

Náčrt hlbínnej stavby Západných Karpát

OTO FUSÁN

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(5 obr. v texte)

Doručené 1. 3. 1985

Очерк глубинного строения Западных Карпат

Отличительной чертой Могоровичевой теории дисконтинуиты на территории Западных Карпат является её падение с территории Венгрии в северном направлении из глубины приблизительно 25 км на глубину приблизительно 65 км внешних Карпат на территорию СССР. Вертикальные дисконтинуиты земной коры Западных Карпат замечаются в различных её частях. Эти густотные разграничения интерпретируются как глубинные разломы отделяющие основные неотектонические блоки. Отдельные основные блоки Западных Карпат отличаются различной мощностью коры, различным развитием в третичном периоде (главным образом в миоцене) и различными вертикальными движениями. Оценка комплексных геофизических данных позволила составить горизонтальные разрезы корой Западных Карпат на глубинах —3000 м, —5000 м, —10 000 м и —15 000 м. На этих разрезах выразительно замечается постепенное упрощение геологического строения и геологическая гомогенизация в нижних частях коры.

Outline of the West Carpathians deep structure

Characteristic feature of the Moho — discontinuity in the West Carpathians area is its dipping towards the north. It sinks from a depth of 25 km on the Hungarian territory to a depth of 65 km on the U. S. S. R. territory (the Outer Carpathians). Vertical discontinuities in the earth's crust of the West Carpathians occur in various segments. These density discontinuities are interpreted as deep-seated faults which separate basic neotectonic blocks. Individual basic blocks of the West Carpathians are characterised by various thicknesses of the earth's crust, by different developments during the Tertiary, mainly during the Miocene and by different vertical movements. Evaluation of complex geophysical data has enabled to construct horizontal sections through the crust of the West Carpathians on a depth of 3,000 m, 5,000 m, 10,000 m and 15,000 m. General tendency to the simplification of structure and its geological homogenisation in deeper parts of the crust are reflected in these sections.

Výskum stavby zemskej kôry je čoraz dôležitejší, vzhľadom na rastúcu potrebu rozličných druhov surovín. V Západných Karpatoch prebieha výskum hlbinných štruktúr, najmä s ohľadom na výskyt ropy a plynu, už takmer 30 rokov. Vo vnútorných Karpatoch sa s výskumom stavby predterciérneho substrátu začalo začiatkom 60-tych rokov a neskôršie sa prišlo k štúdiu subhorizontálnych a vertikálnych diskontinuit v kôre a k štúdiu hlbinných telies.

Mohorovičičova diskontinuita

Konkrétne údaje o hĺbkach Moho diskontinuity v Západných Karpatoch sa získali pomocou HSS na medzinárodných a národných profiloch, ktoré boli dopĺňované využitím priemyslových odpalov pre priestorové štúdium Moho diskontinuity. Na základe týchto výsledkov sa vypracovalo niekoľko variantov priebehu Moho diskontinuity pre celé územie ČSSR, hlavne B. Beránkom a A. Zátokom. Poslednú schému priebehu Moho diskontinuity pre územie Západných Karpát s ohľadom na jej morfolotektonický charakter vypracoval J. Plančár (in Fusán et al., 1971).

Stanovený reliéf Moho diskontinuity je v súlade s konfiguráciou rozloženia tiažového poľa. V zásade možno povedať, že kladné anomálie v južnej časti vnútorných Západných Karpát (po opravách gravitačného účinku na deficit neogenných sedimentov) svedčia o prítomnosti ťažších hmôt, čo je spôsobené výstupom Moho, prípadne i Conradovej diskontinuity bližšie k povrchu. Naopak záporné tiažové anomálie v severnej časti Západných Karpát odrážajú nakopenie ľahších sialických hmôt a tým aj väčšie hĺbky uvedených diskontinuit. Tento vzťah medzi amplitúdami tiažového poľa a ich gradientmi v regio-

nálnom meradle (po opravách gravitačného účinku na deficit hmôt v pripovrchovej časti zemskej kôry) k hĺbkam Moho, zistenými HSS na medzinárodných a národných profiloch, platí v karpatskej oblasti.

Záverom možno povedať, že charakteristickým znakom Moho diskontinuity v širšej oblasti Západných Karpát je skutočnosť, že z územia Maďarska hĺbka Moho diskontinuity klesá z cca 25 km smerom k severu, pričom najväčšiu hĺbku cca 65 km dosahuje vo vonkajších Karpatoch na území ZSSR. V ostatnej časti vonkajších Karpát na území Poľska a Československa sa hĺbka pohybuje asi od 38 do 45 km. Od vonkajších Karpát smerom k severu sa Moho diskontinuita postupne dvíha.

Conradova diskontinuita

O priebehu Conradovej diskontinuity v Západných Karpatoch nemáme priamych dát. V južnej časti vnútorných Západných Karpát je však niekoľko výrazných tiažových anomálií (kolárovska, filakovská, východoslovenská), ktoré sú spôsobené ťažkými hlbinnými telesami interpretovanými ako bázické telesá. Vrchný okraj týchto telies sa nachádza v hĺbke 6—18 km. Túto hranicu môžeme v tejto časti Západných Karpát interpretovať ako Conradovu diskontinuitu.

Vertikálne hustotné hlbinné rozhrania v kôre Západných Karpát

Najvýraznejšie hustotné rozhranie v oblasti Západných Karpát prebieha približne na spojnici Komárno — Poprad. Možno ho dobre sledovať na mape úplných Bougerových anomálií ako aj na všetkých odvodených mapách regionálnych tiažových anomálií pri polomeroch vystredenia

$r > 2$ km, kde sa prejavuje intenzívnym gradientom Δg od $10\text{--}20 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{km}^{-1}$. Na mape reziduálnych anomálií pri $r = 20$ km možno sledovať rozhranie jednak väčším gradientom Δg , a jednak celkom plynulým priebehom nulovej izoanomálie. Uvedené rozhranie je zvýraznené tiež celkovým charakterom a intenzitou gravitačného poľa vo vnútorných Západných Karpatoch. Na JV od neho sa izoanomálie Δg oblúkovite stáčajú k juhu až JV a SZ od neho k severu až k SZ. Na JV sú anomálie prevažne kladné s amplitúdou až $200 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ a na SZ záporné s amplitúdou až $-400 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$. Na detailných gravimetrických a magnetických mapách v strednej časti rozhrania môžeme pozorovať lineárne usporiadanie lokálnych tiažových a geomagnetických anomálií, odpovedajúcich menším bazickým telesám, nachádzajúcim sa blízko pod povrchom. Smerom na SV hustotné rozhranie pokračuje do vonkajších Karpát na územie Poľska a ZSSR, kde v oblasti Sanoku prechádza medzi výraznými tiažovými anomáliami. Na JZ pokračuje na územie Maďarska, kde je zvýraznené relatívne väčším gradientom Δg .

Z geologického hľadiska uvedené rozhranie sleduje na povrchu až do oblasti Popradu hrubý styk dvoch základných jednotiek tatrika a veporika a v hĺbke by mohlo odpovedať styku sialických a bazaltoidných hmôt, a to tak, že na JV od neho je Moho a Conradova diskontinuita v menších hĺbkach a naopak na SZ vo väčších hĺbkach. V oblasti stredoslovenských neovulkanitov hlbinné rozhranie mohlo slúžiť ako jedna z výstupných ciest andezitového vulkanizmu.

Druhé hlbinné rozhranie prebieha S—J smerom po východnom okraji Slanských vrchov. Dobré ho možno sledovať na odvodených mapách regionálnych tiažových anomálií pri $r = 12\text{--}20$ km. Interpretujeme ho ako dôsledok rozličnej mocnosti

kôry, na čo nepriamo poukazujú aj výsledky HSS na medzinárodnom profile III. Jeho typickým znakom je, že na východ od tohoto rozhrania na území Slovenska sa vyskytujú subvulkanické telesá, ktoré môžu mať úzky vzťah k bazickým hlbinným telesám, ktorých vrchný okraj je pravdepodobne v hĺbke do 10 km. Je možné, že hlbinné rozhranie slúžilo ako výstupná cesta neogenného vulkanizmu.

Tretie hlbinné rozhranie prebieha približne na spojnici Přerov — Trenčín — Dekýš. Prejavuje sa väčším gradientom Δg na všetkých transformovaných mapách regionálnych tiažových anomálií pri $r > 2$ km. Ďalším charakteristickým znakom v obraze izoanomál Δg v širšej oblasti je, že v juhozápadnej časti od tohoto rozhrania sú kladné a na severovýchod záporné tiažové anomálie. Z analýzy tiažového poľa vyplýva, že kladné anomálie môžu byť spôsobené výstupom Moho a Conradovej diskontinuity bližšie k povrchu. Zaujímavé je, že pri tomto rozhraní sú umiestnené dve najhlbšie kotliny a to Žiarska kotlina zo severnej a Bánovská kotlina z južnej strany. V juhovýchodnej časti toto rozhranie mohlo slúžiť ako prívodná cesta neogenného vulkanizmu.

Seizmicky výrazné rozhranie prebieha pozdĺž bradlového pásma, ktoré tvorí styk medzi vnútornými a vonkajšími Karpátami. V juhozápadnej časti približne od Starej Turej pokračuje k JZ po západnej strane Malých Karpát. Pomocou HSS bol v juhozápadnej časti rozhrania zistený skok v Moho diskontinuite o $2\text{--}4$ km, vo východnej časti na profile V cca o 10 km a na sovietskej strane na profile III približne o 20 km. Na gravimetrických mapách sa výraznejšie prejavuje len na západnom okraji Malých Karpát, kde nasleduje zónu bradlového pásma. V niektorých častiach pozdĺž bradlového pásma sa prejavuje buď nevýrazným gradientom Δg , alebo sigmoidálnym ohybom izoanomál,

a to najmä na mapách úplných Bougerových anomálií a z nich odvodených máp regionálnych anomálií pri menších polomeroch vystredenia $r = 2-4$ km.

Opisované vertikálne hustotné hlbinné rozhrania možno považovať za prechodné hustotné zóny, ktoré oddeľujú relatívne ťažké hmoty od ľahších. Tieto rozhrania na povrchu predstavujú niekoľko km (5–15 km) široké pásma, ktoré smerom do hĺbky sa zužujú. Na povrchu sa prejavujú koncentráciou rozličných tektonických porúch, zlomov a prešmykov a sú seizmoaktívne. Interpretujeme ich ako hlbinné zlomy, oddeľujúce základné neotektonické bloky Západných Karpát, ktoré sa vyznačujú rozličným vývojom v neotektonickom období a najmä rozličnými vertikálnymi pohybovými tendenciami. Pre úplnosť treba podotknúť, že neodpovedajú definícii hlbinných zlomov uvádzanej v literatúre. V minulosti sme ich nazvali: záhorsko-humenský hlbinný zlom (ťahnuci sa bradlovým pásmom a západným okrajom Malých Karpát), veporský (Kómárno — Poprad), slanský (na východnom okraji Slanských vrchov) a štiavnicko-přerovský (na línii Přerov — Trenčín — Dekýš).

Uvedené hlbinné zlomy ohraničujú neotektonické bloky, ktorými vo vnútorných Západných Karpatoch sú: podunajský, fatro-tatranský, rudohorsko-pilišsky, potiský; vo vonkajších Karpatoch: slovensko-moravský, slovensko-sliezsky, beskydsko-bukovský a krakovský.

Charakteristika neotektonických blokov

Podunajský blok (I) je po geologickej stránke charakterizovaný tým, že z väčšej časti je pokrytý mladoterciérnymi sedimentmi, ktoré dosahujú maximálnu hĺbku viac ako 5000 m. Staršie útvary, mezozoikum, paleozoikum a kryštalinikum, vy-

stupujú na povrch jedine v jeho SV a SZ okraji v pohoriach Tríbeč, Považský Inovec, Malé Karpaty, ďalej v západnom Maďarsku v oblasti Šoprone a Kőszegu. Väčšia časť pod mladším terciérom je budovaná kryštalinikom, prípadne paleozoikom.

V takmer celom priestore podunajského bloku Moho diskontinuita je v hĺbke cca 26 km, s klesajúcou tendenciou na jeho SZ a SV okraji do 30 km. Na základe výsledkov predbežnej analýzy tiažového a magnetického poľa v korelácii s výsledkami HSS možno predpokladať v hĺbke asi 15 km ťažšie bázické hmoty, ktoré smerom k SZ a SV sa ponárajú do väčších hĺbok. V strednej časti bloku medzi Kómárnom a Bratislavou (oblasť Kolárova) predpokladáme, že bázické hmoty sú bližšie k povrchu, a to v hĺbke cca 4–6 km.

V období paleogénu veľká časť podunajského bloku, najmä južná časť, bola súšou a severná bola zaplavená morom. Pre vývoj podunajského bloku v období miocénu zohral veľkú rolu dobrovodský zlom, ktorý zo sudetského systému zlomov je tu najdôležitejší. Nazvaný je podľa obce Dobrá Voda v severnej časti Malých Karpát. Podmienil vznik depresie medzi Brezovskými a Pezinskými Karpatmi. Podľa geofyzikálnych máp jeho priebeh možno interpretovať od Brna smerom na juhovýchod do spomenutej depresie, ďalej do priestoru južne od Hlohovca, Nitry, k Novým Zámkom a k Štúrovu. V oblasti Podunajskej panvy ho T. Buday — V. Špička (1964) označili ako ľudinská línia. V podunajskom bloku oddeľuje Považský Inovec od jeho ponorenej elevačnej časti, nachádzajúcej sa južne od Seredi. Na ňom končí taktiež elevácia Tríbeča pod neogennými sedimentmi v hĺbke asi 2000 m pri Trnenci. Pre vývoj podunajského bloku má význam v tom, že pozdĺž neho pred bádnom juhozápadná časť sa stále dvíhala a denudovala až po úroveň kryštalinika, kým severovýchodná časť vcelku klesá,

v dôsledku čoho predterciérne podložie je tu budované mezozoikom. Od bádenu vyššie nastala opačná tendencia; juhozápadná časť bloku klesá, severovýchodná stúpa, pravda diferencovane; rýchlejšie elevácie Považského Inovca a Tribča, pomalšie záliv piešťanský, topoľčiansky a zlatomoravecký. Na základe geofyzikálnych dát usudzujeme, že tento zlom zasahuje až do spodnej časti kôry. Podunajský blok má celkove klesajúcu tendenciu, až 3 mm/rok (obr. 1).

Rudohorsko-pilišsky blok (II) je charakterizovaný značnou morfológickou členitosťou, pričom v morfológických eleváciách vystupujú predterciérne útvary (kryštalinikum, paleozoikum a mezozoikum) ako v Slovenskom rudohorí a Branisku na území Slovenska, v Bükku, Gerece, Piliši, Kortesi, vo Velenskom pohorí a v Bakoňskom lese na území Maďarska. V morfológických depresiách sú terciérne sedimenty, ktoré pokrývajú najmä jeho juhovýchodnú časť. V strednej časti bloku sú zastúpené i neovulkanické formácie.

Hĺbka Moho diskontinuity tohto bloku na území Maďarska kolíše od 26 do 30 km, na území Slovenska postupne klesá k SV na 36 km. Hodnoty tepelného toku sú vo väčšej časti bloku relatívne nižšie ako v podunajskom a potiskom bloku.

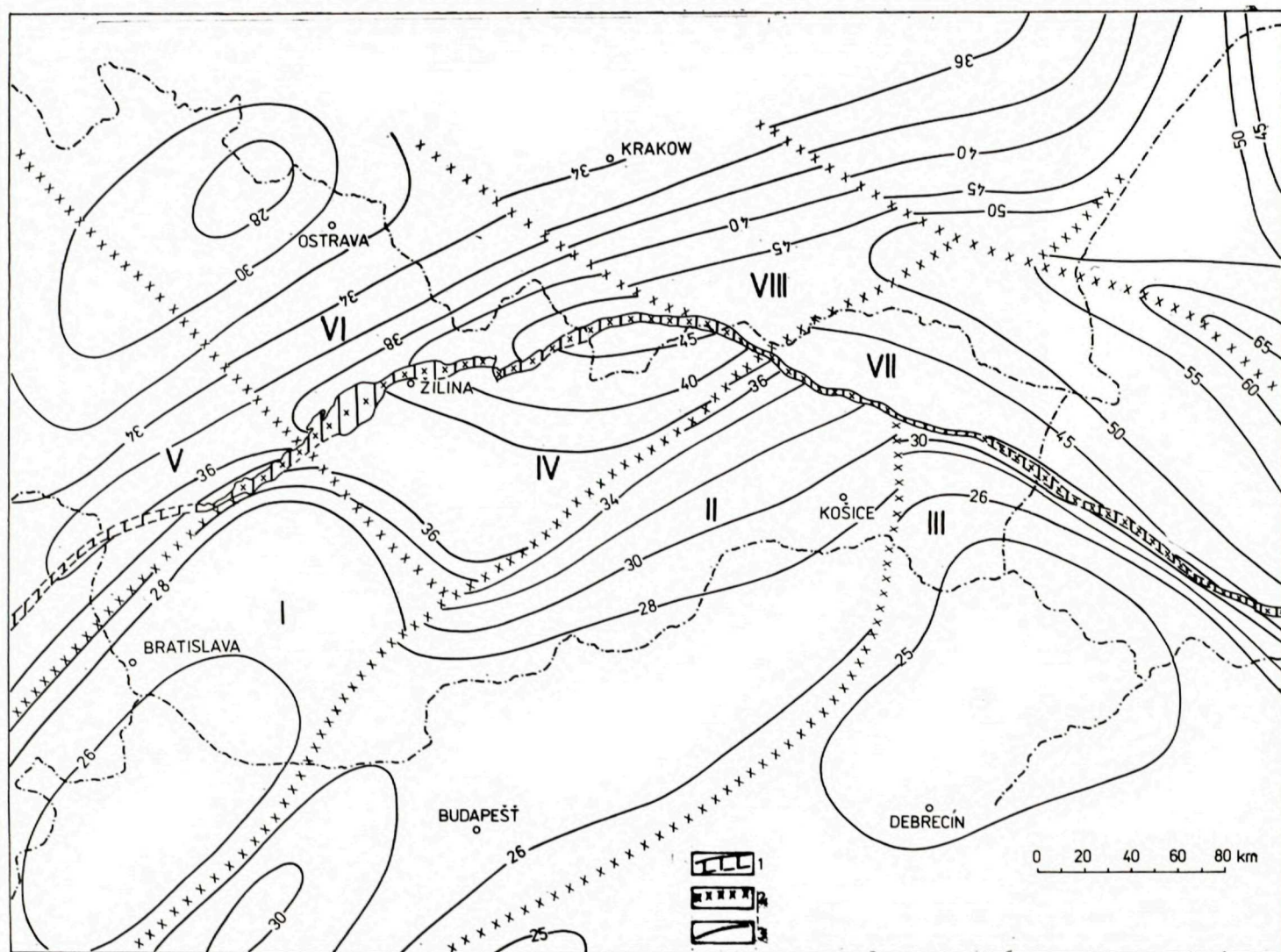
Z rozboru anomálií tiažového a magnetického poľa, ako aj z výsledkov štúdií, získaných na teoretických modeloch, predpokladáme prítomnosť bazaltovej vrstvy v hĺbke cca 18–20 km, pričom v severovýchodnej časti bloku sa ponára do väčších hĺbok.

Osobitnou črtou slovenskej časti tohto bloku sú alpínske hlbinné telesá granitoidného charakteru v Slovenskom rudohorí a menšie bazické telesá vo východnej časti Slovenského rudohoria a v lučensko-moldavskom dielčom bloku. Podľa interpretácie tiažových a geomagnetických anomá-

lií sa zistilo rozsiahle hlbinné bazické teleso vo východnej časti Slovenského rudohoria západne od Košíc v hĺbke 3–5 km, ktoré sa smerom na juhozápad ponára do väčších hĺbok.

V období paleogénu väčšia časť tohto bloku predstavovala horský chrbát, ktorý oddeľoval vnútrokarpatský paleogenný bazén od panonského bazénu. Paleogenným morom boli zaplavené len okrajové časti, a to severovýchodná časť, oblasť Levočských vrchov a Šarišskej vrchoviny včítane Braniska, kde v paleogéne vznikla najväčšia depresia vo vnútorných Karpatoch s intenzívnym klesaním. Vznik tejto hlbkej depresie bol asi podmienený začiatkom vzniku veporského hlbinného zlomu, od ktorého na západ v tomto priestore je hrúbka paleogenných sedimentov veľmi malá oproti oblasti Levočských vrchov. Juhozápadná a juhovýchodná časť bloku na našom území bola v paleogéne oblasťou morskej sedimentácie.

V juhozápadnej časti bloku, t. j. vo východnej časti Podunajskej nížiny v miocéne tu zohral pre vývoj bloku významnú úlohu hurbanovský zlom. Jeho priebeh sa stanovil na základe analýzy tiažového poľa, výsledkov seizmických meraní a výsledkov vrtoch, ktoré zastihli podložie v jeho širšom okolí. Na mapách úplných Bougerových anomálií a z nich odvodených máp sa prejavuje výrazným nahustením izoanomál, kde gradient dosahuje až 4 mg/km. V reliéfe predterciérneho podložia sleduje hlbokú brázdú až do hĺbky 3000 m a oddeľuje dve základné tektonické jednotky pod terciérnym pokryvom, a to veporikum na severe a maďarské stredohorie na juhu. Vrtmi severne od hurbanovského zlomu bolo predterciérne podložie zistené vo vrte pri Dubníku (D-1) v hĺbke 2607 m, vo vrtoch pri Kolárove (K-2, K-3, K-4) v hĺbkach 3050 m, 2690 m, 2640 m. Vo všetkých týchto vrtoch sa prejavilo kryštalinikum veporika. Na juh od



hurbanovského zlomu bolo vo vrtoch pri Modranoch (M-1, M-2) zistené v hĺbke 2455 m (M-2) nemetamorfované paleozoikum a v hĺbke 2195 m (M-1) mezozoikum maďarského stredohoria. Podobne vo vrte Zelený háj (ZH-1) bolo v hĺbke 1608 m zistené nemetamorfované paleozoikum maďarského stredohoria. Prebieha Z—V smerom od Salky k Hurbanovu. Ďalej na západ sa na gravimetrických mapách zreteľne neprejavuje, avšak podľa rozloženia anomálií tiažového poľa možno predpokladať jeho pokračovanie až do gabčíkovej depresie, v miestach medzi kolárovsou kladnou anomáliou vyvolanou hlbinným telesom a kladnou anomáliou západne od Komárna, spôsobenou mezozoickými komplexami maďarského stredohoria. Územie južne od hurbanovského zlomu bolo v období miocénu kryhovite vyzdvihované, takže predterciérne podložie západne od Štúrova je niečo cez 100 m pod povrchom. Naopak územie severne od zlomu malo v miocéne klesajúcu tendenciu.

V rudohorsko-pilišskom bloku boli zaznamenané veľmi nepatrné vertikálne pohyby, takže túto oblasť môžeme označiť za relatívne najstabilnejšie územie Západných Karpát.

Potiský blok (III) je z väčšej časti pokrytý terciérnymi sedimentmi, ktoré dosahujú viac ako 6000 m hrúbky. Predterciérne podložie vychádza na povrch len v malých hrastoch v jeho severnej a južnej časti. Hĺbka Moho diskontinuity je v prevažnej časti 25—26 km s prudko klesajúcou tendenciou v jeho severnej časti. V tejto oblasti sú hodnoty tepelného toku najvyššie v celých Západných Karpatoch. V priestore bloku predpokladáme na základe syntézy geofyzikálnych dát vrchný

okraj bázičných hmôt v hĺbke cca 10 až 16 km. Blok má klesajúcu tendenciu až 2 mm/rok.

Fatro-tatranský blok (IV) má stúpajúcu tendenciu viac ako 2 mm/rok. Je charakterizovaný veľkou morfológickou členitosťou, pričom morfológické elevácie tvoria jednotlivé jadrové pohoria stredného Slovenska, morfológické depresie vnútorné kotliny medzi nimi, v ktorých predvrchnosenónska stavba vnútorných Západných Karpát je zakrytá paleogénnymi a neogénnymi sedimentmi. V jeho južnej časti je budovaný neovulkanitmi, pod ktorými je granitoidné hlbinné teleso s apofýzami až na povrch.

Hĺbka Moho diskontinuity v tomto bloku klesá z 36 km v južnej časti do 45 km v severnej časti. Priebeh izohyps Moho diskontinuity sleduje obmedzenie bloku z jeho JZ a JV strany, čím zvýrazňuje jeho klinovitú pozíciu medzi podunajským a rudohorsko-pilišským blokom. Táto skutočnosť sa ešte výraznejšie odráža na odvodených mapách tiažového poľa pri väčších polomeroch vystredenia.

V tomto bloku okrem zlomov obmedzujúcich jadrové pohoria majú dva zlomy základný význam dosahom do spodnej časti kôry. Prvý z nich je zvolenský, ktorý prebieha SZ—JV smerom z južnej časti Turčianskej kotliny, cez Kremnicu — Zvolen — Halič až po štátnu hranicu. Z geologického hľadiska v podstate obmedzuje stredoslovenské neovulkanity (okrem Poľany) zo severovýchodu. Od Zvolena na SZ sa prejavuje silným poklesom predterciérneho podložia. V oblasti Haliča svedčia o ňom prírodné kanály čadičov. V úseku medzi Sklenným a Zvolenom sa prejavuje v podstate plynulým nahustením izo-

Obr. 1. Základné neotektonické bloky Západných Karpát (Plančár — Fusán, 1981).
1 — bradlové pásmo, 2 — hlbinné zlomy, 3 — izohypsa Moho diskontinuity

Fig. 1. Basic neotectonic blocks of the West Carpathians (Plančár — Fusán, 1981).
1 — the Klippen Belt, 2 — deep-seated faults, 3 — the Moho-discontinuity isohypse

čiar Δg , kde gradient sa mení od 4—8 mg/l/km. V priestore Kremnice je tento gradient narušený izolovanou kladnou anomáliou. V podstate tu oddeľuje neovulkanitmi zakryté južné svahy Veľkej Fatry na SV od mohutnej žiarskej intravulkanickej depresie a handlovského chrbta na JZ. Medzi Zvolenom a Turím Poľom sa prejavuje sigmoidálnym ohybom izoanomál Δg . Ďalej na JV až po štátnu hranicu sa prejavuje plynulým nahustením izočiar Δg s najväčším gradientom 6 mg/l/km.

Výraznejšie sa prejavuje na všetkých odvodených mapách reziduálnych anomálií až do polomeru vystredenia 20 km, a to najmä lineárnym usporiadaním lokálnych záporných a kladných anomálií pozdĺž tohto zlomu. Na mapách regionálnych anomálií do polomeru vystredenia 20 km možno ho sledovať izoanomáliami ohraničujúcimi určité štruktúry v hĺbke. Jedine v priestore Javoria jeho priebeh je narušený veporským hlbinným zlomom, ktorý je na všetkých mapách regionálnych anomálií zvýraznený nahustením izoanomál Δg SV—JZ smeru. Na základe kvalitatívnej interpretácie anomálií tiažového poľa v úzkej korelácii s geologickými poznatkami o vzniku a vývoji neovulkanitov tejto oblasti usudzujeme, že ide o zlom zasahujúci do spodnej časti kôry.

Podobný zlom v tomto bloku je žiarsky zlom, ktorý má S—J smer a podmienil vznik Turčianskej a Žiarskej kotliny a pokračuje na dolnom toku rieky Hron. Na povrchu ide o široké pásmo zlomov S—J smeru, ktoré sa smerom do hĺbky zužuje. Geofyzikálne sa prejavuje sigmoidálnym ohybom izočiar Δg a možno ho sledovať na všetkých odvodených mapách reziduálnych anomálií až do polomeru vystredenia 20 km. Usudzujeme, že zasahuje do spodnej časti kôry.

Základné bloky vo vonkajších Karpatoch sú zložené z dvoch základných častí.

V spodnej časti elementami platformy, ktorá zasahuje i pod vnútorné Karpaty a vo vrchnej časti hlavne príkrovmi flyšových Karpát, okrem bloku slovensko-moravského, kde je vo viedenskej panve vnútrokarpatsko-alpské mezozoikum a mohutný miocenný pokryv. Majú celkove tendenciu dvíhať sa do 1,5 mm/rok.

Horizontálne rezy kôrou Západných Karpát

Na základe vyhodnotenia komplexných geofyzikálnych podkladov a doterajších výsledkov štúdia stavby predterciérneho podložia vo vnútorných Západných Karpatoch a úvah, vyplývajúcich z poznania stavby Západných Karpát, urobili sme prvý pokus o skonštruovanie horizontálnych rezov kôrou v hĺbkach 3000 m, 5000 m, 10 000 m a 15 000 m. Pri úvahe o zasahovaní mladších terciérnych útvarov a mezozoika do hĺbky sme vychádzali z výsledkov jednotlivých hlbinných vrto, pri mezozoiku z odhadu hrúbky jednotlivých komplexov (u obalových sérií 1500 m, u krížňanského príkrovu cca 1500 m a u chočského spolu s vyššími príkrovmi tiež cca 1500 m). Pritom treba mať na zreteli, že uvedené rezy predstavujú schému stavby, ktorá sa bude meniť so získaním ďalších poznatkov a že bude najmä vo väčších hĺbkach odrážať názor toho-ktorého autora. V uvedených rezoch odráža sa predovšetkým obecná tendencia zjednodušovať stavbu a jej geologickú homogenizáciu v hlbších častiach kôry.

Na reze v hĺbke 3000 m miocenné sedimenty siahajú do oblasti podunajskej, východoslovenskej a viedenskej panvy. Značný rozsah majú vnútrokarpatské mezozoické komplexy, najmä v depresných častiach, vo vnútrohorských kotlinách a v pribradlovom pásme predpokladáme mezozoikum zhruba v rovnakom rozsahu ako na povrchu. V tejto hĺbke sa už zvýraz-

ňuje pásmo alpínskych hlbinných vyvrelín, sledujúce v podstate osu Slovenského rudohoria. Vo východnej časti sú s nimi späté paleozoické metamorfované horniny. Najvýraznejším tektonickým fenoménom zostáva bradlové pásmo, ktoré tvorí rozhranie medzi mezozoickými komplexami vnútorných Karpát a paleogénnym flyšom vonkajších Karpát. Z ďalších výrazných tektonických štruktúr sa uplatňujú línie SZ—JV smeru v západnej časti a línie SV—JZ smeru vo východnej a strednej časti. Línie S—J sa uplatňujú vo východnej a strednej časti (obr. 2).

V reze v hĺbke 5000 m sú ešte miocénne sedimenty v malom rozsahu v najhlbších častiach podunajskej, východoslovenskej a viedenskej panve. Flyšové sedimenty vonkajších Karpát v tejto hĺbke sú už len na východnom Slovensku. V západnej časti flyšového pásma predpokladáme v tejto hĺbke už elementy platformy.

Mezozoické komplexy majú už malé rozšírenie, a to v pribradlovej zóne, vo viedenskej panve, v topoľčianskom zálive a v žiarskej kotline. Mezozoikum bradlového pásma aj v tejto hĺbke predpokladáme približne v rovnakom rozsahu ako vyššie. Výraznejšie sa tu prejavujú alpínske hlbinné vyvreliny v Slovenskom rudohorí. Paleozoické metamorfované i nemetamorfované horniny v tejto hĺbke predpokladáme vo východnej časti Slovenského rudohoria, ďalej v podloží miocénu východoslovenskej panvy a v podloží mezozoika komárňanskej kryhy. Predpokladáme, že väčšia časť vnútorných Západných Karpát je už v hĺbke 5000 m budovaná kryštalicými bridlicami a hercynskými granitoidmi. Tektonické štruktúry sú tu obdobné ako vo vyššom reze (obr. 3).

V hĺbke 10 000 m zostáva v Západných Karpatoch mezozoikum len vo viedenskej panve. Na východnom Slovensku predpokladáme vo vonkajších Karpatoch flyšové pásmo, zasahujúce v tejto hĺbke v podloží

bradlového pásma ďalej k juhu pod vnútorné Karpáty. V západnej časti predpokladáme pokračovanie platformy až pod vnútorné Karpáty. Ostatná väčšia časť vnútorných Karpát je tvorená prevažne kryštalicými bridlicami a hercynskými granitoidmi, v ktorých v ose Slovenského rudohoria majú už veľký rozsah aj alpínske granitoidné telesá. Najjužnejšia časť vnútorných Karpát v podunajskej, juhoslovenskej a východoslovenskej panve je charakterizovaná prítomnosťou apikálnych častí bázičných telies, vyvolávajúcich tiažové anomálie (kolárovska, fiľakovská, východoslovenská), a ktoré sú asi už súčasťou bazaltovej vrstvy.

Z tektonických elementov sa tu uplatňujú hlbinné zlomy, záhorsko-humenský, veporský, pferovsko-štiavnický ako pokračovanie labského lineamentu a slanský hlbinný zlom. Ďalej sa uplatňujú zlomy zasahujúce do spodnej časti kôry, ako dobrovudský, zvolenský a žiarsky. Predpokladáme, že ostatné vrchnokôrové zlomy v tejto hĺbke vyznievajú (obr. 4).

V reze 15 000 m v Západných Karpatoch predpokladáme zasahovanie prepracovanej platformy ďaleko na juh, takmer až do oblasti Nízkych Tatier, prípadne k severnému okraju Slovenského rudohoria, v ktorom toto rozhranie indikuje aj rozsiahly alpínsky granitoidný masív s plášťom vysokometamorfovaných kryštalicých bridlic. V južnej časti vnútorných Karpát majú už v tejto hĺbke ďaleko väčšie rozšírenie bázičné telesá ako elevácie bazaltovej vrstvy (obr. 5).

Recenzoval F. Čech

LITERATÚRA

- Beřánek, B. — Zátpek, A. 1975: On the Crustal Structure in Czechoslovakia and the East-Alpine Region. XIIIth ESC Gen. Assembly, Brasov 1972, Part III, Inst. Geol.

- and Geoph., Techn. et Econom. Studies, D Ser., Geop. Prosp., No 10, Bucharest, 187.
- Biela, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Regionálna geológia Záp. Karpát*, 10, 11, Bratislava.
- Bližkovský, M. — Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. — Suk, M. 1984: Geophysical Phenomena of the deep Structure in Czechoslovakia. *Referát na 27. IGC; Journal of Geodynamics (v tlači)*.
- Buday, T. — Špička, V. 1964: Geologická stavba a reliéf podloží Podunajské pánve. *Manuskript — Geofond, Praha*.
- Čermák, V. 1968: Terrestrial Heat Flow in Czechoslovakia and Its Relation to Some geological Features. *Proc. 23rd Geological Congress, 5, Praha, p. 75*.
- Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Záp. Karpaty*, 15, Bratislava, 1—173.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. 1979: Neotectonic Block of the West Carpathians. *Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Final Report, Bratislava, p. 187*.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Kvitkovič, J. — Plančár, J. 1981: Block Dynamics of the West Carpathians. *Geophysical syntheses in Czechoslovakia, Bratislava*.
- Kvitkovič, J. — Plančár, J. 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinskej geologickej stavbe Západných Karpát. *Geogr. čas. 27, 4, Bratislava, p. 309*.
- Kvitkovič, J. — Plančár, J. 1977: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. *Geogr. čas. 29, 3, Bratislava, s. 239*.
- Kvitkovič, J. — Plančár, J. 1979: Recent Vertical movement Tendencies of the Earth's Crust in the West Carpathians. *Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Final Report, Bratislava, s. 193*.
- Kvitkovič, J. — Plančár, J. — Vyskočil, V. 1976: The Isostatic Conditions in Relation to the Recent Vertical Movements of the Earth's Crust in the West Carpathians. *Geogr. čas. 28, 2, Bratislava, s. 122*.
- Marušiak, I. — Lizoň, I. — Plančár, J. 1979: The Geothermal Field of the West Carpathians. *Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Final Report, Bratislava, pp. 215*.
- Péčová, J. — Petr, V. — Praus, O. 1980: Results of Deep geoelectrical Research at the Boundary of the Carpathians. Investigations on the Deep Geological Structure of Czechoslovakia. *Proc. Sc. Seminar, Liblice, Feb. 1979, p. 75, Geoph. Inst. Ac. Sci Geophysics N. O. Brno*.
- Plančár, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Záp. Karpaty, Geol. 2, Bratislava, s. 7—144*.
- Plančár, J. 1978: Hustotná charakteristika hornín vnútorných Západných Karpát. In: A. Biela 1978: *Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Regionálna geológia Záp. Karpát, 11, Bratislava, s. 207—217*.

Outline of the West Carpathians deep structure

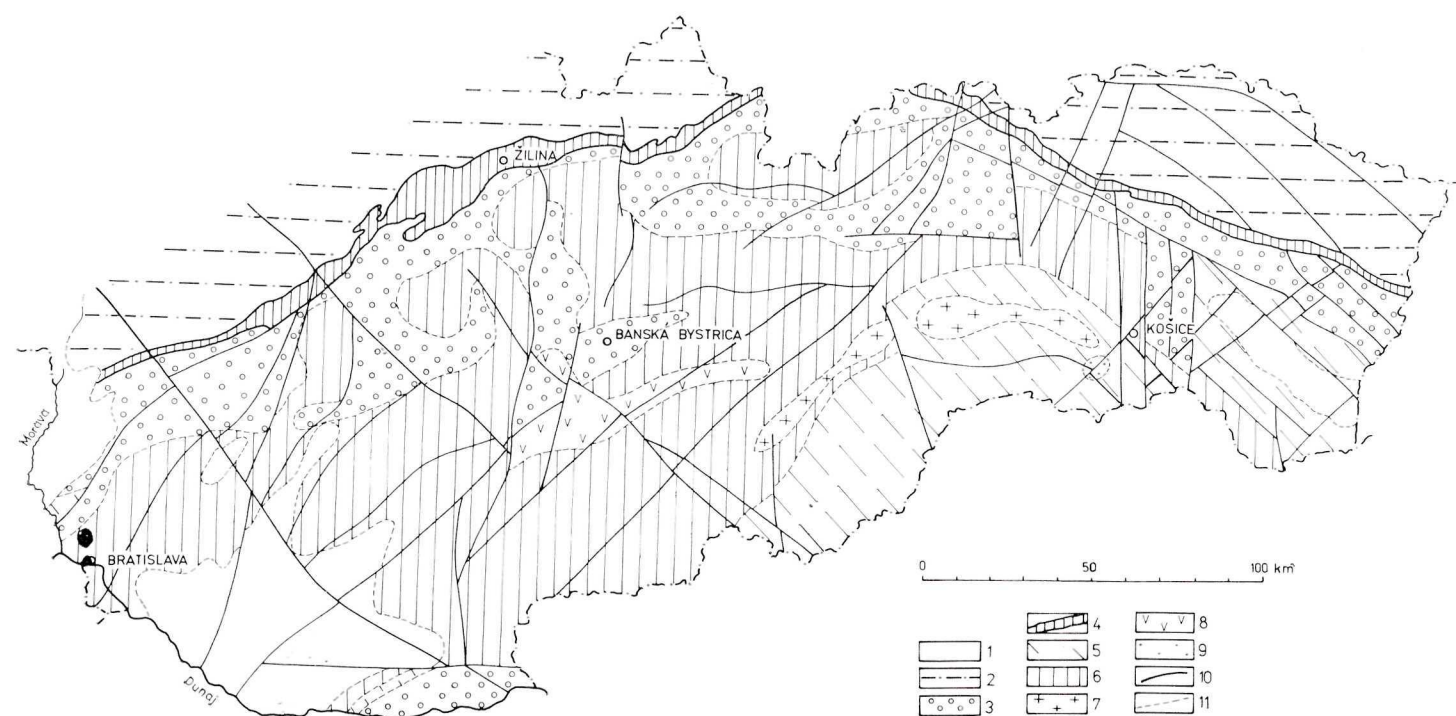
OTO FUSÁN

Relief of the Moho-discontinuity in the West Carpathians sinks from the south to the north, from a depth of 25 km to a depth of 65 km. The Conrad discontinuity is unexpressive in the West Carpathians area. Only the top boundary of basic bodies in the southern part of the West Carpathians probably corresponds to this discontinuity. These basic bodies are wider spread in a depth of 18 km and their apical parts are in a depth of 8—10 km.

Geothermal field has a close relation to depths of the Moho-discontinuity and to the miocene volcanism. Geothermally active areas often coincide with the extension of positive

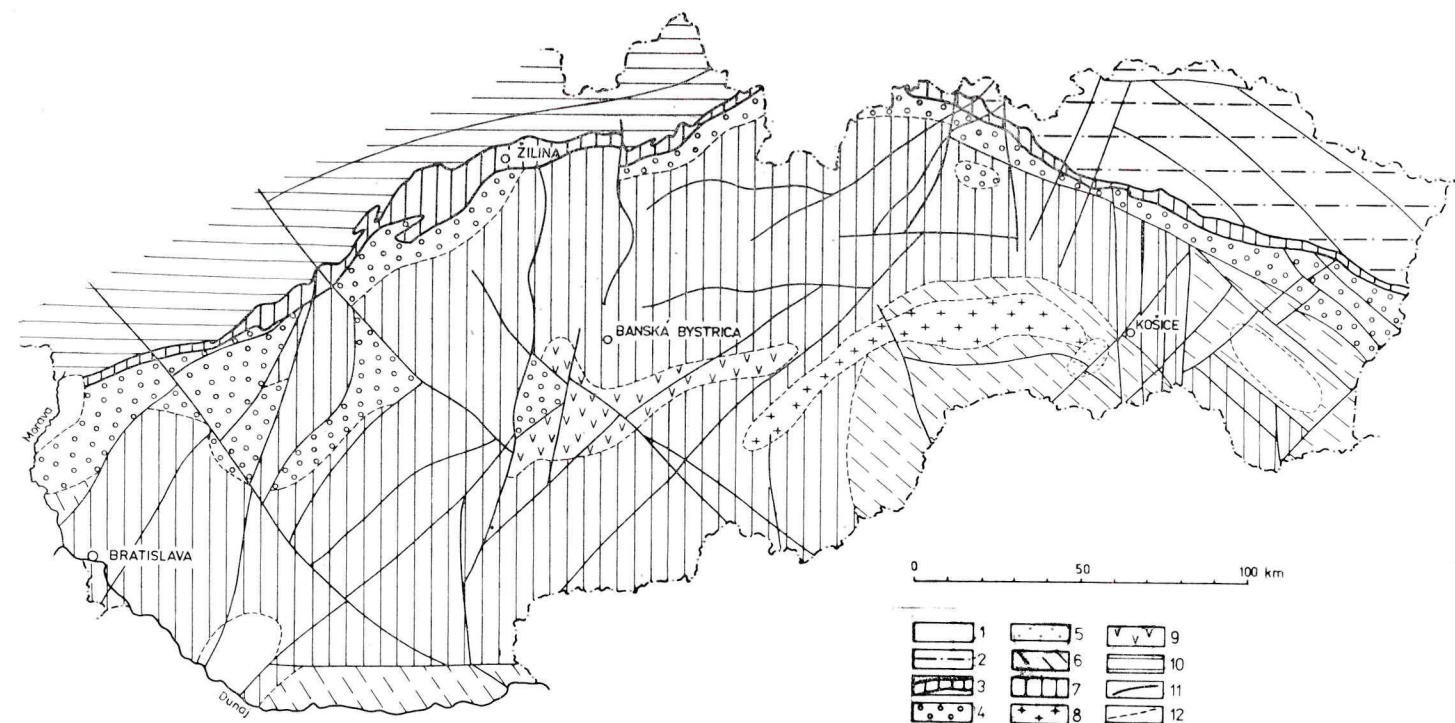
gravity anomalies. These areas have character of depressions. Basic neotectonic blocks have been defined on the basis of vertical density discontinuities and on the DSS results. Basic neotectonic blocks had different development during the Miocene, but they probably started to form during the Paleocene. These blocks have different vertical trends. Rising trends prevail in mountain areas, those of sinking in lowland areas. General tendency to the simplification of structure and its geological homogenisation in deeper parts of the crust are reflected in horizontal sections.

Preložil L. Divinec



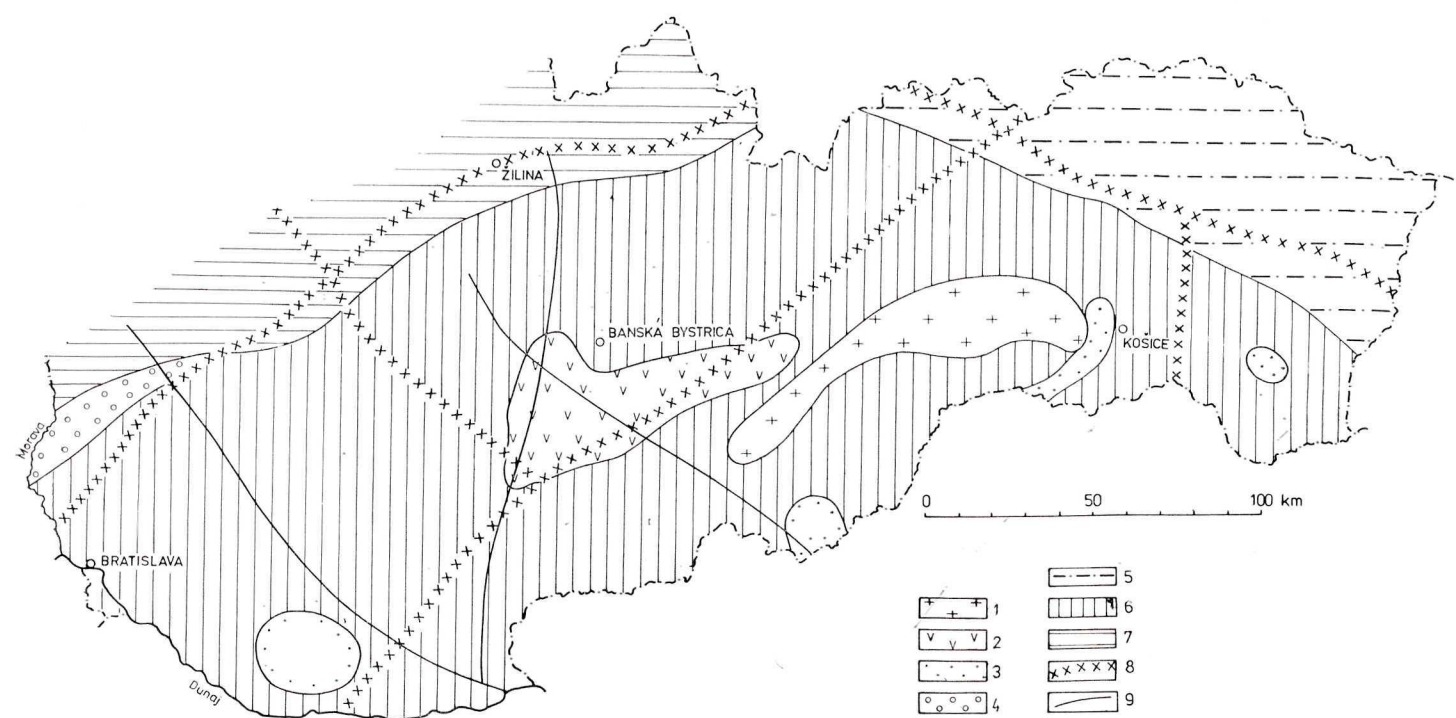
Obr. 2. Horizontálny rez Západnými Karpátmi v úrovni —3000m (Fusán, 1984). 1 — sedimenty neogénu, 2 — paleogénny flyš vonkajších Karpát, 3 — vnútrokarpatské mezozoikum, 4 — bradlové pásmo, 5 — sedimenty a vulkanity paleozoika, 6 — kryštalicke bridlice a granitoidy, 7 — alpinske granitoidy, 8 — alpinske diority, gabrodiority, 9 — bazické telesá, 10 — zlomy, 11 — predpokladané hranice

Fig. 2. Horizontal geological section through the West Carpathians on a level of 3000 m (Fusán, 1984). 1 — Neogene sediments, 2 — the Outer Carpathians Paleogene flysch, 3 — the Inner Carpathians Mesozoic, 4 — the Klippen Belt, 5 — Paleozoic sediments and volcanites, 6 — crystalline schists and granitoids, 7 — Alpine granitoids, 8 — Alpine diorites and gabbrodiorites, 9 — basic bodies, 10 — faults, 11 — assumed boundaries



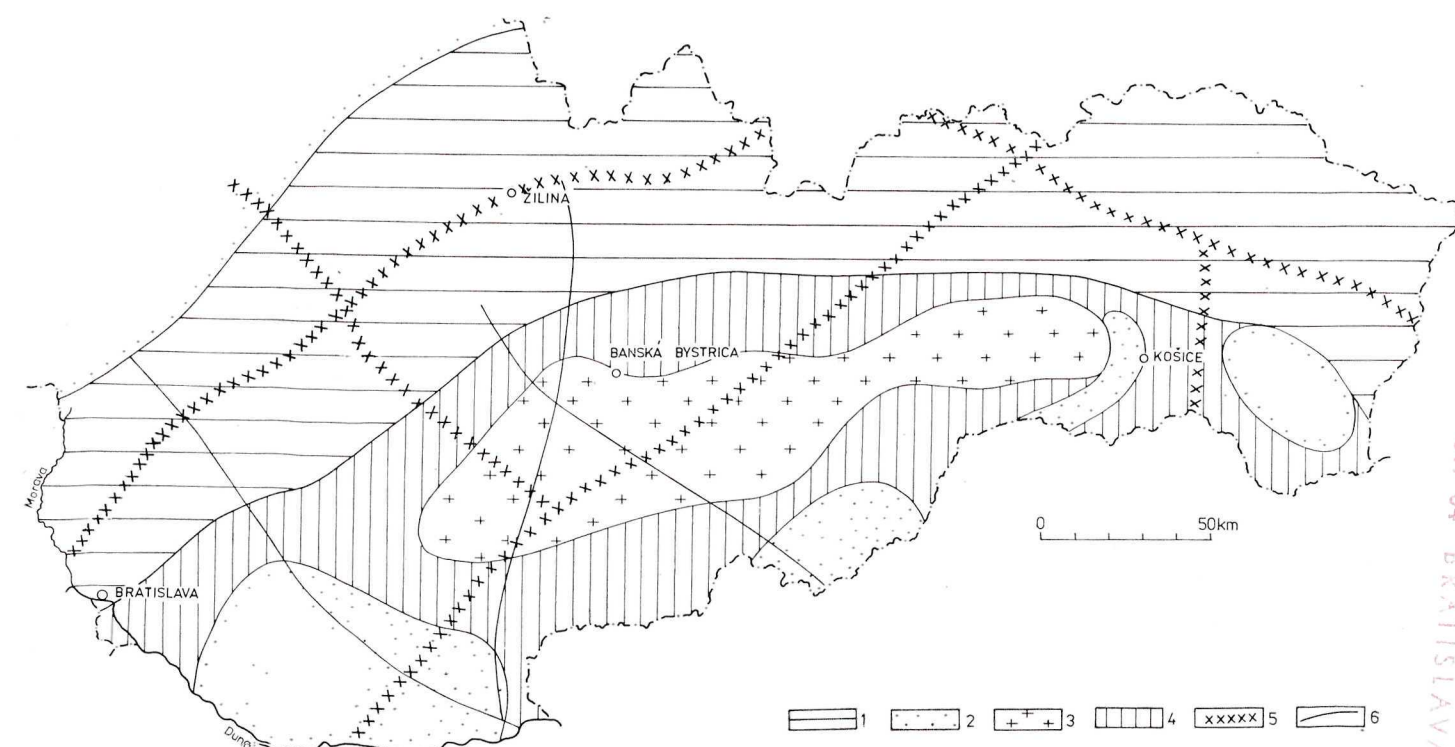
Obr. 3. Horizontálny geologický rez Západnými Karpátmi v úrovni —5000 m (Fusán, 1984). 1 — neogénne sedimenty, 2 — paleogénny flyš, 3 — bradlové pásmo, 4 — vnútrokarpatské mezozoikum, 5 — bazické telesá, 6 — sedimenty a vulkanity paleozoika, 7 — kryštalicke bridlice a granitoidy, 8 — alpinske granity, 9 — alpinske diority až gabrodiority, 10 — útvary platformy, 11 — zlomy, 12 — predpokladané hranice

Fig. 3. Horizontal geological section through the West Carpathians on a level of 5000 m (Fusán, 1984). 1 — Neogene sediments, 2 — Paleogene flysch, 3 — the Klippen Belt, 4 — the Inner Carpathians Mesozoic, 5 — basic bodies, 6 — Paleozoic sediments and volcanites, 7 — crystalline schists and granitoids, 8 — Alpine granitoids, 9 — Alpine diorites and gabbrodiorites, 10 — platform units, 11 — faults, 12 — assumed boundaries



Obr. 4. Horizontálny geologický rez Západnými Karpátmi v úrovni —10 000 m (Fusán, 1984). 1 — alpinske diority a gabrodiority, 2 — bazické telesá, 3 — vnútrokarpatské mezozoikum, 4 — paleogénny flyš vonkajších Karpát, 5 — kryštalicke bridlice a granitoidy, 6 — útvary platformy, 7 — hlbinné zlomy, 8 — zlomy

Fig. 4. Horizontal geological section through the West Carpathians on a level of 10 000 m (Fusán, 1984). 1 — Alpine diorites and gabbrodiorites, 2 — basic bodies, 3 — the Inner Carpathians Mesozoic, 4 — the Outer Carpathians Paleogene flysch, 5 — crystalline schists and granitoids, 6 — platform units, 7 — deep-seated faults, 8 — faults



Obr. 5. Horizontálny geologický rez Západnými Karpátmi v úrovni —15 000 m (Fusán, 1984). 1 — útvary platformy, 2 — bazické telesá, 3 — alpinske granitoidy, 4 — kryštalinikum, 5 — hlbinné zlomy, 6 — zlomy

Fig. 5. Horizontal geological section through the West Carpathians on a level of 15 000 m (Fusán, 1984). 1 — platform units, 2 — basic bodies, 3 — Alpine granitoids, 4 — Crystalline, 5 — deep-seated faults, 6 — faults