledkom viacfázového vývoja zemskej kôry, v ktorom sa uplatnili hercýnske, paleoalpínske, neoalpínske a neotektonické procesy. Mnohé dislokácie majú polyfázový a zdedený charakter: staršie štruktúry boli počas mladších tektonických etáp opakovane reaktivované – často s odlišným alebo až opačným zmyslom pohybu. Preto ich dnešný priebeh ani kinematický charakter nemožno vysvetľovať iba jednou vývojovou etapou. Výsledná zlomová sieť je produktom striedania kompresných, transpresných, transtenzných a extenzných režimov, ktoré sprevádzali presuny a rotácie kôrových blokov, násuny príkrovov, vznik sedimentárnych paniev, výzdvih jadrových pohorí, neogénny vulkanizmus a seizmická aktivita. Osobitný význam majú zlomové zóny celokarpatského a krustálneho dosahu, ktoré členia Západné Karpaty na bloky s rozdielnou geologickou stavbou, geofyzikálnymi vlastnosťami a tektonickým vývojom.

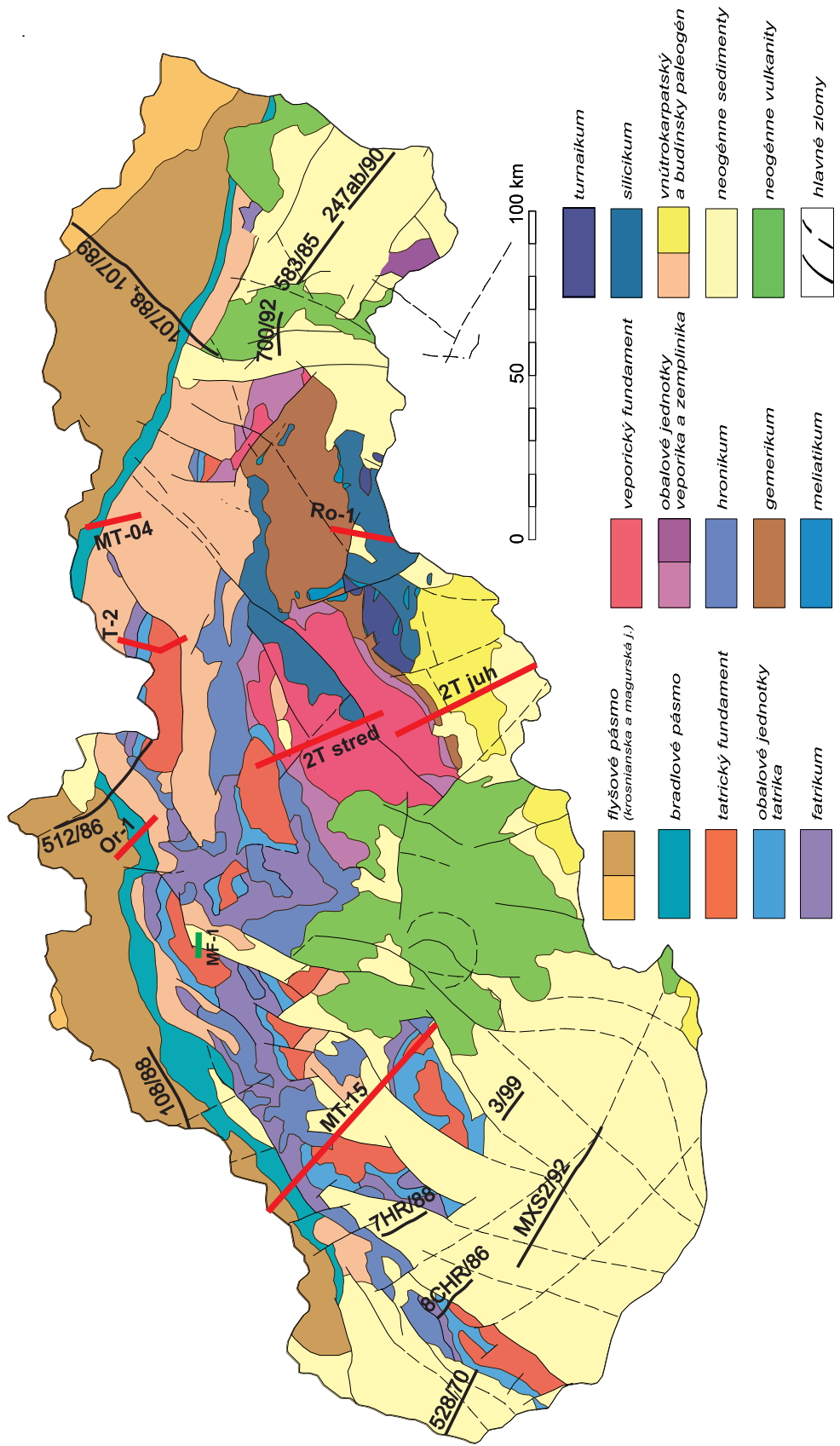
Informácie o zlomových štruktúrach v rámci atlasu boli rozdelené v záujme prehľadnosti do štrnástich oblastí na základe geologickej stavby. Ukázala sa tu priestorová variabilita zlomovej stavby Slovenska. Západná časť územia je charakteristická väzbou jadrových pohorí a priľahlých neogénnych paniev na smerne-posunové a poklesové systémy. V severnej časti dominujú príkrovové a vrásové štruktúry flyšového a bradlového pásma, sekundárne segmentované mladšími priečnymi zlomami. Stredné Slovensko nesie výrazný záznam extenzie, blokových pohybov a zlomovo kontrolovaného neogénneho vulkanizmu. Stavba veporika a gemerika odráža kombináciu starších príkrovových rozhraní, hlbinných zlomov a ich mladších reaktivácií. Východné Slovensko

sa vyznačuje intenzívnou segmentáciou podložia, vznikom hlbokých neogénnych depresí, väzbou vulkanických centier na zlomové systémy a aj seizmickou aktivitou.

Zlomy počas vývoja Západných Karpát kontrolovali pohyb a rotáciu kôrových blokov, polohu a subsidenciu sedimentárnych paniev, výzdvih pohorí, migráciu magmy a hydrotermálnych roztokov, vznik rudných mineralizácií aj cirkuláciu podzemných, minerálnych a geotermálnych vôd. V najmladšom období ovplyvňujú morfologetektonický vývoj územia, riečnu sieť, akumuláciu kvartérnych sedimentov, vznik a aktivitu svahových deformácií a pri seizmoaktívnych štruktúrach sú nositeľmi seizmických procesov. Poznanie zlomových štruktúr má preto význam nielen pre základný geologický a geodynamický výskum, ale aj pre celý rad praktických činností. Poskytuje východiskový podklad pre územné plánovanie, prípravu veľkých dopravných, vodohospodárskych, energetických a podzemných stavieb, hodnotenie lokalít na ukladanie nebezpečných alebo rádioaktívnych odpadov, hydrogeologický a geotermálny prieskum, vyhľadávanie nerastných surovín, ako aj posudzovanie seizmického, svahového a environmentálneho rizika. Atlas však v tomto nenahrádza podrobný geologický, geofyzikálny ani inžinierskogeologický prieskum konkrétnej lokality. Regionálne vymedzené zlomy treba na lokálnej úrovni overovať metódami zodpovedajúcimi účelu a významu pripravovanej činnosti.

Predložené dielo zároveň ukazuje, že poznanie zlomovej tektoniky Slovenska nie je uzavreté. Interpretácia zlomov pri mapovaní je veľmi obtiažna a nejednoznačná. Pri viacerých dislokáciách zostáva otvorená otázka ich priebehu, hĺbkového dosahu, veku, kinematiky a najmladšej aktivity. Rozdiely medzi staršími a novšími interpretáciami sú prirodzeným dôsledkom postupného spresňovania geologických máp a pribúdania nových geofyzikálnych, geodetických, geochronologických údajov. Budúci výskum by sa preto mal sústreďovať najmä na integráciu detailného štruktúrneho mapovania s geofyzikou, analýzou digitálneho modelu reliéfu, paleoseizmologickým výskumom, numerickým datovaním zlomovej aktivity a dlhodobým geodetickým a seizmologickým monitoringom.

Atlas tektonických dislokácií zemskej kôry na území Slovenska vytvára jednotný referenčný rámec pre poznanie zlomovej stavby. Prepája historicky nahromadené poznatky s modernými geodynamickými interpretáciami a sprístupňuje ich v podobe regionálne členeného textu, dokumentačných schém, geologických profilov a syntetickej mapy. Tektonické dislokácie predstavuje ako základné prvky priestorového usporiadania a dlhodobého vývoja zemskej kôry, ktorých poznanie je nevyhnutné nielen na pochopenie geologickej minulosti územia Slovenska, ale aj na jeho bezpečné a udržateľné využívanie.



2t (s)	Hĺbka (km)			
	neogén	flyš	mezozoikum karbonáty	kryštalínium
1	1.0 - 1.45	1.25 - 1.75	2.50 - 2.75	2.75 - 3.10
2	2.20 - 2.80	2.50 - 3.50	4.50 - 5.50	5.50 - 6.20
3	3.50 - 4.50	3.75 - 5.25	6.75 - 8.25	7.50 - 9.30

Lokalizácia uvedených geofyzikálnych profilov na zjednodušenej geologickej mape Slovenska: čierne čiary – seizmické profily, červené čiary – magnetotelurické profily, zelená čiara – elektrický a gravimetrický profil. Vľavo dolu tabuľka orientačného prevodu hĺbky v seizmických profiloch z dvojnásobného času v sekundách na kilometre (hodnoty hĺbky sa menia podľa geologického prostredia).

Chronostratigrafická tabuľka

fanerozoikum							
Eonotem / Eón	Eratem / Éra	Útvar / Perióda	Oddelenie / Epocha	Stupeň / Vek	GSSP	Vek [Ma]	
fanerozoikum	kenozoikum	kvartér	holocén	megala	súčasnosť		
				nortgr		0,0082	
				gron		0,0117	
				vrchný		0,129	
				čiba		0,774	
		pleistocén		kaláber	Reg. stupne Centrálna Paratetída	1,80	
				gela		2,58	
				pliocén		3,600	
				zanki		5,333	
				mesin		7,246	
	neogén	miocén	v./m.	torton		11,63	
				seraval	sarmat	13,82	
				lang	baden	15,97	
				burdigal	karpát	20,44	
				otnang	23,03		
		oligocén	sp./st.	akvitán	egenburg	27,82	
				chat	eger	33,9	
				rupel	kišcel		
				paleogén	eocén	priabón	37,71
				bartón		41,2	
	lutét						
	ypres	kuis	47,8				
	alilerd	56,0					
	paleocén		tanet		59,2		
			seland		61,6		
			dán		66,0		
			mástricht		72,1		
			kampán		83,6		
		krieda	vrchná	santon		86,3	
				koňak		89,8	
turon					93,9		
cenoman					100,5		
alb					113,0		
spodná	apt			125,0			
	barém			129,4			
	hoteriv			132,6			
	valanžin			139,8			
	berias			145,0			
mezozoikum	jura	vrchná	titón		152,1		
			kimeridž		157,3		
			oxford		163,5		
			kelovej		166,1		
			bat		168,3		
	stredná	bajok		170,3			
		álen		174,1			
		toark		182,7			
		plienbach		190,8			
		sinemúr		199,3			
trias	spodná	hetanž		201,3			
		rét		208,5			
		norik		227			
		karn		237			
		ladin		242			
	stredný	anis		247,2			
		olenek		251,2			
		indus		251,9			
		paleozoikum	perm	loping	čhangsing	251,9	
				wutiapching		254,1	
kapitan				259,5			
word				264,3			
road				266,9			
kungur				273			
artinsk				283,5			
sakmar				290,1			
assel				293,5			
gžel				298,9			
karbón	pennsylván	vrchný		303,7			
		kasimov		307,0			
		str.		315,2			
		moskov		315,2			
		sp.		323,2			
	misip	vrchný		323,2			
		serpuchov		330,9			
		visé		346,7			
		turné		358,9			
devón	vrchný	famen		372,2			
		fran		382,7			
		givet		387,7			
		eifel		393,3			
		ems		407,6			
	spodný	prág		410,8			
		lochkov		419,2			
		přídol		423,0			
		ludford		425,6			
		gorst		427,4			
silúr	venlok	homer		430,5			
		sheinwood		433,4			
		telych		438,5			
		aeron		440,8			
		rudan		443,8			
	landover	himant		445,2			
		kat		453,0			
		sandby		458,4			
		dariwil		467,3			
		daping		470,0			
ordovik	vrchný	flo		477,7			
		tremadok		485,4			
		stupeň 10		489,5			
		tiangšan		494			
		paib		497			
	stredný	kučang		500,5			
		drum		504,5			
		wuliu		509			
		stupeň 4		514			
		stupeň 3		521			
kambrium	furong	stupeň 2		529			
		fortun		541,0			
	miaoling						

predkambrium						
Eonotem / Eón	Eratem / Éra	Útvar / Perióda	GSSP	Vek [Ma]		
predkambrium	proterozoikum	neoproterozoikum	ediakar	541,0		
			kryogén	635		
			tón	720		
		mezoproterozoikum	sten	1000		
			ektas	1200		
			kalyk	1400		
		paleoproterozoikum	statér	1600		
			orosir	1800		
			ryak	2050		
			sidér	2300		
	archaikum	eoarchaikum		2500		
		paleoarchaikum		2800		
		mezoarchaikum		3200		
		neoproterozoikum		3600		
		hadean		4000		

➤ stratotypové profily a body globálnych hraníc (GSSP) definujú spodné hranice stupňov fanerozoika a ediakar

☐ globálne štandardné stratigrafické veky (GSSA) definujú spodné hranice eratem a útvarov proterozoika a archaika

Ratifikované pododdelenia/podepochy sú skrátené označené v./m. (vrchný/mladší), str. (stredný) a sp./st. (spodný/starší).

Slovenská verzia schválená Slovenskou terminologickou stratigrafickou komisiou 11. 10. 2021

Pelech et al. (2021) Mineralia Slovaca, 53, 2

Národný geologický komitét Slovenskej republiky
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (2021)

▲ stratotypové profily a body globálnych hraníc (GSSP) definujú spodné hranice stupňov fanerozoika a ediakar

□ globálne štandardné stratigrafické veky (GSSA) definujú spodné hranice eratem a útvarov proterozoika a archaika

Ratifikované pododdelenia/podepochy sú skrátené označené v./m. (vrchný/mladší), str. (stredný) a sp./st. (spodný/starší).

Slovenská verzia schválená Slovenskou terminologickou stratigrafickou komisiou 11. 10. 2021

Pelech et al. (2021) Mineralia Slovaca, 53, 2.

Národný geologický komitét Slovenskej republiky, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra (2021)

Numerické veky sú prevzaté z práce Gradstein et al. (2012) A Geologic Time Scale 2012, alebo z najnovšej verzie Medzinárodnej tabuľky ICS 2021/07, Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36.

URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2021-07.pdf>

URL slovenského prekladu: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2021-10Slovak.pdf>

LITERATÚRA

- Abonyi, A., 1971: Magnezitové ložiská Slovenska. *Mineralia slov.*, Bratislava, 3, 12-13, 319–342.
- Adam, Z., Dlabač, M., 1961: Nové poznatky o tektonice čs. časti Malé dunajskej nížiny. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 36, 3, 188–198.
- Aleksandrowski, P., 1989: Structural geology of the Magura nappe in the Mt. Babia Góra region, Western Outer Carpathians. *Studia Geologica Polonica* 46, 3–140.
- Anderson, E. M., 1951: The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1–206.
- Andrusov, D., Scheibner, E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii badlového pásma medzi Vlárrou a Tvrdošínom. *Geol. sborník*, XI, 2, 239–279.
- Andrusov, D., 1974: The Pieniny Klippen Belt. In: Maheľ, M. (ed.): *Tectonics of the Carpathian - Balkan regions*. Geol. Inst. D. Štúra, Bratislava, 145–158.
- Bartek, V., Jezný, M., Juriš, F., Urban, V., 1982: Závěrečná správa a výpočet zásob Gbely-DP lignit. Manuscript, archív Geofond, Bratislava, 249 s.
- Beidinger, A., Decker, K., 2016: Paleogene and Neogene kinematics of the Alpine-Carpathian fold-thrust belt at the Alpine-Carpathian transition. *Tectonophysics*, 690, 263–287.
- Bezák, V., 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov.*, 20, 2, 131–142.
- Bezák, V., 2002: Hercynian and Alpine strike-slip tectonic - a dominant element of tectonic development of the Inner Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 53, special issue, 6 p.
- Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petřík, I., Vozárová, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. *Mineralia Slovaca - Monographs*. In *Geological evolution of the Western Carpathians*. Mineralia Slovaca Monograph. Bratislava - Geocomplex, 261–269.
- Bezák, V. (ed.), Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J., Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1: 500 000. Ministerstvo životného prostredia SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Bezák, V., Olšovský, M., 2008: Rozsiahle alpínske násuny v severnom veporiku. *Mineralia slov.*, 40, 121–126.
- Bezák, V. (ed.), Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Kováčik, M., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M., Biely, A., Bóna, J., Broska, I., Buček, S., Filo, I., Gazdačko, L., Grecula, P., Gross, P., Havrila, M., Hók, J., Hraško, L., Jacko, S., ml., Jacko, S., st., Janočko, J., Kobulský, J., Kohút, M., Kováčik, M., Lexa, J., Madarás, J., Németh, Z., Olšovský, M., Plašienka, D., Pristaš, J., Rakús, M., Salaj, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vass, D., Vozár, J., Vozárová, A., Žec, B., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1: 200 000. Ministerstvo životného prostredia SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Bezák, V., Pek, J., Vozár, J., Bielik, M., Vozár, J., 2014: Geoelectrical and geological structure of the crust in Western Slovakia. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 58, 473–488.
- Bezák, V., Vozár, J., Majcin, D., Klanica, R., Madarás, J., 2021: Contrasting tectonic styles of the western and eastern parts of the Western Carpathian Klippen Belt based on magnetotelluric sounding of deep tectonic structures. *Geological Quarterly*, 65, 2, art. no. 25, 11 p.
- Bezák, V., Bielik, M., Marko, F., Zahorec, P., Pašteka, R., Vozár, J., Papčo, J., 2023: Geological and tectonic interpretation of the new Bouguer gravity anomaly map of Slovakia. *Geologica Carpathica*, 74, 2, 109–122.
- Bielik, M., Hefty, J., Kováč, M., Král, M., Krejčí, O., Kronome, B., Kučera, I., Labák, P., Maglay, J., Marko, F., Michalík, P., Moczo, P., Nagymarosy, A., Pereszlényi, M., Petříková, E., Plašienka, D., Reichwalder, P., Šefara, J., Šujan, M., Vitáloš, R., Vojtko, R., Wagneich, M., 2000: Neotektonický vývoj Alpsko-Karpatisko-Panónskej oblasti a jeho vplyv na environmentálne riziká: Závěrečná správa. Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 201 s.

- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J., Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenskej republiky 1: 500 000. Ministerstvo životného prostredia SR - Geologická služba SR, Bratislava.
- Birkenmajer, K., 1985: Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, A-16, 175, 101–115.
- Birkenmajer, K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88, 7–32.
- Buday, T., Špička, V., 1965: Centrálno-karpatské jednotky v podloží československé časti vídeňskej pánve. *Sbor. geol. Věd, Geol., Ř. G*, 7, 107–148.
- Buday, T., Menčík, E., Špička, V., 1967: Tektogeneze vnitrohorských depresí Karpat z hlediska stavby a reliéfu podloží vídeňské pánve. *Rozpr. Čes. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 77, G, 51 s.
- Cambel, B., Valach, J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. *Geol. práce, Zoš.*, 42, 113–268.
- Cipciar, A., Šugár, M., Csicsay, K., Kristeková, M., Fojtíková, L., Kysel, R., Pažák, P., Bystrický, E., Gális, M., Kristek, J., Moczo, P., 2020: Slovak Earthquakes Catalogue, Version 2020. Earth Science Institute of the Slovak Academy of Sciences.
- Csontos, L., Nagymarosi, A., Horváth, F., Kováč, M., 1992: Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics*, 208, 221–241.
- Čech, F., Macháček, E., Petrik, F., 1975: Výskum terciérnych uholných panví Západných Karpát, časť Gbely - kútska priekopa. Manuskript, archív Geofond, Bratislava.
- Čepek, J., 1938: Tektonika Komárenskej kotliny a vývoj pozdĺžneho profilu čsl. Dunaje. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 12, 33–64.
- Čverčko, J., Rudinec, R., 1969: Klasifikácia zlomov vo východoslovenskom neogéne. *Geol. práce, Zoš.*, 47, 169–174.
- Danišík, M., Kohút, M., Broska, I., Frisch, W., 2010: Thermal evolution of the Malá Fatra Mountains (Central Western Carpathians): insights from zircon and apatite fission track thermochronology. *Geologica Carpathica*, 61, 19–27.
- Digitálny model reliéfu Slovenskej republiky DMR 5.0, 2023, Ústav geodézie, kartografie a katastra SR, Bratislava (www.geoportal.sk).
- Dlabač, M., Špička, V., Kullmanová, A., Mahel', M., 1968: Výzkum predneogénneho podloží v jv. časti vídeňskej pánve, Manuskript, archív Gofond, Bratislava, 214 s.
- Doglioni, C., 1995: Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings. *Tectonophysics*, 252, 253–267.
- Doglioni, C., Moretti, I., Roure, F., 1991: Basal lithospheric detachment, eastward mantle flow and mediterranean geodynamics: a discussion. *J. Geodyn.* 13, 3, 47–65.
- Dolenko, G. N., 1958: Tektoničeskije razryvy venskogo bassejna i ich rol' v formirovanii neft'janyh i gazovyh zaležej. *Geol. Sbor.*, Lvov, 5-6, 85–94.
- Elečko, M., Pistotnik, J., Dudko, A., Vass, D., Hók, J., Šefara, J., Nagy, A., 1998: Tectonic map. In Császár, G. (ed.), 2001: Atlas of Danube Region Environmental Geology (DANREG program), Budapest.
- Finger, F., Broska, I., 1999: The Gemeric S-type granites in southeastern Slovakia: Late Palaeozoic or Alpine intrusions? Evidence from electron-microprobe dating of monazite. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79, 3, 439–443.
- Fojtíková, L., Vavryčuk, V., Cipciar, A., Madarás, J., 2010: Focal mechanisms of micro-earthquakes in the Dobrá Voda seismoactive area in the Malé Karpaty Mts. (Little Carpathians), Slovakia. *Tectonophysics*, 492, 1-4, 213–229.
- Fry, N., 2001: Stress space: straited faults, deformation twins, and their constraints on paleostress. *Journ. Struct. Geol.*, 23, 1–9.
- Fusán, O., 1967: Tektonická mapa predterciérneho podložia stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Fusán, O., Plančár, J., Ibrmajer, J., Slávik, J., 1971: Reliéf podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. vied, Západ. Karpaty*, 15, 47–54.

- Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J., Rozložník, L., 1987: Podložie terciéru Vnútrotných Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123 s.
- Gašparík, J., 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska. Geol. práce, Spr., 60, 259–289.
- Gaža, B., Beinhauerová, M., 1977: Tektonika neogénu juhovýchodnej časti podunajskej panvy. Mineralia slov., 4, 259–274.
- Golonka, J., Gahagan, L., Krobicki, M., Marko, F., Oszczypko, N., Slaczka, A., 2006: Plate tectonic evolution and paleogeography of the Circum – Carpathian region. In: Golonka, J., Pícha, F. (eds.): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources, Monography, AAPG Memoir, 84, 11–46.
- Grecl, P. et al., 2002: História geológie na Slovensku. Bratislava: Št. Geol. Úst. D. Štúra, Zv. 1.
- Grecl, P. et al., 2006: História geológie na Slovensku. Bratislava: Št. Geol. Úst. D. Štúra, Zv. 2.
- Grecl, P., Kaličiak, M., Varga, I., 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. Mineralia slov., 6, 419–448.
- Grecl, P., Návesňák, D., Bartalský, B., Gazdačko, Ľ., Németh, Z., Ištván, J., Vrbatovič, P., 1990: Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians. Mineralia slov., 22, 2, 97–110.
- Haas, J. (ed.), Hámor, G., Jámor, Á., Kovács, S., Nagymarosy, A., Szederkényi, T., 2013: Geology of Hungary. Berlin – Heidelberg, Springer, 224 p.
- Harčár, J., 1975: Podiel tektoniky na kvartérno-geologickom a morfológickom vývoji Pohronskej pahorkatiny a doliny Žitavy. Geografický časopis, 27, 1, 25–29.
- Hók, J., Hraško, L., 1990: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. Mineralia slov., 22, 1, 69–80.
- Hók, J., Šimon, L., Kováč, P., Elečko, M., Vass, D., Halmo, J., Verbich, F., 1995: Tectonics of the Hornonitrianska kotlina depression in the Neogene. Geologica Carpathica, 46, 4, 191–196.
- Hók, J., Bielik, M., Kováč, P., Šujan, M., 2000: Neotektonický charakter územia Slovenska. Mineralia slov., 32, 5, 459–470.
- Hók, J., Pešková, I., Potfaj, M., 2009: Litostratigrafická náplň a tektonická pozícia drietomskej jednotky (západný úsek bradlového pásma). Mineralia slov., 41, 313–320.
- Hók, J., Kováč, M., Pelech, O., Pešková, I., Vojtko, R., Králiková, S., 2016: The Alpine tectonic evolution of the Danube Basin and its northern periphery (southwestern Slovakia). Geologica Carpathica, 67, 5, 495–505.
- Hrašna, M., 2002: Monitorovanie tektonickej a seizmickej aktivity územia Slovenska. Geol. práce, Spr., 106, 103–114.
- Hruščeký, I., 1999: Central part of the Danube Basin in Slovakia: geophysical and geological model in regard to hydrocarbon prospection. Explor. Geophys., Remote Sensing and Environment, Spec. Iss., 6, 1, 2–55.
- Hruščeký, I., Šefara, J., Masaryk, P., Lintnerová, O., 1996: The structural and facies development and exploration potential of the Slovak part of the Danube Basin. In: Wesely, G., Liebl, W. (eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basin of Central and Eastern Europe. EAGE Spec. Publ., 5, 417–429.
- Jacko, S., 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. Záp. Karpaty, Sér. Geol., 3, 59–80.
- Jacko, S., Jacko, S. sen., Labant, S., Bátorová, K., Farkašovský, R., Ščerbáková, B., 2021: Structural constraints of neotectonic activity in the eastern part of the Western Carpathians orogenic wedge. Quaternary International, 585, 27–43.
- Janáček, J., 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny. Geol. práce, Spr. 55, 65–85.
- Janočko, J., 1989: Vplyv kvartérnej tektoniky na vývoj územia v severnej časti Košickej kotliny. Mineralia slov., 21, 421–425.
- Janočko, J., Elečko, M., Karoli, S., Konečný, V., Kováč, M., Nagy, A., Vass, D., Jacko, S. jr., Kaličiak, M., 2003: Sedimentary evolution of Western Carpathian Tertiary basins. Mineralia slov., 3-4, 35, 181–254.
- Jurewicz, E., 1997: The contact between the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit (the Male Pieniny Mts.). Geological Quarterly, 41, 3, 315–326.

- Jurewicz, E., 2000: Tentative reconstructions of the stress axes from the thrust-folding stage in the Tatra Mts. on the basis of slickensides in the granitoid core, southern Poland. *Przegląd Geologiczny*, 48, 239–246.
- Kilényi, E., Šefara, J. (eds.), 1989: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary, 1:500 000. Budapest, Eötvös Lóránd Geophys. Inst.
- Klučiar, T., Kováč, M., Vojtko, R., Rybár, A., Šujan, M., Králiková, S., 2016: The Hurbanovo-Diösjenő fault: A crustal-scale weakness zone at the boundary between the Central Western Carpathians and Northern Pannonian Domain. *Acta Geol. Slov.*, 8, 1, 59–70.
- Kocák, A., Mayer, S., Němec, F., 1973: Zpráva o seismickém průzkumu metodou SRB – Videňská pánev 1971-1972. Manuskript, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra – Geofond Bratislava, 148 s. 119 príloh.
- Kohút, M., Sherlock, S. C., 2016: Tracing the initiation of the Tribeč Mountain exhumation by laser-probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of seismogenic pseudotachylytes (Western Carpathians, Slovakia). *The Journal of Geology*, 124, 2, 255–265.
- Konečný, V., Lexa, J., Hojstříčková, V., 1995: The Central Slovakia Neogene volcanic field: a review. *Acta Volcanol.*, 7, 63–78.
- Konečný, V., Kováč, M., Lexa, J., Šefara, J., 2002: Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: An interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *EGS Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 1, 105–123.
- Kovács, S., Szederkényi, T., Haas, J., Buda, Gy., Császár, G., Nagymarosy, A., 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. *Acta geol. hung.*, 43, 3, 225–328.
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Veda, Bratislava, 203 s.
- Kováč, M., Marko, F., Baráth, I., Masaryk, P., 1993: Vplyv terciérneho vývoja na geologickú stavbu severnej časti Malých Karpát. *Knih. Zem. Plyn Nafta*, 15, 55–65.
- Kováč, M., Bielík, M., Lexa, J., Pereszlényi, J., Šefara, J., Túnyi, I., Vass, D., 1997: The Western Carpathian intramontane basins. In: Grecula, P., Hovorka, D., Putiš, M. (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians*. Mineralia slov., Monograph, Bratislava, 43–64.
- Kováč, M., Holcová, K., Nagymarosy, A., 1999: Paleogeography, paleobathymetry and relative sea-level changes in the Danube Basin and adjacent areas. *Geologica Carpathica*, 50, 4, 325–338.
- Kováč, M., Márton, E., Oszczypko, N., Vojtko, R., Hók, J., Králiková, S., Plašienka, D., Klučiar, T., Hudáčková, N., Oszczypko-Clowes, M., 2017: Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 155, 133–154.
- Kováč, M., Rybár, S., Halássová, E., Hudáčková, N., Šarinová, K., Šujan, M., Baranyi, V., Kováčová, M., Ruman, A., Klučiar, T., Zlinská, A., 2018: Changes in Cenozoic depositional environment and sediment provenance in the Danube Basin. *Basin Res.*, 30, 1, 97–131.
- Kováč, P., Hók, J., 1993: The Central Slovak Fault System—the field evidence of a strike slip. *Geologica Carpathica*, 44, 155–159.
- Králiková, S., Vojtko, R., Andriessen, P., Kováč, M., Fügenschuh, B., Hók, J., Minár, J., 2014a: Late Cretaceous – Cenozoic thermal evolution of the northern part of the CentralWestern Carpathians (Slovakia): revealed by zircon and apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics*, 615-616, 142–153.
- Králiková, S., Vojtko, R., Sliva, L., Minár, J., Fügenschuh, B., Kováč, M., Hók, J., 2014b: Cretaceous-Quaternary tectonic evolution of the Tatra Mts. (Western Carpathians): constraints from structural, sedimentary, geomorphological, and fission track data. *Geologica Carpathica*, 65, 4, 307–326.
- Kráľ, J., 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geologický Zborník, Geologica Carpathica*, 28, 269–276.
- Kronome, B., Baráth, I., Nagy, A., Uhrin, A., Maros, G., Berka, R., Černák, R., 2014: Geological Model of the Danube Basin; Transboundary Correlation of Geological and Geophysical Data. *Slovak Geol. Mag.*, 14, 2, 17–35.

- Krs, M., Roth, Z., 1979: The Insubric-Carpathian Tertiary block system: Its origin and desintegration. *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, 30, 1, 4–17.
- Kubíny, D., 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. *Geol. práce*, Spr. 12, 64–85.
- Kušnirák, D., Zeyen, H., Bielik, M., Putiška, R., Mojzeš, M., Brixová, B., Pašteka, R., Dostál, I., Zahorec, P., Papčo, J., Hók, J., Bošanský, M., Krajňák, M., 2020: Physical properties of Hradište border fault (Turiec Basin, Western Carpathians, Slovakia) inferred by multidisciplinary geophysical approach. *Geologica Carpathica*, 71, 1, 3–13.
- Kvitkovič, J., 1961: Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a priľahlých oblastiach. *Geografický časopis*, 13, 176–194.
- Lexa, J., Konečný, V., 1979: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic evolution of the Pannonian basin. *Geodynamic investigations in Czechoslovakia: final report*, 231–235.
- Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M., Hojstričová, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: Rakús, M., Vozár, J. (eds.): *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát*. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 57–70.
- Lexa, J., Konečný, V., 1998: Geodynamic aspect of the Neogene to Quaternary volcanism. In: Rakús, M. (ed.): *Geodynamic development of the Western Carpathians*. *Geol. survey of Slovak Republic, Bratislava*, 219–240.
- Littva, J., Hók, J., 2014: Neotectonics of the Inner Western Carpathians: Liptovský Ján area, case study (northern slopes of the Nízke Tatry Mts., Slovakia). *Acta Geologica Slovaca*, 6, 2, 123–134.
- Ludwiniak, M., Śmigielski, M., Kowalczyk, S., Łoziński, M., Czarniecka, U., Lewińska, L., 2019: The intra-montane Orava Basin – evidence of large-scale Miocene to Quaternary sinistral wrenching in the Alpine-Carpathian-Pannonian area. *Acta Geologica Polonica*, 69, 3, 339–386.
- Magdolen, S., Chrenová, V., Horvát, I., Nahálka, A., 1979: Modra – tehliarske suroviny. *Manuskript, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 112 s.
- Maglay, J., Halouzka, R., Baňacký, V., Pristaš, J., Janočko, J., 1999: Neotektonická mapa Slovenska 1: 500 000., Ministerstvo životného prostredia SR – Geologická služba SR. *Min. život. prostr. – Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- Magyar, J., Pereszlényi, M., Pereszlényiová, A., Král, M., 2001: Posúdenie využitia geotermálnych zdrojov pre energetické účely v oblasti Potiskej nížiny. *Manuskript, archív, Slovenský plynárenský priemysel, š.p.*, Bratislava, 33 s., 24 príloh.
- Mahel', M., 1969: Zlomky a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geol. práce, Spr.*, 47, 7–34.
- Mahel', M., 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Žáp. Karpaty, Sér. Geol.*, 4, 1–173.
- Mahel', M., 1980: Pribradlová zóna: charakteristika a význam. *Mineralia slov.*, 12, 3, 193–207.
- Mahel', M., 1986: Geological Structure of Czechoslovak Carpathians: Paleoalpine Units. *Veda, Bratislava*, 503 p.
- Mahel', M., Fusán, O., Kamenický, J., Matějka, A., 1967: *Regionální geologie ČSSR*. Praha, 495 s.
- Mahel', M., Klukan, B., Putiš, M., Plašienka, D., Reháková, D., Marko, F., 1986: Stavba malokarpatského kryštalinika a jeho mezozoického obalu. *Manuskript, archív Geofond, Bratislava*, 99 s.
- Majcin, D., Bezák, V., Klanica, R., Vozár, J., Pek, J., Bilčík, D., Telecký, J., 2018: Klippen Belt, Flysch Belt and Inner Western Carpathian Paleogene Basin Relations in the Northern Slovakia by Magnetotelluric Imaging. *Pure and Applied Geophysics*, 175, 3555–3568.
- Marko, F., 1986: Zlomky v Malých Karpatoch, Považskom Inovci Strážovskej hornatine a Nízkych Tatrách. *MS, Kandid. minimum, GIÚ SAV Bratislava*, 133 s.
- Marko, F., 2002: Zlomky a ich úloha počas terciérnej evolúcie Západných Karpát (región ALCAPA). *Habilitačná práca, PriF UK Bratislava*, 88 s.
- Marko, F., 2012: Kenozoické napätové pole a zlomová aktivita S okraja Dunajskej panvy (Západné Karpaty, Slovensko). *Mineralia slov.*, 44, 1, 213–230.
- Marko, F., Kováč, M., Fodor, L., Šútovská, K., 1990: Deformácie a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie). *Mineralia slov.*, 22, 5, 399–410.

- Marko, F., Fodor, L., Kováč, M., 1991: Miocene strike slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Mineralia slov.*, 23, 189–200.
- Marko, F., Uher, P., 1992: Postintruzívna deformácia granitoidov južného okraja bratislavského masívu. *Mineralia slov.*, 24, 367–379.
- Marko, F., Kováč, M., 1996: Rekonštrukcia miocénnej tektonickej evolúcie Vaďovskej kotliny na základe analýzy štruktúrneho a sedimentárneho záznamu. *Mineralia slov.*, 28, 81–91.
- Marko, F., Vojtko, R., 2006: Structural record and tectonic history of the Mýto-Tisovec fault (Central Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 57, 3, 211–221.
- Marko, F., Andriessen, P. A. M., Tomek, Č., Bezák, V., Fojtíková, L., Bošanský, M., Piovarči, M., Reichwalder, P., 2017: Carpathian Shear Corridor – A strike-slip boundary of an extruded crustal segment. *Tectonophysics*, 703–704, 119–134.
- Marko, F., Mojzeš, A., Gajdoš, V., Rozimant, K., Dyda, M., Bezák, V., Daniel, S., Smetanová, I., Brixová, B., Zvara, I., Andrassy, E. 2022: Multi-method field detection of map-scale faults and their parameters – Case study from the Vikartovce fault (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 73, 5, 391–410.
- Michalík, J., 1984: Some remarks on developmental and structural interpretation of the northwestern part of Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, 35, 4, 489–504.
- Mojzeš, A., Marko, F., Porubčanová, B., Bartošová, A., 2017: Radon measurements in an area of tectonic zone: A case study in Central Slovakia. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166, 2, 278–288.
- Nagy, A., Vass, D., Petrik, F., Pereszlényi, M., 1996: Tectogenesis of the Orava Depression in the light of latest biostratigraphic investigations and organic matter alteration studies. *Slovak Geological Magazine*, 1, 49–58.
- Nemček, J., 1978: Deformácie flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. Západ. Karpaty, Sér. Geol. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35–58.
- Nemček, M., Lexa, J., 1990: Evolution of the Basin and Range Structure around the Žiar Mountain Range. *Geologický zborník – Geologica Carpathica*, 41, 3, 229–258.
- Nemček, M., Houghton, J. J., Coward, M. P., 1998: Strain partitioning along the western margin of the Carpathians. *Tectonophysics*, 292, 119–143.
- Obernauer, D. et al., 1980: Geofyzikálny výskum západnej časti Slovenského rudohoria a východnej časti Nízkych Tatier. Čiastková záverečná správa za obdobie 1970–1980. Čís. úlohy 1103, Manuskript, archív Geofyzika Brno.
- Ondrášik, R., Hovorka, D., Matejček, A., 1987: Prejavy muránsko-divínskej poruchovej zóny vo veporickom kryštaliniku v stôlni PVE Ipel. *Mineralia slov.*, 19, 29–44.
- Pašteka, R., Zahorec, P., Kušnirák, D., Bošanský, M., Papèò, J., Szalaiová, V., Krajčák, M., Marušiak, I., Mikuška, J., Bielik, M., 2017: High resolution Slovak Bouguer gravity anomaly map and its enhanced derivative transformations: new possibilities for interpretation of anomalous gravity fields. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 47, 81–94.
- Pánek, T., Minár, J., Vitovič, L., Břežný, M., 2020: Post-LGM faulting in Central Europe: LiDAR detection of the >50 km-long Sub-Tatra fault, Western Carpathians. *Geomorphology*, 364, art. No. 107248.
- Pelech, O. et al., 2021: Slovenská verzia medzinárodnej chronostratigrafickej tabuľky. *Mineralia slov.*, 53, 2, 103–114.
- Pereszlényi, M., Masaryk, P., Slávik, M., Pereszlényiová, A., Vitáloš, R., Pagáč, I., Zelman, J., Milička, J., 1997: Podrobná analýza geologických a geofyzikálnych podkladov a výber lokalít pre podzemný zásobník plynu. Záverečná správa za I. etapu úlohy TR: K-125-179 Prieskum Podunajskej nížiny na výskyt štruktúr vhodných pre podzemné zásobníky plynu. Manuskript, Slovenský plynárenský priemysel, š.p., Bratislava, 37 s., 44 obr., 73 príloh.
- Picha, F. J., Stráník, Z., Krejčí, O., 2006: Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. In: Golonka, J., Picha, F. J. (eds.): *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*. AAPG Memoir 84, 49–175.
- Plančár, J. et al., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Záp. Karpaty, Sér. Geol., 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–144.

- Plašienka, D., 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. *Mineralia slov.*, 15, 1, 49–58.
- Plašienka, D., 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát. *Mineralia slov.*, 22, 55–62.
- Plašienka, D., 2012: Early stages of structural evolution of the Carpathian Klippen Belt (Slovakian Pieniny sector). *Mineralia slov.*, 44, 1–16.
- Plašienka, D., 2018: The Carpathian Klippen Belt and types of its klippen – an attempt at a genetic classification. *Mineralia slov.*, 50, 1, 1–24.
- Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P., Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. - an overview. *Geologica Carpathica*, 42, 4, 195–208.
- Plašienka, D., Mikuš, M., 2010: Geologická stavba pieninského a šarišského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku. *Mineralia slov.*, 42, 155–178.
- Plašienka, D., Soták, J., 2015: Evolution of Late Cretaceous-Palaeogene synorogenic basins in the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones (Western Carpathians, Slovakia): tectonic controls over a growing orogenic wedge. *Annales Soc. Geol. Polon.* 85, 43–76.
- Plašienka, D., Bučová, J., Šimonová, V., 2019: Variable structural styles and tectonic evolution of an ancient backstop boundary – the Pieniny Klippen Belt of the Western Carpathians. *International Journal of Earth Sciences*, 109, 1355–1376.
- Plašienka, D., Aubrecht, R., Bezák, V., Bielik, M., Broska, I., Bučová, J., Fekete, K., Gaži, P., Gedl, P., Golej, M., Halášová, E., Hók, J., Hrdlička, M., Jamrich, M., Józsa, Š., Klanica, R., Konečný, P., Kubiš, M., Madarás, J., Marko, F., Majcin, D., Molčan, Matejová, M., Potočný, T., Schlögl, J., Soták, J., Šamajová, L., Šimonová, V., Vozár, J., 2021: Structure, composition and tectonic evolution of the Pieniny Klippen Belt – Central Western Carpathian contiguous zone (Kysuce and Orava regions, NW Slovakia). Comenius University, Bratislava, 148 p.
- Pospíšil, L., 1983: Syntéza geofyzikálnych údajov v oblasti východoslovenských neovulkanitov. Manuskript, archiv SAV Bratislava.
- Pospíšil, L., 1990: Současné možnosti identifikace strižných zón v oblasti Západních Karpát. *Mineralia slov.* 22, 19–31.
- Pospíšil, L., 1995: Transgemerický tektonický systém a jeho interpretace z údaju dálkového pruzkumu zeme (DPZ). *Mineralia slov.*, 27, 5, 319–330.
- Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M., Doktor, S., 1986: Příspěvek metod dálkového pruzkumu k idenifikaci zlomu s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpát. *Mineralia slov.*, 18, 5, 385–402.
- Pospíšil, L., Bezák, V., Nemčok, J., Feranec, J., Vass, D., Obernauer, D., 1989: Muránsky tektonický systém – významný príklad horizontálnych posunov v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 21, 4, 305–322.
- Pospíšil, P., Vass, D., Merioris, L., Repka, T., 1978: Neotektonická stavba Žitného ostrova a príslušného územia Podunajskej nížiny. *Mineralia slov.*, 5, 443–456.
- Putiš, M., 1991: Tectonic styles and Late Variscan–Alpine evolution of the Tatric-Veporic crystalline basement in the Western Carpathians. *Zentralbl. Geol. Paleont.* 1, 181–204.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P., Cobbold, P., 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10, 2, 245–256.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.-G., Sperner, B., Meschede, M., Decker, K., Nemčok, M., Nemčok, J., Grygar, R., 1993: The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: Structural evidence for transpression. *Tectonophysics*, 226, 1-4, 471–483.
- Reichwalder, P., 1971: Rožňavská zlomová zóna a jej vzťah k sedimentácii, magmatizmu a metamorfóze. *Geol. práce, Spr.* 57, 215–222.
- Rossing, F., 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko Gebirges und Čierna hora (Karpaten). *Z. Dtsch. Geol. Gesell. (Berlin)*, 99, 9–39.
- Roth, Z., 1980: Západní Karpaty - terciérní struktura střední Evropy. *Geol. služba, Praha, Knih. ÚÚG*, 55, 128 s.
- Royden, L. H., Horváth, F., Burchfield, B. C., 1982: Transform faulting extension and subduction in the Pannonian region. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 8, 717–725.

- Rudinec, R., 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. *Mineralia slov.*, 7, 3, 81–104.
- Siegl, K., 1978: Faults in the contact area of the Ďumbier and Kraklová crystalline complexes (West Carpathians). *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, 29, 1, 147–160.
- Siegl, K., 1982: Structure of the Vepor pluton (West Carpathians). *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, 33, 171–175.
- Slávik, J., 1976: Zemplínium – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. – *Geol. práce, Spr.*, 65, 7–19.
- Soták, J., Pereszlényi, M., Marschalko, R., Milička, J., Starek, D., 2001: Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine-fan deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). *Marine and Petroleum Geology*, 18, 87–114.
- Sperner, B., Ratschbacher, L., Nemčok, M., 2002: Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: Tectonics of the Western Carpathians. *Tectonics*, 21, 6, 1–24.
- Szczygieł, J., Gradziński, M., Bella, P., Hercman, H., Littva, J., Mendecki, M. J., Sala P., Wróblewski, W., 2021: Quaternary faulting in the Western Carpathians: Insights into paleoseismology from cave deformations and damaged speleothems (Demänová Cave System, Low Tatra Mts). *Tectonophysics*, 820, 229111.
- Šmigielski, M., Sinclair, H. D., Stuart, F. M., Persano, C., Krzywiec, P., 2016: Exhumation history of the Tatry Mountains, Western Carpathians, constrained by low temperature thermochronology. *Tectonics*, 35, 187–207.
- Šályová, B., Mojžiš, J., 2002: Výpočet zásob výhradného ložiska plynu Ivanka pri Nitre – Golianovo k 1. 2. 2002. Manuskript Št. Geol. Úst. D. Štúra – Geofond Bratislava, 60 s., 27 príloh.
- Šefara, J. et al., 1987: Štruktúro-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk (geofyzikálne interpretácie). Manuskript, archív GSSR, Bratislava.
- Škvarka, L., 1975: Zvodnené zlomové línie v oblasti neovulkanitov Slovenska. *Západné Karpaty - Hydrológia, inžinierska geológia, geotermálna energia*, 1, 115–172.
- Šujan, M., Braucher, R., Šujan, M., Hók, J., Povinec, P. P., Šipka, F., Rugel, G., Scharf, A., AsterTeam, 2019: The tectono-sedimentary evolution of a major seismogenic zone with low slip rate activity: A geochronological and sedimentological investigation of the Dobrá Voda Depression (Western Carpathians). *Sedimentary Geology*, 383, 248–267.
- Šujan, M., Rybár, S., Kováč, M., Bielik, M., Majcin, D., Minár, J., Plašienka, D., Nováková, P., Kotulová, J., 2021: The polyphase rifting and inversion of the Danube Basin revised. *Glob. Planet. Change*, 196, 103375.
- Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: *Bau und Bild Österreichs*. Wien – Leipzig, 651–911.
- Unrug, R., 1984: Geodynamic evolution of the Carpathians. *Annales Soc. Geol. Polon.*, 52, 39–66.
- Varga, I., 1971: Vzťahy lubenícko-margecianskej línie, rožňavskej línie a štítnického zlomu. *Geol. práce, Spr.* 57, 223–229.
- Vass, D., 1979: Genesis of inner-molasse basins in West Carpathians in light of leading function of mantle in Earth's crust development. *Czechosl. Geology and global tectonics*, Veda, Bratislava, 183–197.
- Vass, D., 1998: Neogene geodynamic development of the Carpathian arc and associated basins. In: Rakús, M. (ed.): *Geodynamic development of the Western Carpathians*. GSSR, Dionýz Štúr Publishers, 155–188.
- Vass, D., Čverčko, J., Elečko, M., Kaličiak, M., Mořkovský, M., Vozár, J., 1991: Odkrytá geologická mapa Východoslovenskej nížiny 1:100 000. Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Vass, D., Pereszlényi, M., 2005: Geology of the East Slovakian Basin. Guidebook to the field trip. *Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 74 s.
- Vojtko, R., Beták, J., Hók, J., Marko, F., Gajdoš, V., Rozimant, K., Mojzeš, A., 2011a: Pliocene to Quaternary tectonics in the Horná Nitra Depression (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 62, 4, 381–393.
- Vojtko, R., Marko, F., Preusser, F., Madarás, J., Kováčová, M., 2011b: Late quaternary fault activity in the western Carpathians: Evidence from the vikartovce fault (Slovakia). *Geologica Carpathica*, 62, 6, 563–574.

-
- Vozár, J. a Šantavý, J. (eds.) , Potfaj, M., Szalaiová, V., Scholtz, P., Tomek, Č., Šefara, J., Machková, N., Gnojek, I., Šály, B., Pereszlényi, M., Hrušecký, I., Hlavatý, I., Jureňa, V., Rudinec, R., Magyar, J., Slávik, M., 1999 : Atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia. Št. Geol. Úst. D. Štúra – Geofond Bratislava, 95 s., 1 CD príloha.
- Vozár, J., Bezák, V., Marko, F., 2021: Three-dimensional magnetotelluric model along seismic profile 2T: An improved view on crustal structure in central Slovakia (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 72, 2, 85–95.
- Vozárová, A., 1996: Tectono-sedimentary evolution of Late Paleozoic basins based on interpretation of lithostratigraphic data (Westwern Carpathians, Slovakia). *Slov. Geol. Mag.*, 3-4, 251–271.
- Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata – Serie im Mittelteil der Veporiden. *Zbor. geol. vied. rad ZK*, Bratislava, 6, 29–84.
- Vyskočil, P., 1979: New results on the properties of recent crustal movements in the Bohemian Massif and its boundary with the West Carpathians, *Tectonophysics*, 52, 193–201.
- Zbořil, L., Konečný, V., Filo, M., 1971: Príspevok geofyziky k riešeniu vzťahov medzi tektonikou a vulkanizmom v centrálnej časti Západných Karpát. *Geol. práce, Spr.*, 57, 239–264.
- Zoubek, V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. *Geologické Práce, Zoš.*, 46, 38–43.



Ústav vied o Zemi Slovenskej akadémie vied Bratislava
Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského Bratislava

ATLAS TEKTONICKÝCH DISLOKÁCIÍ ZEMSKEJ KÔRY NA ÚZEMÍ SLOVENSKA

Editori:

Vladimír Bezák, František Marko, Andrej Mojzeš

Autori:

Vladimír Bezák, František Marko, Andrej Mojzeš, Martin Bednarik, Dušan Bilčík,
Ján Madarás, Jozef Madzin, Lenka Ondrášová, Ján Vozár

1. vydanie. Náklad: 100 ks.

Tlač:

GERTHOFER s.r.o., Zohor

ISBN 978-80-85754-46-9

Význam poznania a neustáleho spresňovania znalostí o geologickej stavbe územia je nesporný. Geologické zloženie a štruktúra a zvlášť zlomové štruktúry v zemskej kôre majú dosah na mnohé hospodárske činnosti a environmentálnu problematiku. Závisí od toho prognóza a prospekcia nerastných surovín, energetických surovín a geotermálnej energie, podmienky výstavby veľkých dopravných stavieb (diaľnice, tunely), priehrad a jadrových elektrární. V environmentálnej oblasti je to prognóza zosuvov, seizmického ohrozenia, emanácií škodlivých plynov, podmienky ukladania toxických a rádioaktívnych odpadov, čo sa bezprostredne týka kvality životného prostredia všetkých občanov.

Informácie o dislokáciách zemskej kôry na Slovensku sú väčšinou roztrúsené v samostatných publikáciách alebo ako kapitoly vo vysvetlivkách k regionálnym geologickým mapám 1 : 50 000. Z tohto dôvodu vznikol projekt APVV-21-0159 Atlas tektonických dislokácií na území Slovenska (DISLOCAT), ktorého zámerom bolo sústrediť do jednej publikácie čo najväčšie množstvo rozptýlených informácií o dislokáciách.

S týmto cieľom sme rozdelili územie Slovenska do štrnástich oblastí, v rámci ktorých opisujeme tektoniku a zlomové systémy podľa dostupných informácií. Zároveň dávame odkazy na zdrojové práce, kde záujemcovia nájdu podrobnejšie informácie. Základnú sieť zlomov zobrazujeme v novej geologickej mape 1 : 500 000, ktorú sme zostavili na základe najnovšej prehľadnej mapy Slovenska 1 : 200 000 z roku 2008.

