2/26/1994
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca

International conference

Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt

September 25 - October 2,1994, High Tatra Mts. (Stará Lesná village). Slovakia

Under the patronage of Ministry of Environment of the Slovak Republic.
The conference organizer:
Geocomplex, a.s., Geologická ul. 21
822 07 Bratislava, Slovakia
and
Slovak Working Group of the Project IGCP 276

in cooperation with further Slovak geological institutions.

Conference will consist from two parts - two days of oral and poster presentation will be followed by field excursion lasting 5 days.

Purpose

The aim of conference is the presentation of the results of study of Variscan metallogeny in the frame of Alpine belt as well as the Alpine metallogenic over-prints on Variscan deposits. Supposed is also the confrontation of Variscan metallogenetic events in the Alpine orogenic belt compared with metallogenetic events in further Variscan segments. Conference would be utilized as starting point for larger international contacts and cooperation as well as for initiation of new IGCP Project.

Topics

1. Geological (structural, lithological, magmatic and metamorphic) evidence for Variscan metallogeny
2. Isotopic evidence for Variscan metallogeny
3. Geotectonic environment of proposed Variscan metallogeny
4. Genetic models of the main types of the Variscan mineralizations
5. Effects of Alpine orogeny on Variscan ore deposits (metamorphism of ore deposits, re-setting of isotope systems...)
6. Evidence for Alpine metallogenic over-prints on Variscan deposits
7. Regional distribution of Variscan ore deposits and metallogenetic zoning with respect to the replacement of Variscan elements by the Alpine processes

Excursion

During excursion there will be visited following localities in Slovakia: Rudňany, Poráč - *siderite-baryte veins,* Novoveská Huta - *U mineralization,* Smolník - *dumps of stratabound sulphidic mineralization,* Košice - *magnesite open-cut mine,* Nižná Slaná - *siderite (metasomatic type?),* Dobšiná - *historical town,* Jasenie - *scheelite,* Au mineralization of Veporicum, Kremnica - *Au mineralization,* Banská Štiavnica - *historical mining town,* Pezinok (Malé Karpaty Mts.) - *Sb-Au-stockwork-disseminated ore*
Excursion programme will be adjusted according to the actual situation.

Information

Language - working language of the Conference and Excursion will be English.

Fees - participation fee for two days of conference - 80 USD, including accommodation and meal
- field trip - 200 USD - this fee includes the expences of participants during the field trip - transport, meal, accommodation

Publications - official publication will be Abstracts. Presentations will be published after Conference in the special issue.

Information - Dr. Pavol Grecula or Zoltán Németh
Geocomplex, Geological division, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia
tel. - fax. +42 95 437 846

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Spoluvydavateľ: Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Polygraph service Bratislava.
Predplatné v roku 1994: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 40,- Sk, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228,- Sk (+DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón/fax: 095/437 846.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a.s.,Bratislava and Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1994 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia slovaca,Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone/fax: 42 95 437 846.
© Geocomplex, a.s., Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 26 (1994) ■ 2

J. Štohl, J. Lexa, M. Kaličiak & Z. Bacsó
Metalogenéza žilníkových polymetalických mineralizácií v neovulkanitoch Západných Karpát
Genesis of stockwork base metal mineralizations in the Neogene volcanics of West Carpathians 75

M. Rakús
Revision of ammonites from Marianka shales (Little Carpathians)
Revízia amonitov z mariánskych bridlíc (Malé Karpaty) 118

L. Dzurovčin
Príspevok k poznaniu procesov a časového priebehu zarovnávania v slovenských Karpatoch - ich vzťah k neotektonickým fázam a paleogeografickému vývoju v Paratethýde
Contribution to the identification of the processes and progress of the planation in the Slovak Carpathians: their relation to the neotectonic phases and paleogeographical evolution in the Paratethys 126

Ľ. Petro
Svahové deformácie Abovskej pahorkatiny (východné Slovensko)
Slope deformations in the Abovská pahorkatina upland (Eastern Slovakia) 144

Geovestník

OBÁLKA: Co pickeringit - (Co, Mg) $Al_2[SO_4]_4.22H_2O$ - ihličkovité svetlofialové kryštály z lokality drahých opálov Dubník-Libanka v neogénnom vulkanickom pohorí Slanské vrchy, východné Slovensko. Veľkosť vzorky 7 cm, zbierka Z. Mrázek, foto D. Slivka.

COVER: Co pickeringite - (Co, Mg) $Al_2[SO_4]_4.22H_2O$ - needlelike light-violet crystals from the locality of precious opal Dubník-Libanka in the Neogene volcanic mountain range of Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia. Sample size is 7 cm. Collection: Z. Mrázek. Photograph by D. Slivka.

Mineralia slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak geological society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published by Mineralia slovaca corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geocomplex, a. s.
Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

Vladimír Bezák, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Peter Džuppa, Geocomplex, Bratislava
Miroslav Filo, Geocomplex, Bratislava
Dušan Grman, Geoconzult, Košice
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Vlastimil Konečný, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ján Kozáč, Geologický prieskum, ATNS, Košice
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Milan Mořkovský, Geofyzika, Brno
Ladislav Novotný, Uránpres, Spišská Nová Ves
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Juraj Tözsér, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eva Zacharová, Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Sadzba a techn. spracovanie - Production editor
Miloslav Antal

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Július Maljkovič
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

Geocomplex, a.s., Bratislava
Geofond, Bratislava
Geofyzika, Brno
Geoconzult, a. s., Košice
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a.s., Žilina
Ingeo, a.s., Žilina
Nafta, a.s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, Lovinobaňa
Uránpres, š. p., Spišská Nová Ves
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava

Mineralia slovaca, 26 (1994), 75 - 117

Metalogenéza žilníkových polymetalických mineralizácií v neovulkanitoch Západných Karpát

JAROSLAV ŠTOHL[1], JAROSLAV LEXA[1], MICHAL KALIČIAK[2] a ZOLTÁN BACSÓ[3]

[1]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Geologický ústav D. Štúra, pracovisko Košice, Werferova 1, 040 11 Košice
[3]Geologický prieskum, š. p., pracovisko Košice, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 21.12.1993)

Genesis of stockwork base metal mineralizations in the Neogene volcanics of West Carpathians

Carpathians represented during the Neogene time a continental margin to real island arc. The Central Slovakia Neogene volcanic field and related metallogenetic processes have evolved in geotectonic environment similar to active continental margins with pronounced back-arc extension during and after volcanic activity. Volcanic and intrusive rocks are calc-alkaline, High-K type. Comagmatic intrusions follow roughly the granodiorite trend. The Eastern Slovakia Neogene volcanic ranges and related metallogenetic processes have evolved in geotectonic environment similar to evolved island arcs incorporating fragments of continental crust, with pronounced inter-arc/back-arc extension before and during volcanic activity. Volcanic and intrusive rocks are calk-alkaline, Medium-K type. Comagmatic intrusions follow the quartz-diorite trend. In the Tokay - Zemplín region volcanic activity was dominated by areal type siliceous volcanics including dome-flow complexes, affected by postvolcanic extension tectonics.

Volcanic hosted stockwork/disseminated base metal ore deposits and occurrences are related to subvolcanic stocks and intrusive complexes and their hydrothermal systems. Emplacement of mineralization was controlled by hydraulic fracturing and breccia pipes. Alteration zoning indicates a high-sulfidation stage - an outflow of SO_2-rich magmatic fluids at lithostatic pressure, followed by more neutral fluids with significant meteoric component. Low sulfidation epithermal systems have been observed in those cases only, when subsequent extension tectonics has created conditions for meteoric water circulation, with cooling intrusion serving as the heat source.

Key words: ore deposits, base metal, stockwork, disseminated, volcanic hosted, high-sulfidation, low-sulfidation

Úvod

Rozsiahle prieskumné a výskumné práce v osemdesiatych rokoch priniesli veľa nových poznatkov, ktorých analýza, syntéza a porovnávanie s poznaním takýchto ložísk vo svete pomohli vypracovať geneticko-štruktúrny model metalogenézy. Ide výlučne o žilno-žilníkové až vtrúsené mineralizácie, ktoré zvyčajne majú nepravidelnú morfológiu a priestorovo sa viažu hlavne na intermediárne intruzívne komplexy a ich tesné okolie. Sú pochované v hĺbke od niekoľko sto metrov až do väčšej hĺbky ako 1 km, prevažne už v podloží vulkanitov a v ich fundamente, ktorým môžu byť horniny paleozoika až neogénu. V ďalšom texte ich označujeme PIŽ mineralizácia. Táto skratka sa prvýkrát použila pri ložisku tohto typu bane Rozália v Banskej Hodruši (PIŽ - polymetalická impregnačno žilno-žilníková). V podstate ide o chudobné ložiská. Okrem týchto ložiskových typov sú v neovulkanitoch Slovenska historicky známe a ťažené epitermálne žilné typy drahokovových a polymetalických ložísk, ktoré v niektorých prípadoch majú identické priestorové uloženie so žilno-žilníkovým typom. Do kategórie novoobjavených ložiskových typov patria aj medenoporfýrové skarnové typy, ktoré majú špecifické geologickoštruktúrne postavenie a v tomto príspevku sa bližšie nekomentujú. Zmienka o nich bude len v prípade, ak vo všeobecnej klasifikácii genetických typov PIŽ ložiskové objekty, ktoré hodnotíme, v priestore a čase nadväzujú na evolučný trend alebo k medeno-porfýrovým systémom, alebo k epitermálnym žilným systémom. Ukazuje sa, že PIŽ typy majú charakteristické postavenie, ktoré definujeme neskôr. PIŽ mineralizácia v Západných Karpatoch nepredstavuje ani typické epitermálne ložisko, ani medeno-porfýrový typ. V škále vývojových genetických modelov zaujíma priestor medzi nimi. Ideálnym ložiskotvorným priestorom celého vývojového radu vulkanogénnych ložísk je centrálna zóna štiavnického stratovulkánu, kde sa vyskytujú medenoporfýrové typy, PIŽ mineralizácia až klasické epitermálne Au, Ag, Pb, Zn a Cu žilné typy.

Cieľom príspevku je zaradiť jestvujúce rudné objekty do mozaiky poznatkov a vytvoriť idealizovaný syntetizujúci genetický model s prihliadnutím na ich časové, priestorové, magmatické, tektonické, štruktúrne a alteračné špecifiká.

Už zo zbežného porovnania je zrejmé, že PIŽ mineralizácie majú spoločné znaky a kritériá úložných pomerov, mineralógie, premien, geochémie, izotopového zloženia atď.

Stupeň poznania jednotlivých rudných objektov nie je rovnaký a dospeli k nemu rozličné prieskumné aj výskumné riešiteľské kolektívy. Genetické a iné geologické interpretácie sú rôzne. Naším cieľom je nájsť spoločné črty, resp. uviesť na správnu mieru niektoré individuálne, od objektívneho hodnotenia možno odlišujúce sa geologickoložiskové závery. Porovnanie výsledkov, hľadanie analógie, aplikácia najnovších vedeckých poznatkov známych z oblastí mimo Západných Karpát budú tvoriť akúsi nadstavbu nad existujúcimi poznatkami a hlavný zdroj nových informácií a záverov.

Geotektonická pozícia, magmatizmus a metalogenéza Karpát v terciéri

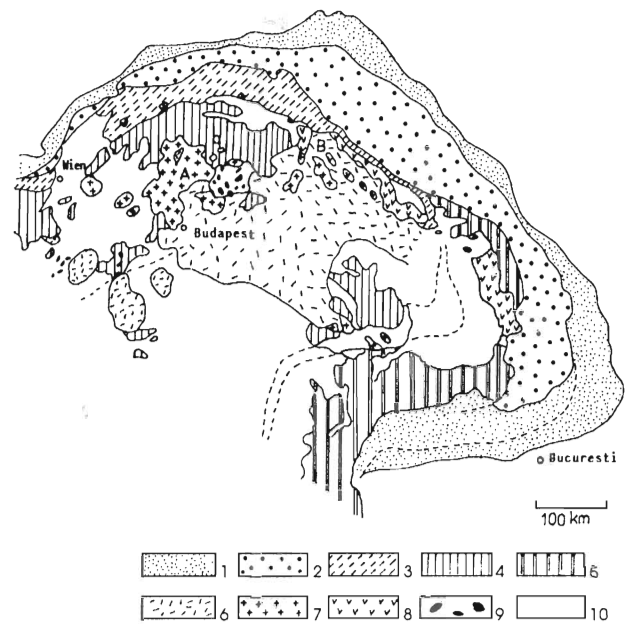
Hlavný zdroj metalogenézy Karpát sa viaže na subaerický vulkanizmus, ktorý sa formoval vo vulkanických oblúkoch hlavne v konvergentných oceánovo-kontinentálnych subdukčných zónach s vývojom až zaoblúkových extenzných bazénov. Súčasťou oblúkov subaerického vulkanizmu sú intruzívne komplexy v rozličných tektonických pozíciách. Jedným z výrazných priestorov intruzívnej aktivity sú centrálne zóny andezitových stratovulkánov a extruzívne formácie, ktoré často kontroluje hrastovo-prepadlinová stavba. Na pochopenie metalogenézy v kontexte geotektoniky a magmatizmu treba priblížiť celkový geotektonický vývoj Karpát.

Pri hodnotení uvedených aspektov metalogenetických procesov vychádzame z práce Lexu et al. (1993).

Základnú predstavu o geotektonickom rámci neogénneho až kvartérneho vulkanizmu karpatsko-panónskej oblasti predstavuje štruktúrna schéma na obr. 1 a vývojové schémy na obr. 2. Vychádzame pritom zo syntézy nasledujúcich autorov: Sandulescu (1988), Balla (1984), Horváth et al. (1987), Royden (1988), Royden et al. (1983a, b), Royden a Dövényi (1988), Bergerat (1989), Hamilton (1991), Csontos et al. (1992). Karpaty boli v neogéne kontinentálnym okrajom až pravým ostrovným oblúkom s variabilnou účasťou staršej kontinentálnej kôry popri akrečnej prizme sedimentov flyšových panví. Obdobou je súčasný egejský ostrovný oblúk. Oblúk migroval na S, SV až V (Východné Karpaty) v dôsledku subdukcie oceanickej až suboceanickej kôry flyšových bazénov, až kým postupne od Z na V nekolidoval s okrajom európskej platformy. Subdukcia najprv v oligocéne a skorom miocéne postihla oceanickú (?) kôru pieninsko-magurského a transylvánskeho flyšového bazénu, neskôr v spodnom miocéne až pliocéne suboceanickú (?) kôru sliezsko-moldavského flyšového bazéna, oddeleného od predchádzajúceho sliezskou kordilérou a pásmom stredných dacíd (Sandulescu, 1988). Keďže uvedenú migráciu subdukčnej zóny a ostrovného oblúka Karpát v dôsledku kolízie typu kontinent/kontinent v Alpách (a na Balkáne ?) už nekompenzoval relatívny pohyb africkej platne, ústup oblúka do priestoru flyšových bazénov bol kompenzovaný vznikom vnútrooblúkových a zaoblúkových extenzných bazénov a únikom litosféry z kolíznej zóny Álp do priestoru zaoblúkovej extenzie (Csontos et al., 1992). Extenziu kôry a litosféry sprevádzal diapirický výstup astenosféry do relatívne plytkej úrovne.

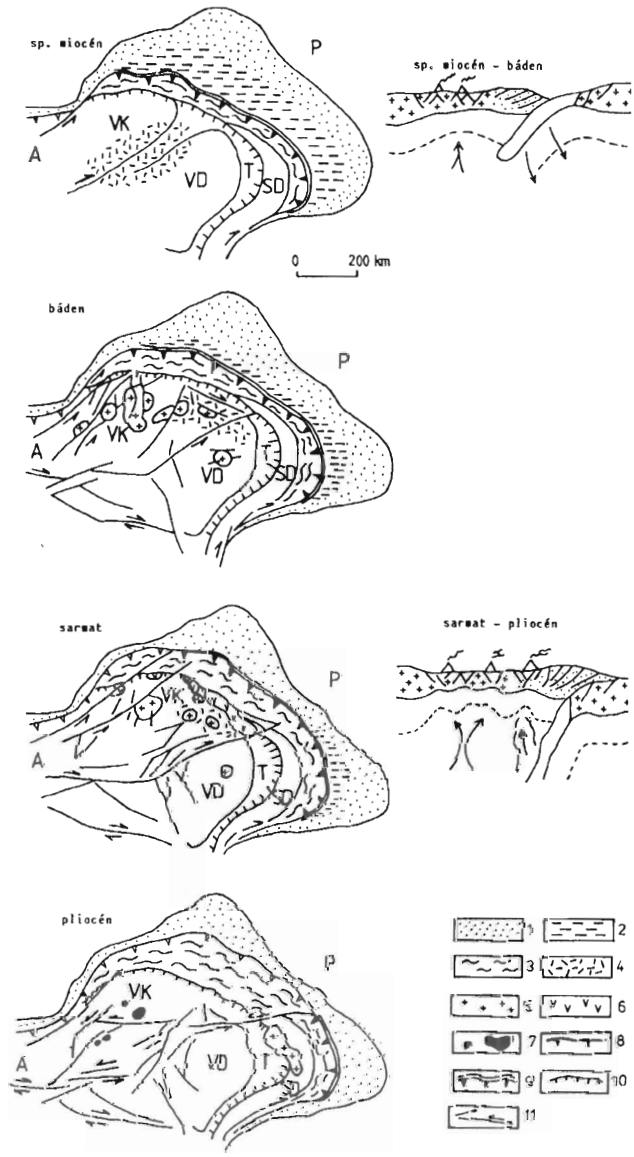
Opísaný geotektonický rámec a rozloženie blokov a fragmentov staršej kontinentálnej kôry v karpatskom oblúku sú základnými fenoménmi, ktoré ovplyvnili distribúciu vulkanitov v priestore a čase a ich geochemický typ.

Ak sa neovulkanity Slovenska hodnotia podľa uvedených hľadísk, potom stredoslovenské neovulkanity vystupujú v západnej časti oblúka, ktorý vďaka konsolidovanej kôre bloku Centrálnych Západných Karpát mal až charakter kontinentálneho okraja s výraznými procesmi zaoblúkovej extenzie, vedúcimi až k vzniku hrastovo-prepadlinovej stavby (Nemčok a Lexa, 1990). Východoslovenské neovulkanity v strednej časti karpatského oblúka majú



Obr. 1. Schéma neogénnych vulkanitov v karpatsko-panónskej oblasti. Štruktúrna schéma podľa Sandulescu (1988). 1 - molasa čelnej predhlbne Karpát, 2 - flyšové príkrovy zo suboceanického bazéna externe od sliezskej kordiléry a stredných dacíd, 3 - príkrovy z pieninsko-magursko-transylvánskeho oceanického bazéna, 4 - Ostalpin, Vnútorné Karpaty a vnútorné dacidy, 5 - stredné dacidy, neogénne vulkanity, 6 - produkty dacitového až ryolitového vulkanizmu areálového typu, 7 - produkty andezitového vulkanizmu areálového typu, 8 - produkty andezitového vulkanizmu typu vyvinutého oblúka, 9 - produkty vulkanickej aktivity alkalických bazaltov a bazanitov, 10 - terciérne bazény. A - stredoslovenské vulkanity, B - východoslovenské vulkanity.

Fig. 1. Scheme of Neogene volcanic in the Carpatho-Pannonian area. Structural scheme according to Sandulescu (1988). 1 - molasse deposits of the Carpathian foredeep, 2 - flysch nappes from the suboceanic basin externally of the Silezian cordillera and Middle Dacides, 3 - nappes from the Pieniny-Magura-Transylvanides oceanic basin, 4 - Ostalpine, internal Carpathians and internal Dacides, 5 - Middle Dacides, Neogene volcanic rocks: 6 - products of dacite to rhyolite areal volcanic activity, 7 - products of the areal type andesite volcanic activity, 8 - products of evolved island arc type andesite volcanic activity, 9 - products of alkali olivine basalt to nepheline basanite volcanic activity, 10 - Tertiary sedimentary basins.A - Central Slovakia Neogene volcanic field, B - East Slovakia Neogene volcanic ranges.



Obr. 2. Palinspastické schémy vývoja karpatsko-panónskej oblasti. 1 - sedimenty kontinentálneho okraja a molasy, 2 - flyšový bazén so suboceanickou (?) kôrou, 3 - akrečná prizma sedimentov flyšového bazéna, 4 - produkty dacitového až ryolitového vulkanizmu areálového typu, 5 - produkty andezitového vulkanizmu areálového typu, 6 - produkty andezitového vulkanizmu typu vyvinutého oblúka, 7 - produkty vulkanizmu alkalických bazaltov a bazanitov, 8 - neaktívne čelo karpatských príkrovov, 9 - aktívne čelo karpatských príkrovov (pokračujúca subdukcia), 10 - sutúra pieninsko-magursko-transylvánskeho oceanického bazéna, 11 - významné zlomy s indikáciou horizontálneho pohybu. A - Ostalpin, P - platforma, SD - stredné dacidy, T - transylvanidy, VD - vnútorné dacidy, VK - Vnútorné Karpaty.

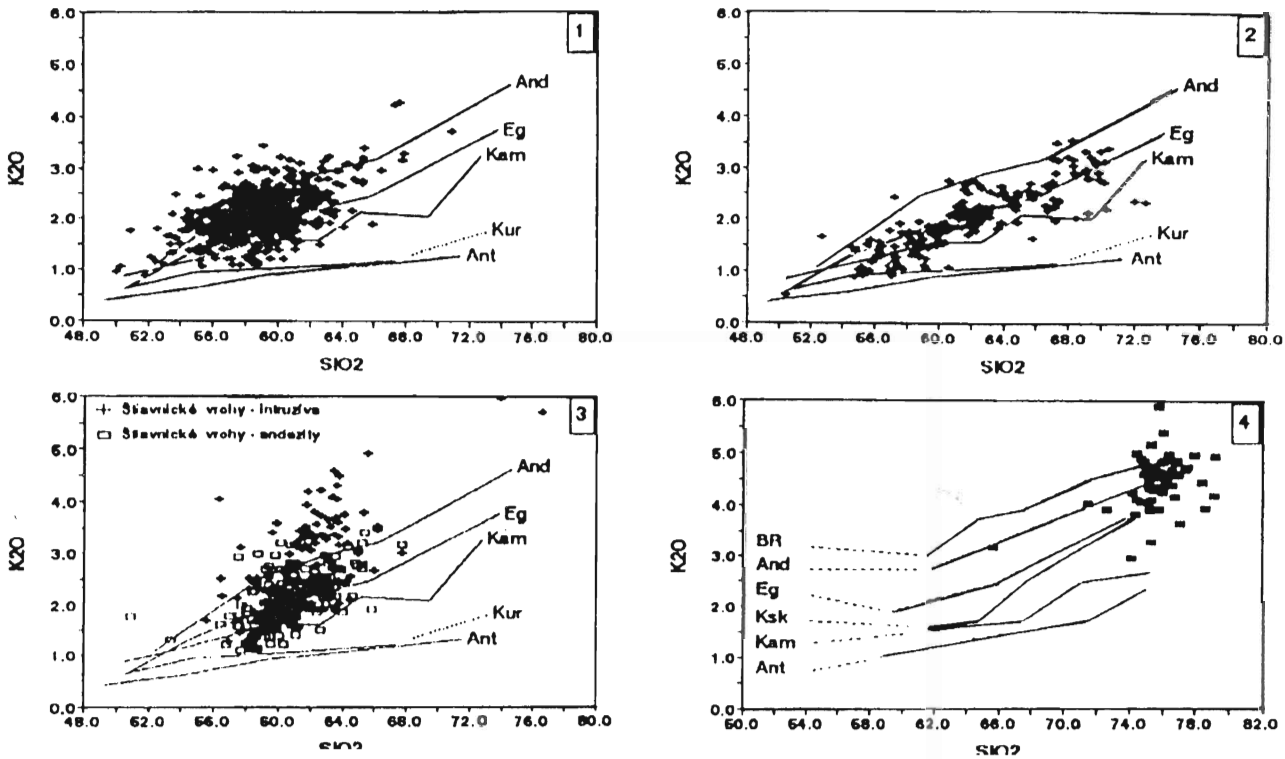
Fig. 2. Palinspastic schemes showing evolution of the Carpatho-Pannonian region during the Neogene (according to Lexa et al., 1993). 1 - sediments of continental margin and molasse basin, 2 - flysch basin with suboceanic (?) crust, 3 - accretionary prism of flysch basin sediments, 4 - products of siliceous areal volcanism, 5 - products of areal type andesite volcanism, 6 - products of arc type andesite volcanism, 7 - alkali basalts, 8 - inactive Carpathian thrust front, 9 - active Carpathian thrust front, 10 - suture of the Pieniny-Transylvanian ocean basin, 11 - major faults with indication of horizontal displacement. A - Ostalpin, VK - Inner West Carpathians, T - Transylvanides, VD - Inner Dacides, SD - Middle Dacides, P - platform.

rozdielnu geotektonickú pozíciu, keď sú v segmente, v ktorom staršia, konsolidovaná kôra vystupuje pravdepodobne len v útržkoch a úzkych zónach a extenzná tektonika zaoblúkového typu je vyvinutá len v južnej zóne Tokaj - Zemplín - Beregovo.

Z hľadiska veku, priestorového rozšírenia a geochemickej charakteristiky a aplikácii podobných princípov, aké použil Balla (1981) a Póka (1988), možno neogénne až kvartérne vulkanity karpatsko-panónskeho regiónu rozdeliť do štyroch skupín:

1. Areálový typ dacitového až ryolitového vulkanizmu, ktorý reprezentujú plošne rozsiahle pokrovy tufu a ignimbritu v strednej a severovýchodnej časti panónskeho bazéna so skupinami extruzívnych dómov v zdrojových oblastiach. Z petrologického hľadiska ide o horniny dominantne krustálneho pôvodu (Salters et al., 1988) vznikajúce anatexiou ako výsledok prehriatia kôry v extenznom režime diapirizmom plášťa a prenikajúcou plášťovou magmou (Póka, 1988). Vysoká variabilita obsahu K_2O a pomeru K_2O/SiO_2 je sčasti vysvetliteľná nerovnakým zastúpením frakcionácie a parciálneho tavenia, ale v značnej miere ju pravdepodobne ovplyvnil aj charakter krustálneho materiálu podliehajúceho anatexii - stupňu jeho konsolidácie či granitizácie.

2. Andezitový vulkanizmus areálového typu, ktorý reprezentuje plošne rozšírená asociácia intermediárneho až bázického andezitu, prevažne vo forme stratovulkánov s podstatným zastúpením diferencovaných hornín a subvulkanických intrúzív. Charakteristická je úzka priestorová a časová spätosť s extenznou tektonikou zaoblúkového priestoru, ktorú spájame s diapirickým výstupom plášťových hmôt. Vulkanizmus tohto typu sa prvýkrát objavil v spodnom bádene v západnej a severozápadnej časti panónskeho bazéna (Burgenland, Podunajská panva, stredné Slovensko a severné Maďarsko) a v oblasti stredného Slovenska pokračoval až do spodného panónu. V severovýchodnej časti panónskeho bazéna (Tokaj - Zemplín - Beregovo - Baia Mare) a v oblasti Apusenských vrchov sa vulkanizmus tohto typu začal vo vrchnom bádene a s prestávkami pokračoval do spodného panónu. Geochemická charakteristika hornín indikuje plášťové magmy ovplyvnené predchádzajúcou subdukciou a variabilne ovplyvnené kontamináciou kôrovým materiálom (Salters et al., 1988). V západnej a severozápadnej časti panónskeho bazéna sa vulkanity vyvíjali v prostredí alpínsky postihnutej hercýnskej kôry a zodpovedajú andskému typu vulkanizmu kontinentálneho okraja. V severovýchodnej časti bazéna a v oblasti Apusenských vrchov relatívne nižší obsah K_2O indikuje čiastočnú až úplnú absenciu konsolidovanej kôry a vulkanity prechádzajú do typu vyvinutého ostrovného oblúka až egejského typu oblúka. Z geotektonického hľadiska areálový typ andezitového vulkanizmu nepriamo spájame so subdukciou oceanického podložia pieninsko-magurskej a transylvánskej zóny (Sandulescu, 1988) s tým, že vulkanizmus bol aktivizovaný a kontrolu nad jeho priestorovou a časovou distribúciou prevzali až procesy diapirického výstupu plášťových hmôt v extenznom režime zaoblúkového priestoru (Lexa a Konečný, 1974, 1979; Póka, 1988).



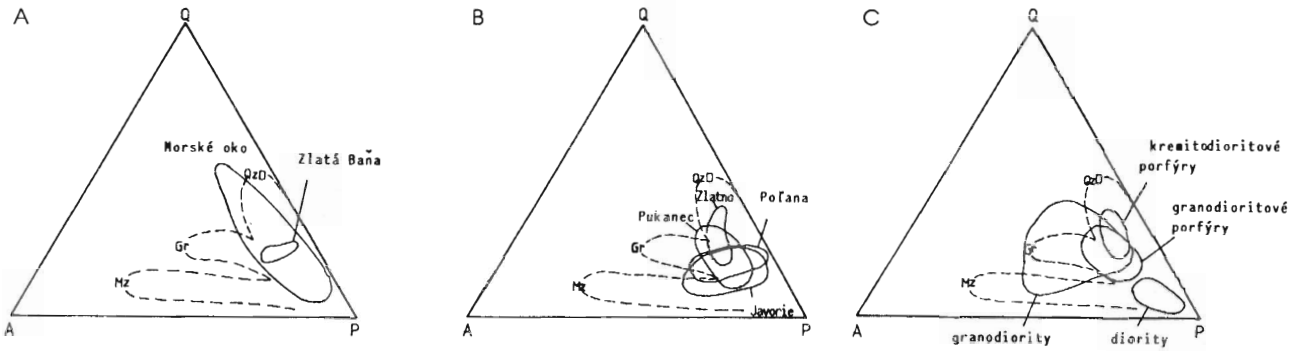
Obr. 3. Charakteristické K_2O/SiO_2 diagramy vulkanitov a intruzív neovulkanitov Slovenska. Trendy štandardných asociácií: BR - provincia Basin and Range (Severná Amerika), extenzný bazén v prostredí kontinentálnej kôry, And - centrálne Andy, kontinentálny okraj s konsolidovanou kôrou veľkej mocnosti, Eg - egejský ostrovný oblúk, vyvinutý ostrovný oblúk s účasťou staršej konsolidovanej kôry, Ksk - Kaskádové vrchy (Severná Amerika), kontinentálny okraj s nekonsolidovanou kôrou, Kam - Kamčatka, vyvinutý ostrovný oblúk s nekonsolidovanou kôrou strednej mocnosti, Kur - Kurilské ostrovy, nevyvinutý ostrovný oblúk s kôrou malej mocnosti, Ant - Malé Antily, nevyvinutý ostrovný oblúk s kôrou malej mocnosti. 1 - bádenské andezity stredného Slovenska a severného Maďarska, 2 - sarmatské andezity pásma Zlatá Baňa - Malčice - Čop, 3 - bádenské andezity a hrubozrnné intruzíva štiavnického stratovulkánu, 4 - ryolity stredoslovenských neovulkanitov.

Fig. 3. Characteristic K_2O/SiO_2 plots for Neogene volcanic and intrusive rocks in Slovakia (according to Lexa et al., 1993). Trends of typical associations: BR - Basin & Range province, U.S.A., back-arc extension in continental crust environment, And - central Andes, continental margin with thick consolidated crust, Eg - Aegean arc, evolved island arc involving older consolidated crust, Ksk - Cascade Range, continental margin with medium thickness unconsolidated crust, Kam - Kamchatka, evolved island arc with medium thickness unconsolidated crust, Kur - Kurile islands, island arc with thin unconsolidated crust, Ant - Lesser Antilles, island arc with thin unconsolidated crust. 1 - Badenian andesites of Central Slovakia and Northern Hungary, 2 - Sarmatian andesites in the zone Zlatá Baňa - Malčice - Čop, Eastern Slovakia, 3 - Badenian andesites and subvolcanic intrusive rocks of the Štiavnica stratovolcano, 4 - rhyolites of the Central Slovakia volcanic field.

3. Bazaltovo-andezitový až andezitový vulkanizmus typu vulkanického oblúka reprezentujú dominantne andezitové stratovulkány s podradným zastúpením diferencovaných hornín a subvulkanických intruzív. Charakteristické pre tento typ andezitového vulkanizmu je zoradenie vulkánov do dobre definovaných segmentov oblúka paralelných s priebehom karpatského oblúka. Najstaršie vulkanity tohto typu sú v severnej časti karpatského oblúka strednosarmatského veku, neskôr možno pozorovať postupné sťahovanie vulkanickej aktivity východným až juhovýchodným smerom tak, že sa jednotlivé segmenty sčasti prekrývajú. Z geochemického hľadiska ide prevažne o vulkanity typu vyvinutých ostrovných oblúkov, indikujúcich viac-menej absenciu konsolidovanej kôry v ich podloží. Priestorovú a časovú distribúciu vulkanitov tohto typu priamo kontrolovala subdukcia oceánskeho (?) podložia vonkajších flyšových jednotiek (Baňa, 1981; Sandulescu, 1988; Póka, 1988).

4. Alkalicko-bazaltový až bazanitový vulkanizmus reprezentujú diatrémy, maary, troskové kužele a lávové prúdy. Vulkanická aktivita sa začala v panóne v Burgenlande a pokračovala v niekoľkých epizódach v priebehu pliocénu až kvartéru v oblasti Balatonu, južného Slovenska, severného Maďarska a stredného Rumunska. Vulkanity tohto typu indikujú pokračujúcu extenziu sprevádzanú v zaoblúkovom priestore diapirickým výstupom plášťových hmôt neovplyvnených predchádzajúcou subdukciou priamo.

Na znázornenie základného geochemického charakteru vulkanických hornín sme zvolili diagram K_2O/SiO_2 (obr. 3) a na porovnanie uvádzame priemerný trend typických asociácií s rastúcou hĺbkou subdukčnej zóny, ale súčasne aj s rastúcou konsolidáciou a granitizáciou kôry. Z obr. 3 je zreteľný posun v geochemickom charaktere medzi stredoslovenskými a východoslovenskými neovulkanitmi. Kým stredoslovenské neovulkanity vykazujú trend egejského až andského typu, východoslovenské neovulkanity kamčatského až egejského typu. Situáciu dokresľujú QAP diagramy na obr. 4a, 4b a 4c, znázorňujúce



Obr. 4. QAP diagram: a - subvulkanických intruzív východného Slovenska, b - subvulkanických intruzív stredného Slovenska, c - subvulkanických intruzív štiavnického stratovulkánu. Mz - monzonitový trend, Gr - granodioritový trend, QzD - kremitodioritový trend.
Fig. 4. QAP plots of subvolcanic intrusive rocks. 1 - Eastern Slovakia Neogene volcanic ranges, 2 - Central Slovakia Neogene volcanic field, 3 - Štiavnica stratovolcano.

pozíciu subvulkanických intruzív vo vzťahu k štandardným trendom. Zatiaľ čo intruzíva stredoslovenských neovulkanitov varírujú okolo granodioritového trendu, intruzíva východoslovenských neovulkanitov majú bližšie ku kremitodioritovému trendu, čo súvisí s relatívne nižším obsahom draslíka.

Po sumarizácii faktov a argumentov možno konštatovať:

- Stredoslovenské neovulkanity a ich metalogenéza sa vyvíjali v geotektonických podmienkach podobných kontinentálnemu okraju s výrazným fenoménom zaoblúkovej extenzie, a to v synvulkanickom až postvulkanickom období. Metalogeneticky významným fenoménom je severojužný hrastovo-prepadlinový systém, podľa Štohla (1976) lineament. V zmysle predchádzajúceho členenia patria do druhej skupiny. Metalogeneticky významné sú centrálne zóny andezitových stratovulkánov s nerovnako rozsiahlymi a pestrými intruzívnymi komplexmi v kombinácii s vývojom vulkanotektonických prepadlín alebo kalder. Magmatická asociácia je alkalicko-vápenatá s relatívne vysokým obsahom draslíka a iných inkompatibilných prvkov (vysoký K typ) včítane relatívne vysokého obsahu vody v magme indikovaného skorou stabilizáciou amfibolu. Pôvod magiem je pravdepodobne plášťový a podstatne ich ovplyvnila kôrová kontaminácia. Komagmatické intruzíva zhruba sledujú granodioritový trend, časť intruzív vykazuje mierny posun k monzonitovému trendu v dôsledku obohatenia draselným živcom a časť naopak posun ku kremitodioritovému trendu. Vďaka diferenciácii v kôrových magmatických rezervoároch sú podstatne zastúpené diferencované horniny (najmä intruzíva) a v neskorom štádiu aj ryodacity a ryolity vzniknuté pretavovaním kôry.

- Východoslovenské neovulkanity a ich metalogenéza sa vyvíjali v geotektonických podmienkach vyvinutého ostrovného oblúka s účasťou fragmentov kontinentálnej kôry, s výrazným fenoménom vnútrooblúkovej až zaoblúkovej extenzie v predvulkanickom a synvulkanickom období. V zmysle predchádzajúceho členenia patria do tretej skupiny. Z hľadiska metalogenézy je významný fakt, že na rozdiel od stredoslovenských neovulkanitov východoslovenské neovulkanity - s výnimkou zemplínskeho hrastu - nepostihla extenzná tektonika v postvulkanickom období a intruzívne komplexy majú menší podiel magmatickej vody. Metalogeneticky významné sú centrálne zóny pomerne jednoduchých andezitových stratovulkánov s intrúziami dioritových porfýrov. Výnimkou je južná zóna Tokaj - - Zemplín - Beregovo, kde sú metalogeneticky významné komplexy dómov a prúdov kyslých hornín a subvulkanické telesá dioritových porfýrov v prostredí vulkanosedimentárnych hornín. Magmatická asociácia je alkalicko-vápenatá, s relatívne nižším obsahom draslíka a iných inkompatibilných prvkov (médium K typ) včítane nižšieho obsahu vody v magme, prejavujúceho sa absenciou amfibolu aj pri diferencovaných horninách (pyroxenické dacity). Magmy sú pravdepodobne plášťového pôvodu a bez výraznejšieho vplyvu kôrovej kontaminácie. Komagmatické intruzíva sledujú kremitodioritový trend, rozsah diferenciácie a zastúpenie diferencovaných hornín je malé. Výnimkou sú kyslé vulkanity Miliča a Zemplína, ktoré sú najsevernejším výskytom kyslých vulkanitov areálového typu, pri ktorých sa predpokladá kôrový pôvod, čo sa odráža aj v odlišnom charaktere metalogenézy.

Geotektonické aspekty a charakter magmatizmu neovulkanitov Karpát sú podobné ako v ostrovných oblúkoch západnej časti Tichého oceána (porovnaj Sillitoe, 1989), ale stredoslovenské neovulkanity majú obdobu v segmentoch s účasťou staršej kontinentálnej kôry (napr. Japonsko, Tchaj-wan, Nová Guinea, severný ostrov Nového Zélandu), zatiaľ čo východoslovenské neovulkanity majú obdobu v segmentoch vyvinutých oblúkov s podradnou účasťou staršej kontinentálnej kôry (Kamčatka, Filipíny).

Všeobecná charakteristika subaerickej vulkanogénnej metalogenézy

V tejto kapitole zhŕňame základné údaje všeobecne definujúce subaerickú vulkanogénnu metalogenézu a uvádzame modelovú aplikáciu na pomery v Západných Karpatoch, najmä na PIŽ mineralizáciu.

Modely vulkanogénnych rudných ložísk

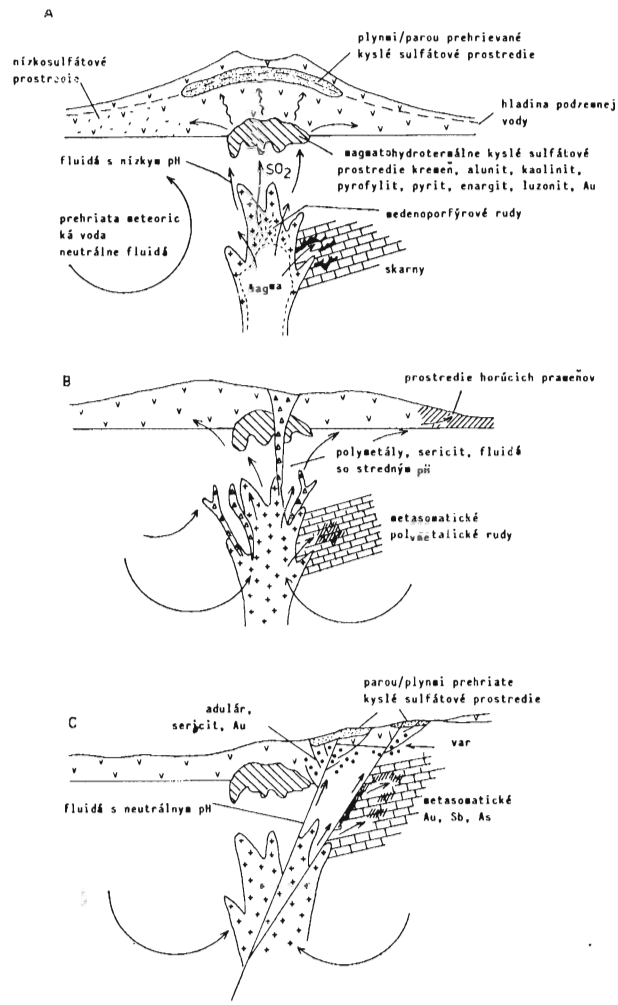
Vďaka intenzívnemu záujmu o medenoporfýrové ložiská v šesťdesiatych a sedemdesiatych rokoch a potom o epitermálne ložiská zlata v osemdesiatych rokoch, ktorý

sa premietol do intenzity výskumných a prieskumných prác v celom svete, je dnes pomerne ucelená koncepcia vulkanogénnych rudných ložísk (Titley a Beane, 1981; Beane a Titley, 1981; Sillitoe, 1973, 1989, 1991; Hayba, Bethke, Heald a Foley, 1986; Heald, Foley a Hayba, 1987; Bonham, 1986, 1989; Hedenquist, 1987; Berger a Bonham, 1990; Berger a Henley, 1989; White a Hedenquist, 1990; Hedenquist a Houghton, 1987; Mitchell a Leach, 1991).

Uvedení autori zhromaždili veľa nových poznatkov a skúseností od regionálnoštruktúrnych až po mikroproblémové, čo vyústilo do nových klasifikačných schém, ktorých poznanie nemá len teoretický význam, ale je aj racionálnym prieskumným nástrojom pri vyhľadávaní nových zdrojov, t. č. hlavne Au rúd. Cieľom tohto príspevku nie je opis nových klasifikačných schém, ktoré triedia genetické typy ložísk. Delenie sa začína od typov viažucich sa na rôzne pozície v globálnotektonickom zmysle (rifty, subdukčné zóny, ostrovné oblúky), od typu magmatizmu (alkalický, alkalicko-vápenatý), vulkanického prostredia (subaerické, subakvatické), od hĺbky vzniku (masívne rudy, porfýrové, epitermálne), pôvodu vody (magmatická, meteorická), teploty, salinity a obsahového zloženia rúd. Osobitne aktuálnou genetickoklasifikačnou schémou členenia mineralizácie sú rozličné asociácie hydrotermálne premenených hornín (napr. adulárovo-sericitový a sulfátovo-alunitový typ). Naším cieľom je zaradiť ložiská, ktoré sme študovali do spektra nových poznatkov dotýkajúcich sa subaericko-vulkanogénnych typov, ktoré majú pomerne presne definovateľné schémy ohraničenia. V podstate ide o úzky výsek zo spektra klasifikačných schém.

Porfýrové aj epitermálne systémy vyžadujú energetický zdroj, ktorým sú subvulkanické intruzívne telesá a komplexy, situované spravidla v centrálnych zónach andezitových stratovulkánov. V takomto kontexte možno chápať jednotlivé vulkány ako samostatné metalogenetické jednotky vrátane subvulkanických intruzívnych komplexov. Medzi porfýrové systémy (Cu-Mo, Sn, Au) a epitermálnu mineralizáciu vstupujú rôzne hybridné formy mineralizácie. Epitermálne mineralizácie majú magmatický energetický zdroj vzdialený od rudotvorného priestoru, porfýrové systémy vyžadujú intímnu priestorovú väzbu mineralizačných a magmatických procesov. Naše PIŽ mineralizácie sú ich kombináciou.

Obr. 5 sumarizuje základné genetické členenie vulkanogénnych ložísk vo vzťahu k materskej intrúzii. V časti A sú zobrazené mineralizácie syngenetické s kryštalizujúcou intrúziou pri úniku magmatických fluíd, v časti B mineralizácie vyvíjajúce sa tesne po skončení kryštalizácie intruzívneho telesa v súvislosti s kolapsom cirkulačného systému meteorickej vody do intruzívneho telesa a v časti C mineralizácie vyvíjajúce sa s väčším časovým odstupom pri cirkulácii meteorickej vody podmienenej extenznou tektonikou. Dominantným priamym faktorom je chemické zloženie fluid, ktoré spolu s teplotou kontroluje mineralógiu premenených hornín, určuje typ a kvantitu kovov prenášaných fluidom, určuje procesy vedúce k mineralizácii a nepriamo aj miesto mineralizácie (Hedenquist, 1987).



Obr. 5. Základné metalogenetické modely vulkanogénnych ložísk. Komentár k obrázkom je v texte.
Fig. 5. Essential genetic models of volcanic hosted ore deposits. Commentary is in text.

Pri modelovaní vulkanogénnych ložísk v druhej polovici osemdesiatych rokov nastala výrazná polarizácia pri ich klasifikácii. Hayba et al. (1986), Heald et al. (1987), White a Hedenquist (1990) a i. prispeli k rozčleneniu ložísk podľa primárneho charakteru rudotvorných fluíd na dve kontrastné zoskupenia, a to na:

- Nízkosulfidačné (low sulfidation), s nízkym oxidačným stupňom síry (-2) vo fluidách, a tým len s mierne kyslou až neutrálnou reakciou fluíd a s charakteristickou asociáciou sekundárnych minerálov s adulárom a sericitom. Tým je motivované bežné označenie ako adulárovo-sericitový typ s rudnou mineralizáciou Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Sb, Hg a As.

- Vysokosulfidačné (high sulfidation), s vysokým oxidačným stupňom síry (do +4) vo fluidách, a tým s kyslou až veľmi kyslou reakciou fluíd a s charakteristickou asociáciou sekundárnych minerálov s kaolinitom či pyrofylitom a alunitom. Preto sa bežne označujú ako kyslý sulfátový (acid sulfate) typ. Z rudných minerálov je prítomný galenit, sfalerit, chalkopyrit, enargit, luzonit a často aj zla-

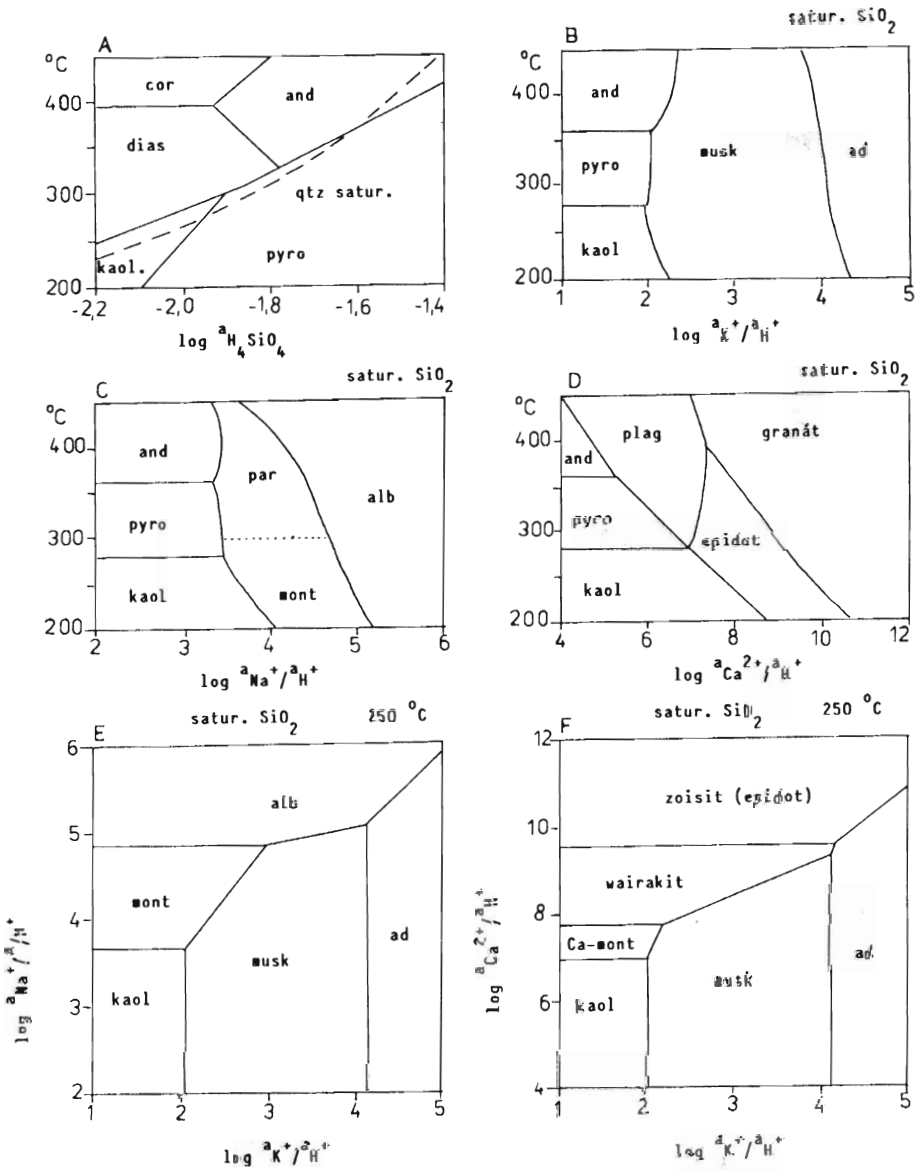
to-strieborná mineralizácia. Voči medenoporfýrovým systémom bývajú v priestorovej superpozícii.

Spôsob závislosti minerálnych asociácií sekundárnych minerálov od zloženia a teploty fluid dokumentujú vybrané stabilitné diagramy na obr. 6a a 6b.

Diagram 6a/A ukazuje vplyv stupňa saturácie roztoku kremeňom. Kremeňom nenasýtené systémy vedú k stabilite minerálov Al_2O_3 - diasporu, príp. korundu. Diagram súčasne dokumentuje, že kremeňom nasýtené systémy bez iných katiónov s rastúcou teplotou prechádzajú z poľa stability kaolinitu do poľa stability pyrofylitu a andaluzitu.

Diagramy 6a/B až F dokumentujú, ako rastúca aktivita katiónov a s tým súvisiaci rast pH stabilizuje v prípade draslíka muskovit (illit) a adulár, v prípade sodíka montmorillonit či paragonit a albit a v prípade vápnika wairakit, epidot, plagioklas a granát.

Diagramy 6b/A až C ukazujú zmenu stability síry, sulfidov a alunitu v závislosti od aktivity síry v roztokoch. Prítomnosť či neprítomnosť síry, niektorých sulfidov a alunitu vo vysoko sulfidačných systémoch nie je automatická, ale podmienená množstvom síry v systéme. Nie všetky vysokosulfidačné systémy sú súčasne aj bohaté na síru,



Obr. 6a. Stabilitné diagramy minerálnych fáz premenených hornín v závislosti od aktivity komponentov. Pri všetkých sa predpokladá saturácia Al_2O_3. ad - adulár, alb - albit, and - andaluzit, cor - korund, dias - diaspor, kaol - kaolinit, mont - montmorillonit, musk - muskovit (illit), par - paragonit, plag - plagioklas, pyro - pyrofylit, qtz - kremeň. Podľa obr. 22 Titleyho a Bearna (1982) a obr. 6.1 Hedenquista a Houghtona (1987).

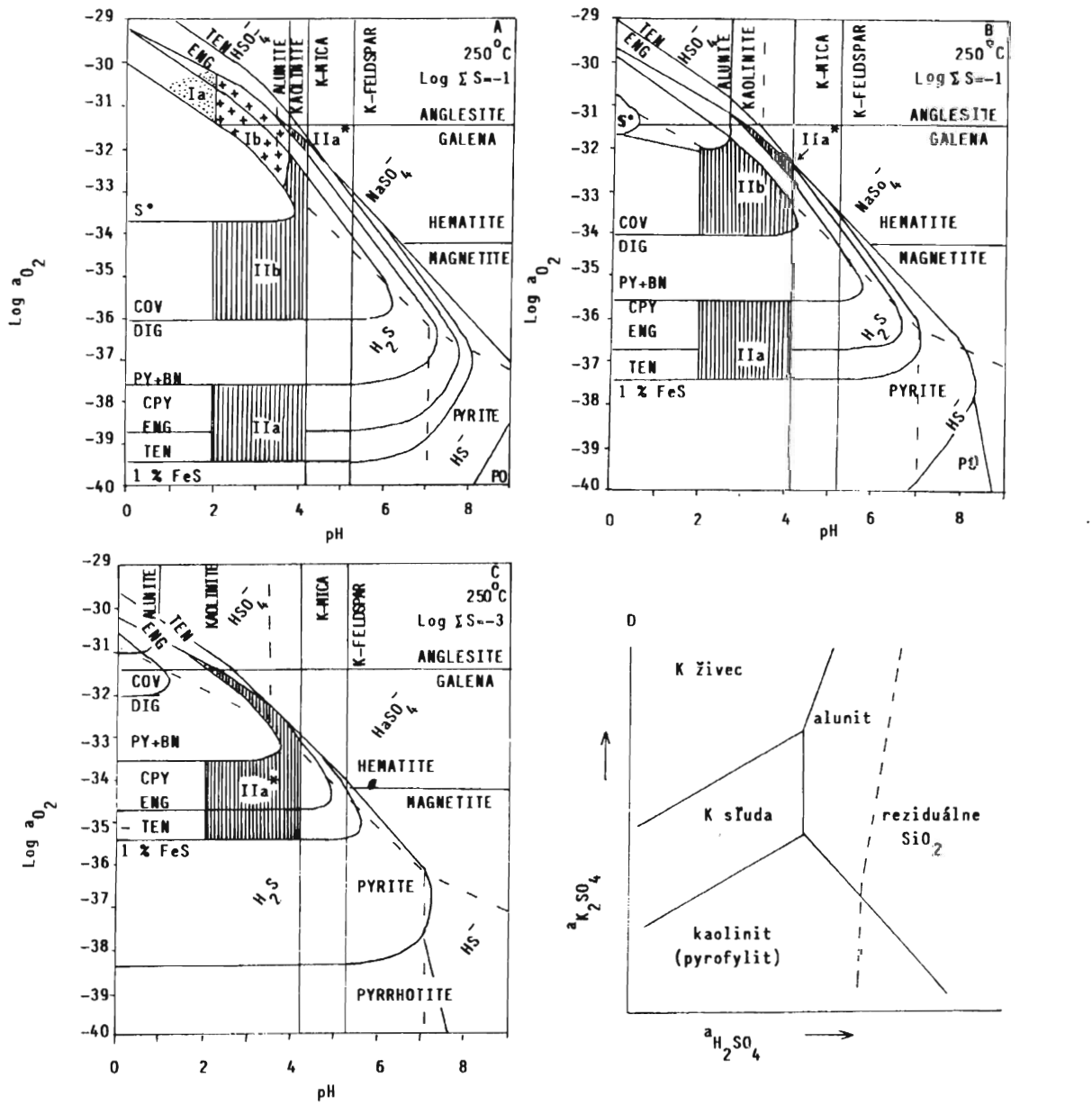
Fig. 6a. Stability fields of minerals in altered rocks (according to Titley - Beane, 1981 and Hedenquist - Houghton, 1987). ad - adularia, alb - albite, and - andalusite, cor - corundum, dias - diaspore, kaol - kaolinite, mont - montmorillonite, musk - muscovite (illite), par - paragonite, plag - plagioclase, pyro - pyrophylite, qtz - quartz.

a tak alunit, síra či pervazívna pyritizácia nie sú nevyhnutnou a jedinou podmienkou zaradenia do vysokosulfidačného typu.

Diagram 6b/D dokumentuje, ako veľmi kyslé roztoky vedú k vzniku reziduálnych silicitov, často s charakteristickou cukrovitou štruktúrou, indikujúcou vznik vylúhovaním.

Zlato, striebro a ostatné kovy sa v roztokoch dominantne prenášajú vo forme sulfidických a chloridových komplexov, pričom sulfidické komplexy vytvára najmä zlato, chloridové ostatné kovy. Z toho vychodí aj korelácia medzi pomerom zlata k striebru a sulfidov k chloridom v roztokoch. Tento fakt súčasne prezrádza, prečo je var hydrotermálnych fluid principiálnym procesom depozície kovov. Pri vare prednostne prechádzajú do plynnej fázy plyny, ako je HCl, H_2S a CO_2, a tým sa rozpustnosť kovov vo forme uvedených komplexov drasticky znižuje. Pri strieborno-polymetalických typoch s vyšším obsahom chloridov v roztokoch je príčinou precipitácie kovov aj zrieďovanie roztokov zmiešavaním s roztokmi nízkej salinity (meteorická voda).

Reakcia roztokov s horninovým prostredím má tendenciu roztoky neutralizovať, a preto je pre vysokosulfidačné systémy charakteristický aj vysoký pomer fluidum/hornina. Naopak pre nízkosulfidačné systémy s neutrálnou reakciou



Obr. 6b. Stabilitné diagramy minerálnych fáz premenených hornín v závislosti od aktivity síry (podľa obr. 7.19 Haybu et al., 1985) a aktivity kyseliny sírovej (podľa obr. 6.2 Hedenquista a Houghtona, 1987).
Fig. 6b. Stability fields of minerals in altered rocks (according to Hayba et al., 1985 and Hedenquist and Houghton, 1987).

fluid je charakteristický nízky pomer fluidum/hornina a neutrálny charakter roztokov môže spôsobovať tak absencia magmatických fluid (neprítomnosť kryštalizujúcej magmy dodávajúcej do systému relatívne oxidované magmatické fluidá), ako aj neutralizácia pôvodne magmatických fluid v horninovom prostredí vďaka transportu na väčšiu vzdialenosť (porovnaj napr. Hedenquist, 1987; Sillitoe, 1989).

Primárnym zdrojom SO_2 podmieňujúcim vývoj vysokosulfidačných systémov je kryštalizujúca magma, a tak magmatické fluidá vytvárajú magmaticko-hydrotermálne kyslé sulfátové prostredie. Kyslé sulfátové prostredie sa však môže vyvinúť aj sekundárne (kondenzáciou plynného SO_2 uvoľneného z magmy v podzemnej vode) vyššie vo vulkanickej štruktúre. Ale intenzívne alterácie v takomto prípade nesprevádza depozícia kovov, ktoré nie sú schopné transportu v plynnej fáze.

Špecifickým prípadom sú horúce pramene. H_2S uvoľnené pri vare hydrotermálnych roztokov v hĺbke kondenzuje a oxiduje sa pri hladine spodnej vody, a tým vyvoláva druhotne kyslé sulfátové prostredie vo forme klobúka nad inak nízkosulfidačným (adulárovo-sericitovým) systémom.

Konkrétne ložiskové objekty spravidla nie sú výsledkom jednorázového aktu za stabilných podmienok. Naopak, väčšinou je to sumárny výsledok premien a minerálnej depozície za meniacich sa podmienok. V zmysle obr. 5 vystupujú produkty systému B zvyčajne ako naložené na produkty systému A a produkty systému C spravidla ako naložené na produkty systému A a B. Vysokosulfidačné epitermálne systémy sú viac-menej syngenetické s porfýrovým systémom v hĺbke. Nízkosulfidačné epitermálne systémy môžu vystupovať v laterálnej pozícii ako súčasné s porfýrovým systémom (obr. 5/A) alebo tesne potom nasledujúcim hydrotermálnym systémom (obr. 5/B), ale najčastejšie vystupujú s rozličným časovým odstupom v zmysle modelu C (obr. 5; Sillitoe, 1989; Mitchell a Leach, 1991).

Model mineralizácií asociujúcich s kryštalizujúcou intrúziou

V zmysle práce Titleyho a Beana (l. c.) sa za medenoporfýrové ložiská a mineralizácie pokladajú rozsiahle vtrúsené mineralizácie, ktoré sú produktom veľkých hydrotermálnych systémov spätých s umiestnením a chladnutím intrúzií porfýrov pod povrchom (1800 - 3000 m). Sú spojené s intrúziami monzonitového, granodioritového alebo kremitodioritového diferenciačného trendu. Zodpovedá tomu aj prechod od Cu-Mo typov po Cu-Au typy. Vyvíjajú sa v dvoch štádiách: v prvom štádiu kryštalizácie magmy dominujú magmatické fluidá v oblasti litostatického tlaku (druhotný var), v druhom po skončení kryštalizácie magmy cirkuluje meteorická voda pri hydrostatickom alebo hydrodynamickom tlaku. Závažným faktorom vo vývoji porfýrových systémov je obsah fluid v intrudujúcej magme, ktorý podmieňuje hĺbkovú úroveň intrúzie.

Hlavné prvky modelu sú na obr. 5A. Dominujúcim prvkom modelu je kryštalizujúca intrúzia, z ktorej ako výsledok sekundárneho varu unikajú magmatické fluidá bohaté na SO_2 prakticky pri litostatickom tlaku.

Únik fluid pod litostatickým tlakom je príčinou hydraulického štiepenia vedúceho k vzniku sieťovitej frakturácie samej intrúzie a hornín v jej bezprostrednom okolí s prednostnou orientáciou v prípade horizontálneho stresu. Explozívny únik fluid pozdĺž fraktúr vedie k vzniku brekciových dajok, príp. brekciových trubičiek, ak explozívny proces dosiahne povrch a nezastavila ho kondenzácia pary v podpovrchovej úrovni. V tomto priestore sa tvoria zóny biotitizácie a Cu-Mo sulfidickej mineralizácie. Zvyčajne je situovaný v subvulkanických úrovniach vo fundamente.

Vysoký obsah SO_2 vo fluidách podmieňuje ich kyslosť, takže výstupný prúd fluid predstavuje magmaticko-hydrotermálne kyslé sulfátové prostredie vyvolávajúce premeny typu pokročilej argilizácie (advanced argillic alteration), charakterizované pri extrémnom vylúhovaní sekundárnymi kvarcitmi, variabilne s korundom či diasporom, pri nižšom stupni vylúhovania s andaluzitom, pyrofylitom alebo kaolinitom, podľa teploty s alunitom, zunyitom a pyritom. Tento priestor spolu s pervazívnou pyritizáciou tvorí externú zónu medenoporfýrovej mineralizácie. Z rudnej mineralizácie sú typické enargitovoluzonitové asociácie s častou prítomnosťou Au. Mineralizácia je už vo vulkanických superštruktúrach.

Para bohatá na plynný SO_2 migruje vyššie do vulkanickej štruktúry, tam kondenzuje v zadržanej meteorickej vode a tak vytvára plynmi/parou prehrievané sekundárne kyslé sulfátové prostredie s obdobnými premenami ako v primárnom kyslom sulfátovom prostredí.

Laterálne unikajúce magmatické fluidá neutralizované reakciou s horninovým prostredím podmieňujú prípadnú laterálnu cirkuláciu dominantne meteorickej vody s mierne kyslou alebo neutrálnou reakciou, ktoré predstavujú koexistujúci nízkosulfidačný epitermálny systém.

Model epitermálnych adulárovo-sericitových mineralizácií

Základné prvky takéhoto modelu sú na obr. 5/C. Dominantným prvkom modelu je, že ide o cirkuláciu roztokov neutrálnej reakcie, prevažne bez priameho vzťahu ku kryštalizujúcej intrúzii a jej magmatickým fluidám. Intrúzia je energetickým zdrojom hydrotermálnej cirkulácie a extenzná tektonika vytvára cesty cirkulácie. Podľa uvedeného takýto model adulárovo-sericitového typu epitermálnych ložísk umožňuje časový odstup mineralizácie od umiestnenia intrúzie, čo možno často pozorovať v rozsahu až niekoľko miliónov rokov. Tento model súčasne vysvetľuje fakt, prečo sú ložiská tohto typu podmienené postvulkanickou extenznou tektonikou.

Do tejto kategórie patria klasické žilné typy Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Sb, Hg a As, ktoré môžu mať variabilné zastúpenie uvedených prvkov v závislosti od času a priestoru.

Model epitermálnych polymetalických štokverkov

PlŽ mineralizácie, ktorými sa zaoberáme, majú medzi uvedenými typmi prechodné postavenie, a to z hľadiska priestorovej pozície, hĺbky, času, teploty, zloženia fluid a ďalších aspektov. Keďže ložiská tohto typu neboli v po-

slednom čase predmetom ekonomického záujmu, sú aj z odborného hľadiska zanedbané, nie sú jednoznačne definované a v rozličných modeloch sa neobjavujú. V istej miere zapadajú do kategórie ložísk vyčlenenej Sillitoom (1991) ako „intrusion related". Do tejto kategórie Sillitoe (l. c.) zaradil hydrotermálne mineralizácie v bezprostrednom priestorovom vzťahu k materským intruzívnym telesám.

Základné prvky modelu sú na obr. 5B a detailnejšie tento model včítane štadiálneho vývinu dokumentuje obr. 7.

Dominantným prvkom modelu je, že je produktom hydrotermálneho systému nastoleného kolapsom cirkulácie meteorickej vody do intruzívneho telesa po skončení jeho kryštalizácie. Tlak už nie je litostatický, ale hydrostatický či hydrodynamický, teplota relatívne vysoká, zloženie fluid relatívne bohaté na chloridy a absencia magmatického SO_2 podmieňuje len mierne kyslú reakciu. Sericit dominuje medzi sekundárnymi minerálmi. Ide o epitermálnu mineralizáciu.

Na cirkuláciu roztokov sa využíva prirodzená permeabilita okolitého horninového prostredia v samej intrúzii a v jej nadloží potom permeabilita podmienená hydraulickým štiepením a magmatohydrotermálnymi explozívnymi procesmi predchádzajúceho štádia. Vyššie pristupujú súčasné hydrotermálne explozívne procesy.

Pohyb cirkulujúcich meteorických fluid energeticky zabezpečuje reziduálna teplota intruzívneho komplexu, ktorý podmienil aj epitermálny proces vylúhovania (charge) a ich uloženie (recharge). V niektorých prípadoch možno pozorovať aj nevýraznú incipientnú medeno-porfýrovú mineralizáciu (Zlatá Baňa, Pukanec) v hlbších úrovniach s príslušným súborom štruktúrnych, mineralogických a alteračných prvkov.

Kondenzácia pary H_2S a CO_2 v meteorickej vode po stranách intruzívneho telesa vyvoláva prehriatie pri mierne kyslej reakcii fluid, ktoré vedie k procesom propylitizácie.

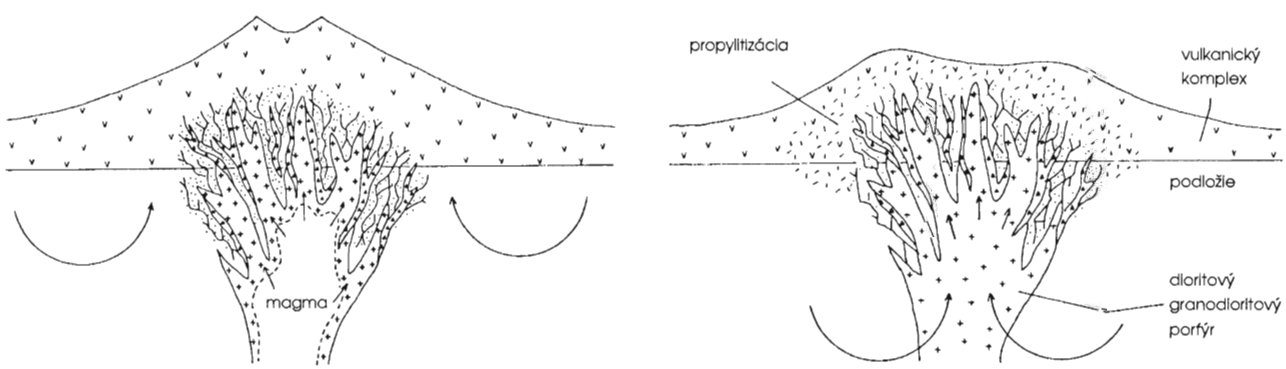
Niektoré ďalšie faktory ovplyvňujúce vývoj mineralizácie PIŽ v Západných Karpatoch

V tejto kapitole zhŕňame už komentované faktory a dopĺňame ich o niektoré nové, resp. rozširujeme už komentované.

1. Charakter a zloženie rudotvorných fluid a ich delenie na nízkosulfidačné a vysokosulfidačné v metalogenéze neovulkanitov Slovenska sú aplikovateľné. Niektoré aspekty tohto delenia sme už analyzovali. PIŽ mineralizácie považujeme za prechodné medzi obidvoma typmi, pričom z obidvoch preberajú niektoré aspekty. Pri delení na nízkosulfidačné a vysokosulfidačné mineralizácie v Západných Karpatoch hrá významnú úlohu aj ich štruktúrno-tektonické pozadie. Nízkosulfidačné žilné typy vznikli v podmienkach extenznej tektoniky a ich výsledkom sú výrazné, v jednom smere predĺžené tektonické systémy. Vysokosulfidačné mineralizované systémy sú späté s trieštivou tektonikou vyvolanou hydraulickou frakturáciou ako výsledkom magmatickoexplozívnych procesov. Jej výsledkom sú mineralizované zóny typu žilníkov, štokverkov a impregnácií (veinlets, stockwerk, disseminanted types). Tento jav pokladáme za najvýznamnejšiu črtu PIŽ mineralizácií v Západných Karpatoch.

Paragenézy alteračných mineralizačných asociácií nie sú úplné a typické, aké zodpovedajú vysokosulfidačným typom. Tento jav, ako sme už uviedli, možno vysvetliť fyzikálnochemickým charakterom fluid alebo napr. aj neprítomnosť alunitov možnosťou ich erozívneho odstránenia (alunit je zvyčajne umiestnený vyššie ako pyrofylit). Za nepriamy dôkaz aj pri neúplnej paragenéze vysokosulfidačného typu považujeme tiež neprítomnosť aduláru (napr. v Zlatej Bani).

2. PIŽ mineralizácie sú spravidla v centrálnych zónach andezitových stratovulkánov s výnimkou Pukanca, kde sa jeho spojenie s centrálnou vulkanickou zónou nedá preukázať. Centrálne zóny logicky predstavujú priestor s ma-



Obr. 7. Schematický model štokverkových polymetalických mineralizácií viažucich sa na intrúzie dioritových porfýrov v centrálnych zónach väčších stratovulkánov. *Prvé štádium:* únik magmatických plynov s obsahom SO_2 z kryštalizujúcej intrúzie (vysokosulfidačný systém), kremenno-kaolinitovo(pyrofylitovo)-pyritovo-pyrotínové premeny s kremenno-andalazitovo-korundovo-topásovo-turmalínovými čiapkami, hydraulické štiepenie sprevádzané zónami magmatohydrotermálnych brekcií. V hlbších častiach biotitizácia s prejavmi medenoporfýrovej mineralizácie - pyrotín, chalkopyrit. *Druhé štádium:* kolaps cirkulácie meteorickej vody do chladnúcej intrúzie (fluidá stredného pH), polymetalická mineralizácia (včítane teluridov, tetraedritu, bournonitu, sulfosolí Pb a Sb, tennantitu, ojedinele luzonitu a zlata) sprevádzaná sericitom, kremeňom a karbonátom. Vonkajšia zóna propylitizácie.
Fig. 7. Schematic genetic model of stockwork base metal mineralizations related to diorite porphyry stocks in central zones of andesite stratovolcanoes.

ximálnou hodnotou tepelného toku, ktorý dal do pohybu hydrotermálne cirkulácie.

3. Vplyv formy a objemu intrúzie na vývoj hydrotermálneho systému vychodí z toho, že intrúzia (intruzívny komplex) je zdrojom tepelnej energie pre cirkuláciu fluid. Rozhodujúci je najmä celkový objem intrúzie, jej tvar a schopnosť dostať sa pri kryštalizácii do sekundárneho varu.

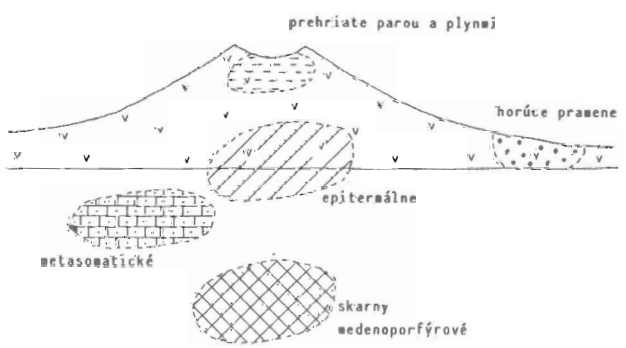
Objemové hľadisko preferuje subvulkanické plutóny a štoky, ale dostatočným energetickým zdrojom môže byť aj rozsiahlejší roj dajok. Celkový objem intrúzie určuje čas potrebný na jej vychladnutie. Väčšie intrúzie sú schopné podporovať dlhšie žijúce a rozsiahlejšie hydrotermálne systémy s perspektívou väčších rudných akumulácií.

Z hľadiska schopnosti odovzdávať teplo a poháňať hydrotermálny systém je dôležitý vertikálny rozsah (vertikálna forma), teda štoky, príp. roje dajok alebo menšie plutóny. Dôvodom je schopnosť takýchto intrúzií vytvoriť vertikálne rozsiahly stĺpec prehriatych fluid s nižšou hustotou, čo je podmienkou účinnej hydrotermálnej cirkulácie.

Forma intrúzie, s ktorou sú PIŽ mineralizácie priestorovo aj geneticky späté, nemá povahu jednotného štoku. Prevažne ide o roj dajok a štokov, ktoré majú v niektorých prípadoch tendenciu spájať sa do hĺbky do spoločného prívodného centra. Pôvodne subvulkanické porfýrové intrúzie sa vo väčšine prípadov dostávajú na súčasný povrch, len v prípade Kremnice a Brehova sú pochované.

V niektorých prípadoch je optimálnym priestorom tvorby hydraulickej frakturácie a uloženia rudnej substancie práve priestor, kde sa „zjednocujú" apofýzy intrúzie do spoločného štoku.

4. Súčasný erozívny zrez andezitových stratovulkánov s predstavou ich pôvodného prederozívneho stavu spolu s priestorovým umiestnením mineralizačných a alteračných produktov poskytuje podklady na rekonštrukciu optimálnej termodynamickej hĺbky vzniku jednotlivých typov mineralizácie. Vo všeobecnej rovine platia hĺbkové pomery, ako sú na obr. 8. Celkový geotektonický režim podmieňuje vývoj plášťa a kôry a ovplyvňuje mieru výzdvihu či poklesu, teda rozhodujúcou mierou ovplyvňuje súčasnú úroveň výskytu mineralizovaných zón. V tomto smere je veľký rozdiel medzi stredným Slovenskom, kde



Obr. 8. Relatívna úroveň základných typov mineralizácie.
Fig. 8. Relative levels of essential mineralization types.

je v postvulkanickom období pozorovateľný pokračujúci vývoj hrastovo-prepadlinovej stavby a celkový výzdvih, a východným Slovenskom, kde tieto fenomény v postvulkanickom období absentujú alebo dokonca tam ide o subsidenciu a prekrytie vulkanitov sedimentmi (Kaličiak et al., 1989; Nemčok a Lexa, 1990).

Ak sa zoberie za porovnávací základ teoretická horizontálna hranica medzi podložím a vulkanickým aparátom, v stredoslovenských neovulkanitoch vychádza model hĺbkového uloženia asi v tom zmysle, že najhlbšie v subvulkanických úrovniach sú skarnové mineralizácie, plytšie typy PIŽ, žilné polymetalické ± strieborné mineralizácie sa vyskytujú na báze vulkanickej superštruktúry a žilná Au mineralizácia ± Sb, Hg (kremnického typu) je už vo vyšších úrovniach (Štohl, 1985).

Hĺbkové úrovne sa v priebehu vulkanotektonického a erozívneho vývoja mohli meniť. Pri epitermálnych PIŽ mineralizáciách zákonite pozorovať, že sa prevažná časť mineralizácie pri vzniku nachádza v subvulkanických úrovniach, t. j. už v úrovni predvulkanického podložia. Relatívnym vodidlom pri stupni erózie v priestore PIŽ mineralizácií je hranica medzi vulkanointruzívnymi formáciami a podložím. Tam, kde je podložie hlboko (Morské oko - Remetské Hámre vo Vihorlate), aj polymetalická mineralizácia je v hlbších úrovniach. Tu sa dá predpokladať kratšia etapa erózie, čo priamo potvrdzuje mladší vulkanizmus a lepšie zachovaná pôvodná stratovulkanická geomorfológia. Skupina našich a ruských pracovníkov (Jeleň, SAV, Kovalenker, Genkin, Prokofjev, Nosik, Černyšev, IGEM, GEOCHI AN, Rusko, in Jeleň, 1988) na základe zistenia parciálneho tlaku CO_2 kryometrickými meraniami (3 - 4 bary pri 300 °C) a celkového tlaku pomocou heterogenizácie hydrotermálnych fluid stanovila jeho zmeny od 100 do 15 barov pri teplote od 336 do 198 °C. Podľa Haasovej krivky vypočítali teoretickú hĺbku mineralizácie na 9. obzore 1110 m, pričom aktuálna hĺbka je 315 m, na 2. obzore 890 m s aktuálnou hĺbkou 555,0 m n. m.

Vertikálna vzdialenosť medzi obzormi je 240 m. Vzdialenosť medzi súčasným povrchom a hĺbkou, kde sa ešte pozorovali javy primárneho varu v inklúziách, je 425 m, z čoho sa vyvodila hĺbka erózie cca 700 m. Tieto teoretické úvahy platia pre žilný typ mineralizácie. Z geologických princípov sa dá usúdiť, že PIŽ mineralizácia v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode ako staršia, vytvorená v predkalderovom štádiu, bola v čase vzniku uložená hlbšie ako epitermálne žilné systémy.

Význam erozívneho zrezu pri posudzovaní ekonomiky rudných mineralizácií netreba osobitne zdôrazňovať. Jedným z nepriaznivých faktorov PIŽ mineralizácií Západných Karpát, okrem nedostatočného obsahu užitkovej zložky, je ich relatívne hlboké uloženie. V niektorých prípadoch (Banská Štiavnica, Pukanec) intenzitu erozívnych procesov priaznivo ovplyvnili mladšie hrastové výzdvihy, ktoré premiestnili mineralizáciu do plytších úrovní.

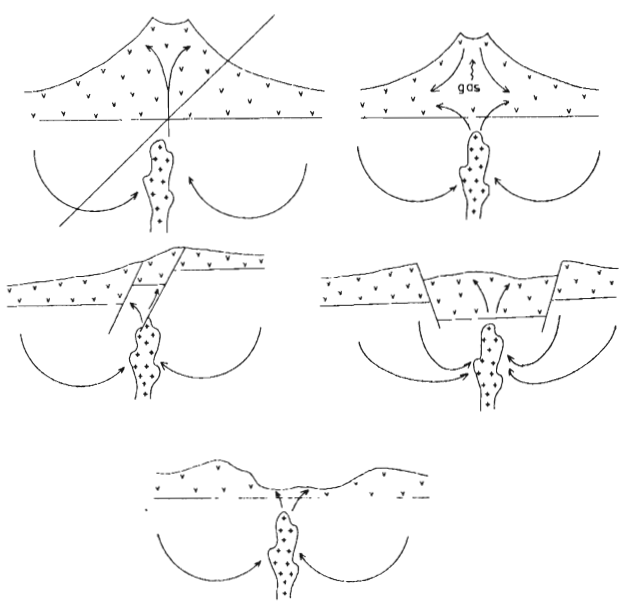
5. Andezitový stratovulkán pokladáme za základnú metalogenetickú jednotku v metalogenéze neovulkanitov. V intenzite metalogenetickej „produkcie" jednotlivých stratovulkánov vidíme nasledujúce rozdiely:

a) Je preukázateľné, že magma s vyšším pomerom voda/hornina je pre rudné a následne alteračné procesy priaznivejšia. Z hľadiska súčasných metalogenetických modelov je obsah vody (fluid) v intrudujúcej magme rozhodujúcim faktorom ovplyvňujúcim vývoj metalogenetických procesov.

Magmatická voda (fluidum) bola priamym aktérom v prvej fáze vývoja hydrotermálneho systému, a teda jej obsah v magme kontroloval tak vývoj frakturácie, ako aj mohutnosť mineralizácie prvej fázy.

Obsah magmatickej vody nepriamo kontroluje aj hĺbku intruzívneho telesa. Sekundárny var v momente, keď magma pri výstupe dosahuje takú hĺbku, že sa tlak fluid rovná totálnemu tlaku, spôsobuje rýchlu kryštalizáciu a prakticky „zamrznutie" intrúzie v danej hĺbke. Preto magmy bohatšie na vodu sekundárny var zastavil už v hĺbke okolo 2 - 4 km (podľa obsahu vody), čo je hlavná príčina, že sa väčšina ložísk medenoporfýrových rúd viaže na intrúzie tohto hĺbkového intervalu.

b) Životnosť rudotvorných systémov závisí od veľkosti a dĺžky tepelného toku intrúzie ako energetického zdroja hydrotermálnych cirkulácií. Čím je časový interval dlhší a tepelná kapacita tepelného toku intenzívnejšia, tým v podmienkach meteorickej cirkulácie môže vznikať väčšia akumulácia rudnej substancie. Príkladom je centrálna zóna štiavnického stratovulkánu, kde diferenciácia v rezervoári stratovulkánu prebehla od intermediárnych po kyslé magmy asi za 6 mil. rokov, počas ktorých hydrotermálne systémy boli viac-menej neprestajne v aktivite. Etapa PIŽ mineralizácie možno nebola časovo dovŕšená, že ju prerušila rozsiahla intermediárna subvulkanická aktivita kremeňovo-dioritových porfýrov.



Obr. 9. Rôzne spôsoby cirkulácie meteorickej vody spĺňajúce podmienku hydrostatickej rovnováhy zostupného a vzostupného prúdu. Podmienkou cirkulácie je aj permeabilita prostredia.
Fig. 9. Various models of meteoric water circulation fulfilling conditions of hydrostatic balance.

Opačným príkladom sú malé stratovulkány Makovica a Strechov v Slanských vrchoch, kde málo diferencovaný intruzívny dioritový komplex v centrálnej zóne svojím zložením (nedostatok primárnej vody v magme), tepelnou kapacitou a vekovým rozpätím zrejme vyvolal len krátkodobú hydrotermálnu epizódu, ktorá je v dnešnej forme úmerná intenzite existujúcej rudnej mineralizácie a premenám. Predpokladáme, že tento jednoduchý genetický model by mohol byť prijateľnejší ako komplikovaný model, ktorým rozdiely v intenzite mineralizácie vysvetľuje Divinec a Kotuľák (1990).

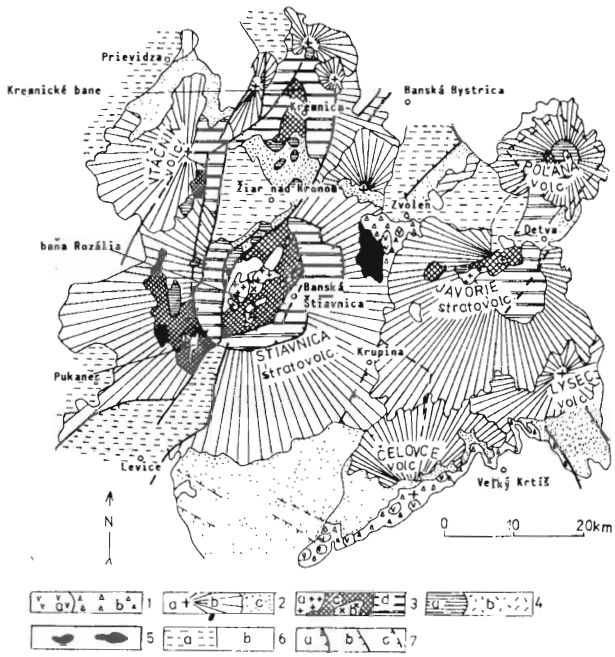
6. Aj keď doteraz nebolo zvykom hodnotiť metalogenetické modely z hľadiska hydrauliky, je zrejmé, že hydrotermálne systémy zahŕňajúce meteorickú vodu musia spĺňať základné kritériá hydrauliky, t. j. hydrostatickú rovnováhu zostupnej a výstupnej vetvy systému s uvážením hydrodynamického odporu prostredia v závislosti od permeability. Obr. 9 znázorňuje možnosti nastolenia cirkulácie, hlavne z pohľadu epitermálnych systémov.

O období umiestnenia intrúzií a tesne nasledujúcich porfýrových či intrúziami podmienených polymetalických systémov v podstate platí situácia na obr. vpravo hore, pretože v tom období ešte vulkanická stavba nebola erozívne odstránená. Výnimkou je umiestnenie intrúzií v rámci už existujúcej vulkanotektonickej depresie (napr. Javorie).

Pre väčšinu našich epitermálnych systémov platí situácia na obr. v strede vľavo, keď bola cirkulácia výsledkom extenznej tektoniky sprevádzanej vývojom hrastov a prepadlín. Preto sa naše epitermálne ložiská viažu na severojužné prelomové pásmo stredoslovenských neovulkanitov (lineament sensu Štohl, 1977), ale v iných centrálnych zónach sa napriek predchádzajúcemu vývinu porfýrových či polymetalických systémov nevyskytujú.

Stručná geologická a metalogenetická charakteristika stratovulkánov Západných Karpát s výskytom PIŽ mineralizácie

Andezitový stratovulkán ako základný vulkanologický a metalogenetický fenomén sme už definovali. V tejto stati venujeme pozornosť tým stratovulkánom Západných Karpát, kde boli podmienky na vznik významnejších mineralizácií typu PIŽ spätých s mechanizmom prenikania členitých intermediárnych porfyrických intrúzií prevažne v ich centrálnych zónach. (Významnejší nemusí značiť ekonomicky významný. Zahŕňame doň aj objekty, ktoré majú iné dobre definovateľné a typické charakteristiky, napr. premeny, formy.) Intrúzie v prvej etape mechanizmov hydraulického štiepenia vytvorili cirkulačné cesty pre rudné fluidá (vtrúsené a žilníkové formy) a v nasledujúcej, už meteorickej etape, boli energetickým zdrojom tejto cirkulácie s tvorbou PIŽ mineralizácie. Predmetom hodnotenia a porovnávania budú ložiskové akumulácie PIŽ v stredoslovenských aj vo východoslovenských neovulkanitoch. Ako sme už uviedli, ide o žilníkové typy a vtrúsené ložiská (veinlets, stockwork and disseminanted types), ktorých hlavným spoločným znakom je značná priestorová rozptýlenosť úžitkovej zložky. (Úsilie o ich jednoduchú geometrizáciu, napr. do formy elementárnych žíl, aj napriek značnej husto-



Obr. 10. Štruktúrna schéma stredoslovenských neovulkanitov (zostavil Konečný a Lexa, 1979). 1 - extruzívne dómy a hrubé brekcie amfibolicko-pyroxenických andezitov, 2 - andezitové stratovulkány: centrá (a), kužele včítane proluviálnych rovín, redeponované morské alebo limnické sedimenty (c), 3 - centrálne zóny veľkých stratovulkánov: granodioritové a dioritové intrúzie (a), intrúzie porfýrov (b), propylitizované andezity/andezitové porfýry (c), diferencované horniny v kalderách a grabenoch (d), 4 - ryolitové extruzívne dómy (a) a tufy/epiklastické vulkanické horniny (b), 5 - neky, kužele a lávové prúdy alkalických bazaltov a bazanitov, 6 - postvulkanické limnické sedimenty (a), predvulkanické podložie (b), 7 - kalderový zlom (a), ostatné odkryté (b) a zakryté (c) zlomy.

Fig. 10 Structural scheme of the Central Slovakia Volcanic field. Compiled by Konečný-Lexa (1979). 1 - extrusive domes and coarse breccias of hornblende-pyroxene andesites, 2 - andesitic stratovolcanoes: centra (a), cones including proluvial fans (b), redeposited marine or limnic sediments (c), 3 - central volcanic zones of the big stratovolcanoes: granodiorite, diorite intrusions (a), intrusions of porphyry (b), pyrophylitized andesites/andesite porphyry (c), differenciated rocks in calderas and grabens (d), 4 - rhyolitic extrusive domes (a) and tufss/epiclastic volcanic rocks (b), 5 - necks, cones and lava flows of alkalic basalts and basanites, 6 - postvolcanic limnic sediments (a), prevolcanic basement (b), 7 - caldera fault (a), other faults (b), covered faults (c).

te prieskumných prác, hlavne vrtov, narážalo na ťažko riešiteľné úlohy, čo v mnohých prípadoch viedlo k istej žilnej idealizácii ich morfológie. Kvantitatívny obsah úžitkových zložiek v našich žilno-žilníkových ložiskách je pomerne značný, ale majú nevýhodu, že sú rozptýlené do značných priestorov, čo ich ekonomicky znevýhodňuje.)

V stredoslovenských neovulkanitoch sú to lokality Pukanec - Rudno, v Banskej Hodruši v priestore bane Rozália a nevýrazná polymetalická mineralizácia v okolí Kremnických baní s naloženou mladšou Au-Ag-Pb-Zn-Sb žilnou formáciou (obr. 10). Vo východoslovenských neovulkanitoch v Slanských vrchoch je hlavným predstaviteľom tejto skupiny ložísk Zlatá Baňa a mineralizačný výskyt Makovica a Strechov, vo Vihorlate Remetské Hámre a v Zemplínskych vrchoch Brehov (obr. 11).

Štruktúrne aspekty možno hodnotiť v dvoch polohách.

- Prvú tvoria regionálne aspekty vyplývajúce z celkového geotektonického režimu. Ide o priestorový a časový vzťah medzi generáciou magiem a štruktúrnym vývojom, ktorý určuje aj lokálny vzťah medzi intrúziami a tektonickými prvkami. Z tohto pohľadu považujeme za priaznivú situáciu, ak sa vulkanizmus vyvíjal v priestore zaoblúkovej extenzie, čo vytváralo podmienky na vznik neskorých epitermálnych systémov adulárovo-sericitového typu.

V takomto geotektonickom režime sa vyvíjali stredoslovenské neovulkanity, najmä ich centrálna severojužná prelomová zóna, ako aj vulkanity v priestore Milič - Tokaj - - Zemplín - Beregovo. Pri ostatných vulkanitoch postvulkanickú extenznú tektoniku väčšieho rozsahu nepozorovať a epitermálne systémy adulárovo-sericitového typu absentujú.

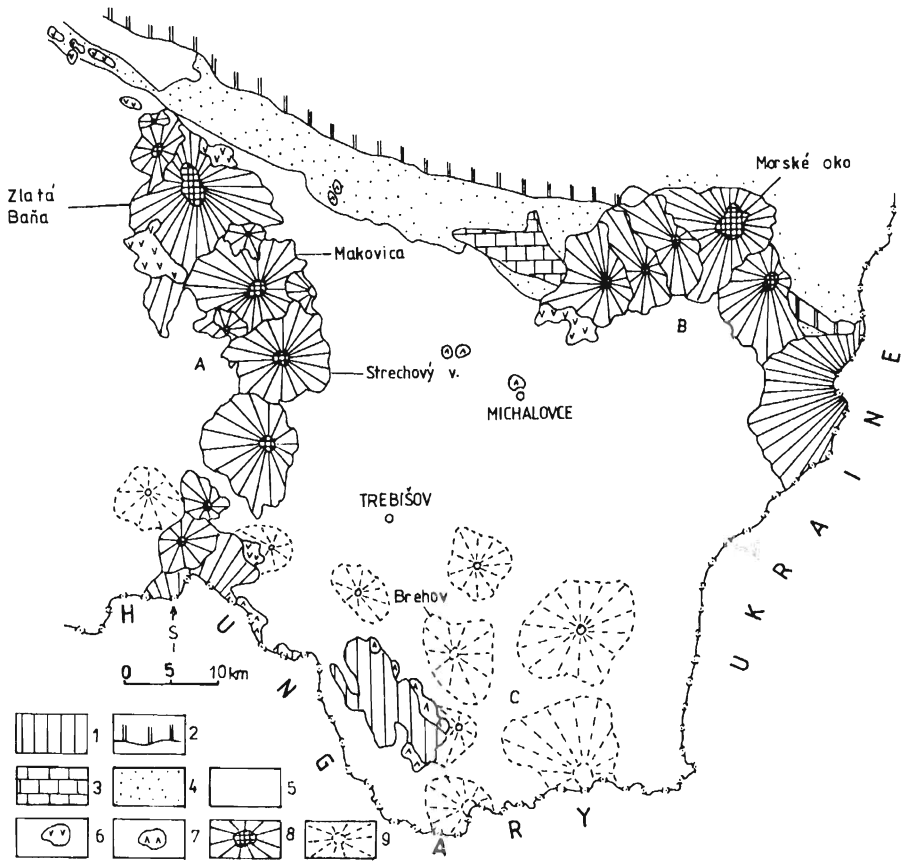
- Lokálny aspekt vyplýva z kontroly vývoja zlomov a fraktúr existujúcim napäťovým poľom. Tak možno vysvetliť prednostnú orientáciu pri štruktúrach typu hydraulickej frakturácie, ako aj zmeny v orientácii a zmysle pohybu zlomov. Vývoj extenzných štruktúr epitermálnych systémov kontrolovalo napäťové pole a jeho zmeny v čase, a tak možno pri dlhšie žijúcich systémoch očakávať zmeny v štruktúrnej kontrole medzi skorými (polymetalickými) a neskorými (drahokovovými) fázami mineralizácie.

Z hľadiska geotektonického postavenia celého vulkanického oblúka Karpát patrí časť stratovulkánov a PIŽ mineralizácií do druhej skupiny - do andezitového vulkanizmu areálového typu (stredoslovenské neovulkanity, lokalita Brehov ako súčasť zemplínsko-beregovského hrastu). Ostatné stratovulkány (Slanské vrchy, Vihorlat) aj s prípadnou PIŽ mineralizáciou sú súčasťou mladšieho andezitovo-bazaltového oblúka 3. skupiny (sarmat). Z toho sa dá usúdiť, že keď sa zachovali obdobné genetické faktory a princípy, výsledná metalogenéza, ktorá viedla k vzniku PIŽ mineralizácií, môže byť identická.

V stredoslovenských neovulkanitoch je z hľadiska rudnej mineralizácie najvýznamnejší štiavnický a kremnický andezitový stratovulkán. V obidvoch prípadoch sa vytvorilo PIŽ zrudnenie.

Banskoštiavnický stratovulkán

Banskoštiavnický stratovulkán predstavuje rozsiahlu vulkanickú stavbu s plochou okolo 1000 km^2. V rámci jeho spodnej a vrchnej stavby sa definovalo 14 samostatných vulkanických a intruzívnych formácií a komplexov (Konečný, Lexa a Planderová, 1983). Zložitý etapový vývoj sa odrazil aj vo vulkanotektonickom režime stratovulkánu. Stratovulkán prešiel kalderovou etapou a v závere výzdvihom centrálnej zóny, čo dnes reprezentuje dobre geologicky definovaný štiavnický hrast. V zložení dominuje andezit (pyroxenický, amfibolický, biotitický v nerovnakom zastúpení), v menšej miere ryolity a v závere aktivity alkalické bazalty. V centrálnej zóne a v menšej miere v proximálnej časti stratovulkánu vystupujú na povrch intruzívne formácie rôzneho zloženia, a to od andezitových porfýrov cez dioritové porfýry, kremitodioritové porfýry, granodioritové porfýry až po



Obr. 11. Štruktúrna schéma východoslovenských neovulkanitov (zostavil Kaličiak, 1993). 1 - paleozoikum a mezozoikum zemplínskeho hrastu, 2 - karpatské bradlové pásmo, 3 - mezozoikum Humenských vrchov, 4 - paleogén, 5 - neogénne sedimenty, 6 - extruzívne dómy andezitov, 7 - extruzívne dómy ryodacitov a ryolitov, 8 - andezitové stratovulkány Slanských a Vihorlatských vrchov, 9 - prevažne pochované andezitové stratovulkány zemplínskej oblasti.

Fig. 11. Structural scheme of the East Slovakia Neovolcanic Region (Kaličiak, 1993). 1 - Paleozoic and Mesozoic roks of the Zemplin horst, 2 - Klippen belt of the West Carpathians, 3 - Mesozoic of the Humenské vrchy Mountain, 4 - Paleogene, 5 - Sediments of Neogene, 6 - extrusive domes of andesite, 7 - extrusive domes of ryodacite to ryolite, 8 - andesite stratovolcano of the Slanské vrchy and Vihorlat Mountains, 9 - prevailingly burried andesite stratovolcanoes of the Zemplín area.

diority a granodiority. Za súčasť centrálnej zóny možno pokladať aj extruzívne formácie amfibolicko-biotitických andezitov, ktoré prstencovite obklopujú štiavnický hrast.

S vývojom zložitého štiavnického stratovulkánu, ktorý bol aktívny cca 10 mil. rokov (17 - 7 mil. rokov), bola v čase a v priestore spätá viacetapová metalogenéza Pb, Zn, Cu, Au, Ag a Fe rúd rozličného genetického typu. Dominantným priestorom tvorby rúd bola centrálna zóna stratovulkánu. Na ňu sa priestorovo viaže štiavnicko-hodrušský rudný obvod. Zameriame sa len na zhodnotenie mineralizácie typu PIŽ, ktorá je súčasťou viacetapovitého vývoja metalogenézy a zahŕňa aj iné genetické typy (skarnové, skarnovo-medenoporfýrové, epitermálno-žilné polymetalické a drahokovové).

V rozsiahlej proximálnej časti štiavnického stratovulkánu sú obdobné mineralizácie ako v jej centrálnej vulkanickej zóne. Najvýznamnejší je rudný obvod Pukanec - Rudno - Brehy - Nová Baňa, ktorý je na jz. periférii štiavnického stratovulkánu. Súčasťou celkovej mineralizácie zóny Pukanec - Rudno je samostatná polymetalická a medenoporfýrová mineralizácia žilníkového až vtrúseného typu, ktorá bola predmetom rozsiahlych výskumných a prieskumných prác v osemdesiatych rokoch.

Polymetalická žilníková mineralizácia Pukanec - Rudno

V rudnom obvode Pukanec - Rudno - Brehy - Nová Baňa bola historicky známa a ťažila sa epitermálna mineralizácia zlata. Ide o typickú žilnú mineralizáciu viažucu sa na početné smerne pomerne krátke žilné štruktúry, ktorých hĺbkový dosah nebol väčší ako cca 300 výškových metrov. Žilné systémy sa koncentrujú do štyroch samostatných banských polí, z ktorých najvýznamnejšie bolo v Pukanci. Ide o typický adulárovo-sericitový zlatonosný žilný typ mineralizácie s prevahou kremeňovo-karbonátových minerálnych asociácií.

História baníctva sa v tomto rudnom obvode začala písať začiatkom 14. stor. Mesto Pukanec bolo jedným zo siedmich hornouhorských banských miest. Drahokovové

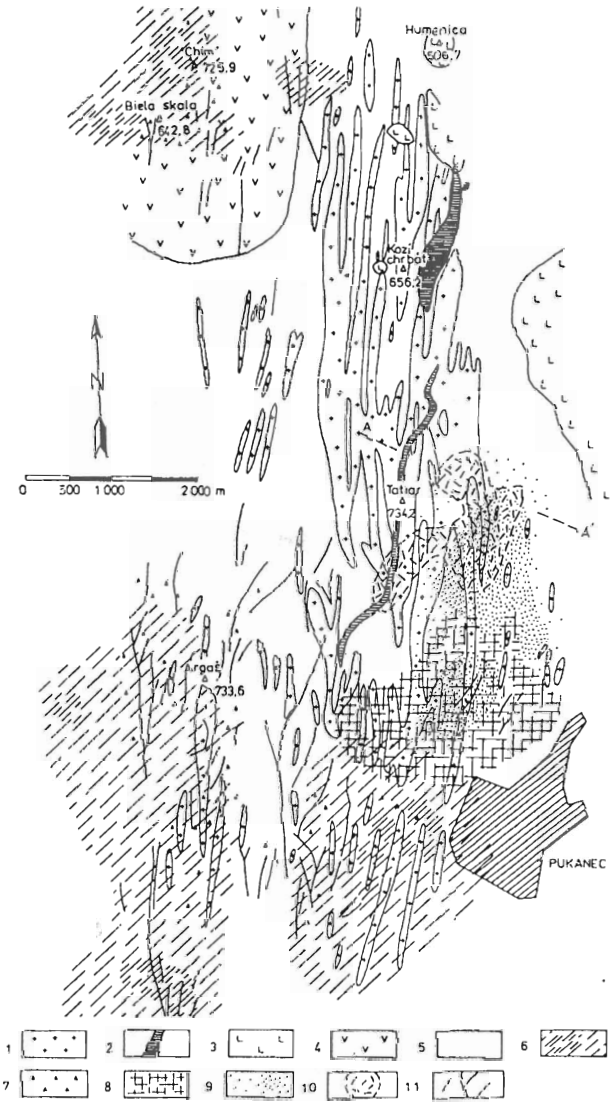
baníctvo zaniklo začiatkom 20. stor. V čase rozmachu výskumných a prieskumných prác v sedemdesiatych a osemdesiatych rokoch pracovníci GÚDŠ a nadväzne aj GP realizovali v rudnom obvode Pukanec - Rudno rozsiahle mapovanie, geologické a geofyzikálne a v závere vrtné práce. Ich výsledkom bolo objavenie polymetalickej a medenoporfýrovej žilníkovej mineralizácie, ktorá sa vekovo, časovo aj priestorovo odlišovala od známej zlatožilnej mineralizácie (Panáček, 1978; Fillo et al., 1981; Brlay et al., 1982, 1985; Smolka et al., 1987, 1988).

Geologická stavba prostredia rudnej mineralizácie

Na rozdiel od ostatných známych v slovenských neovulkanitov sa tento rudný obvod bezprostredne priestorovo neviaže na centrálnu zónu stratovulkanického typu. Nachádza sa v jz. časti štiavnického stratovulkánu a vystupuje v jeho proximálnom prostredí (prechodná zóna spodnej stratovulkanickej stavby). Od centrálnej zóny kalderového typu, ktorá tvorí prostredie štiavnicko-hodrušského rudného obvodu, ho oddeľujú mladšie vulkanotektonické štruktúry kaldery a hrastu. Severojužný intruzívny komplex (17,2 - 10,5 Ma), ktorý bol označený ako tatiarsky, sa rozprestiera na ploche cca 15 x 5 km. Jeho orientácia je spätá s novobansko-kľakovskou vulkanotektonickou zónou. Bezprostredne v podloží pukansko-rudnianskeho rudného obvodu sa viaže na rudniansky hrast. Širšie okolie tatiarskeho intruzívneho komplexu nepreukazuje periklinálnu stratovulkanickú stavbu vzhľadom na centrá výstupu tatiarskeho intruzívneho komplexu, ktorý je zložením a formami vystupovania identický s intruzívnymi formáciami štiavnickej centrálnej zóny. Dá sa predpokladať, že intruzívny komplex v oblasti Pukanca a Rudna je parazitickou apofýzou centrálneho magmatického rezervoára, ktorý bol zodpovedný za tektonomagmatický a vulkanický vývoj celého štiavnického stratovulkánu. Preto sú aj mineralizačné a alteračné procesy podobné ako v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode.

Na geologickej stavbe prostredia rudného obvodu Pukanec - Rudno - Brehy participujú štyri samostatné geologické jednotky (Brlay et al., 1982, 1985; Smolka et al., 1988), čo sa odráža aj v metalogenetickom vývoji. Je to: a) predvulkanický sedimentárny komplex, b) andezitový komplex v subvulkanickom porfyrickom vývoji, c) tatiarsky intruzívny komplex, d) intrúzie ryolitových až granitových porfýrov (obr. 12).

a) Podložný predvulkanický komplex tvoria dve tektonické jednotky - chočská a krížňanská (séria Veľkého boka). Chočskú budujú horniny mladšieho paleozoika a dajú sa v nej vyčleniť karbónske horniny (pieskovec, arkóza, droba, ílovec, ílovec s grafitickým podielom). Mocnosť zistená z vrtov je 80 až 120 m. Pod nimi vystupuje súvrstvie permu s melafýrmi. Vývoj tohto súvrstvia má značný rozsah a vrty potvrdili mocnosť od 325 do 600 m. Melafýry vystupujú hlavne v západnej časti súvrstvia. Hlavné horninové typy sú: pieskovec, droba, pelity, tufitický ílovec a melafýry rozličnej zrnitosti (Vozár, 1975; Vozárová in Brlay et al., 1985). V západnej časti rudného obvodu vo vrte GK-13 a GK-15 je zastúpená aj krížňanská tektonická jednotka, a to v podloží



Obr. 12. Geologické a štruktúrne pomery PŽ mineralizácie a zlato-strieborných žíl v rudnom obvode Pukanec - Rudno (zostavil Štohl, 1993 z podkladov Smolku a Lexu et al., 1988). 1 - tatiarsky intruzívny komplex (granodioritový porfýr, kremitodioritový porfýr a dioritový porfýr), 2 - dajky ryolitových porfýrov, 3 - porudné sklovité a leukokratné pyroxenické andezity, 4 - extrúzie amfibolicko-biotitických andezitov, 5 - propylitizovaný andezit a andezitový porfýr, 6 - adulár - sericitové premeny sprevádzajúce mladšiu Au-Ag žilnú mineralizáciu, 7 - silicifikácia, 8 - silicifikácia, sericitizácia a argilitizácia viažuca sa na PŽ mineralizáciu, 9 - pervazívna pyritizácia, 10 - kontúry PŽ mineralizácie v hĺbke 400 až 700 m pod povrchom, 11 - mladšia epitermálna Au-Ag žilná mineralizácia.

Fig. 12. Geological structural position of the base metal stockwork mineralization and gold-silver bearing veins in the Pukanec-Rudno Ore District (Štohl, 1993 based on the data of Smolka and Lexa et al. (1988). 1 - intrusive complex of Tatiar (granodiorite porphyry, quartz diorite porphyry and diorite porphyry), 2 - dykes of ryolite porphyry, 3 - porostage vitric and leucocratic pyroxene andesite, 4 - extrusion of hornblende biotite andesite, 5 - propylitic andesite and andesite porphyry, 6 - adularia-sericite alteration connected with younger gold-silver vein mineralization, 7 - silicification, 8 - silicification, sericitization and argilitization bounded to the stockwork base metal mineralization, 9 - pervasive pyritization, 10 - boundary of stockwork base metal mineralization at the depth from 400 m to 700 metres beneath the surface, 11 - younger epithermal gold-silver vein mineralization.

chočskej, ktorá bola cez ňu presunutá. Maximálna mocnosť sa zistila vo vrte GK-13 (vyše 700 m). Z litologických typov dominuje sivý vápenec, sľudnatý pieskovec, mramorizovaný vápenec stredného a vrchného triasu. Na kontakte s granodioritmi a granodioritovými porfýrmi sa zistila polymetalická mineralizácia s Ca a Mg skarnami. Horniny krížňanskej jednotky sa v priamej súvislosti s polymetalickou žilníkovou mineralizáciou typu Rudno - Pukanec nezistili.

b) Komplex andezitových porfýrov má v rudnom obvode subvulkanický vývoj a v mnohom sa podobá andezitovému komplexu štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Ako celok je tento komplex hydrotermálne alterovaný. Prevláda najmä propylitizácia. Horniny komplexu majú bádenský vek a sú súčasťou I. etapy vývoja štiavnického stratovulkánu. V rudnom obvode boli vyčlenené nasledujúce horninové typy (Lexa, Mihaliková, Hojstričová, Karolusová in Brlay et al., 1985):

- dioritový porfýr typu Budačka,
- strednoporfyrické pyroxenické a areálovo propylitizované amfibolicko-pyroxenické andezitové porfýry,
- andezity s klastickými textúrami (brekciami) označené ako tufizity,
- hruboporfyrický amfibolicko-pyroxenický (± biotit ± kremeň) andezit extruzívneho vývoja.

Za štruktúrnu súčasť tohto komplexu možno považovať granodiority a porfyrické granodiority známe z vrtu GK-14, 15. Repčok (in Brlay et al., 1985) určil ich vek na 17,2 ± 0,3 mil. rokov (biotit) a 17,0 - 17,2 mil. rokov (amfibol a biotit).

c) Z hľadiska metalogenézy polymetalickej žilníkovej mineralizácie má v rudnom obvode najvýznamnejšie postavenie tatiarsky intruzívny komplex. Ide o roj dajok severojužnej orientácie. Komplex nie je jednotný zložením ani morfológiou. Niektoré jeho členy vzájomne do seba prechádzajú v závislosti od priestoru ich konsolidácie. Magmatický kontakt medzi petrografickými varietami nepozorovať (azda s výnimkou dioritových porfýrov). V komplexe boli vyčlenené:

- dioritové porfýry,
- kremenno-dioritový porfýr typu Anton,
- hruboporfyrický pyroxenický (± amfibol) kremenný dioritový porfýr tatiarskeho typu,
- hruboporfyrický amfibolicko-pyroxenický (± biotit) granodioritový porfýr,
- hruboporfyrický biotiticko-amfibolický granodioritový porfýr až porfyrický granodiorit.

Vek komplexu (podľa Repčoka in Brlay, l. c.) zistený rádiometrickým datovaním metódou stôp po delení uránu je 15,0 - 15,4 ± 0,4 mil. rokov a zodpovedá vrchnému bádenu.

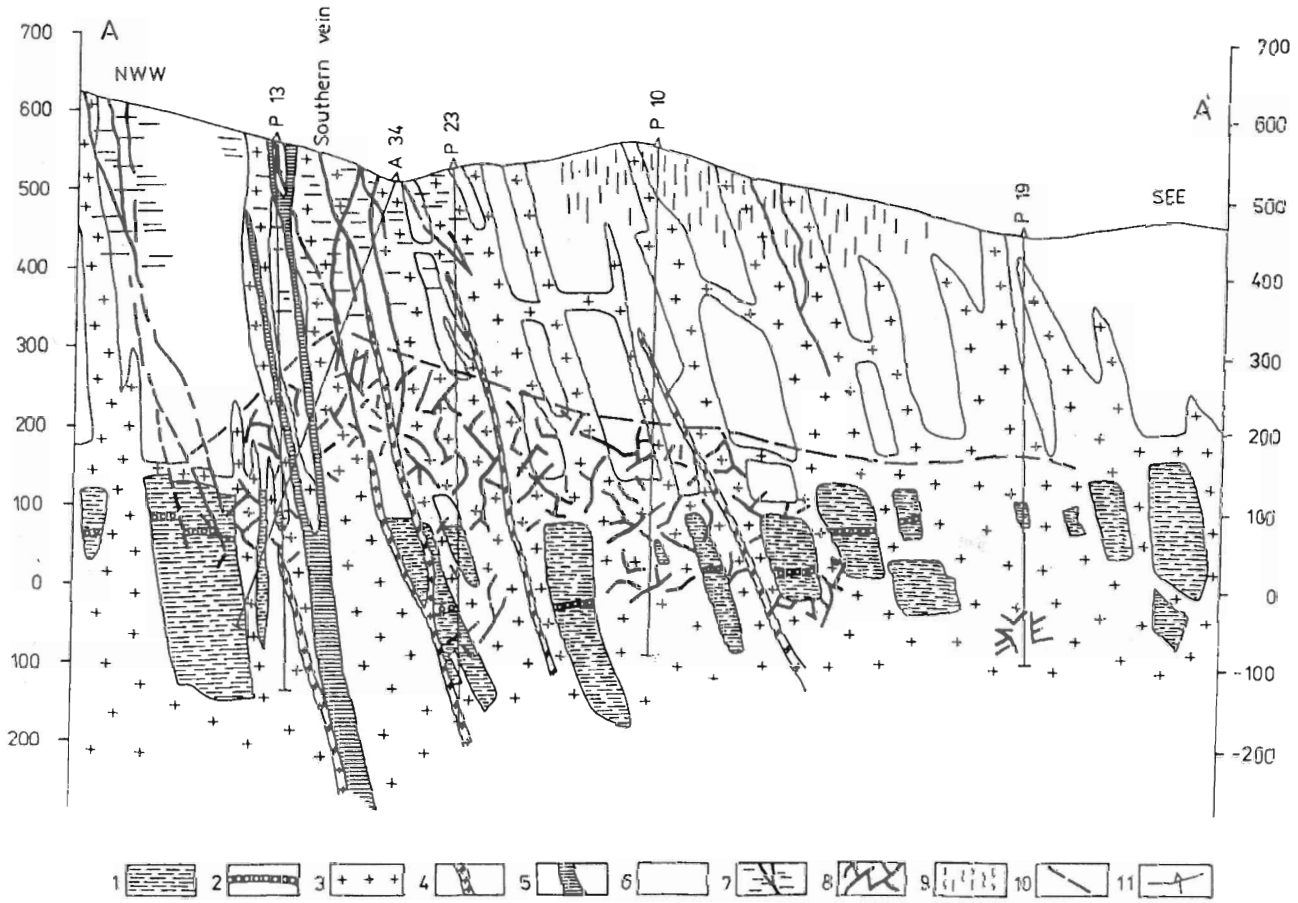
V časovom priestore medzi tatiarskym intruzívnym komplexom a ryolitmi v sv. časti rudného obvodu Pukanec - Rudno vystupujú malé relikty subaerického efuzívneho andezitového komplexu. Ide o sklovitý leukokratný pyroxenický andezit, ktorý má vzhľadom na polymetalickú žilníkovú mineralizáciu postrudné postavenie. Petrograficky je podobný sitnianskemu andezitu, ktorého vek je 14,5 mil. rokov.

d) Záver intruzívnej aktivity v rudnom obvode patrí viacerým dajkám ryolitov a ich porfyrickým varietám. Majú mocnosť niekoľko desiatok metrov a sú charakteristické jasnými magmatickými kontaktmi. Na povrchu sa zaregistrovala hlavná dajka a vo vrtoch sa zistili ďalšie, ktoré nevystupujú až na súčasný reliéf terénu. Ich vek bol stanovený na vulkanickom skle a biotite (Repčok, 1981) na 12,1 - 12,3 ± 1,0 mil. rokov. Epitermálna žilná Au mineralizácia spätá s adularizáciou a sericitizáciou je mladšia ako ryolity.

Forma a štruktúra žilníkovej polymetalickej mineralizácie Pukanec - Rudno

Polymetalická mineralizácia vytvára typický viac-menej subhorizontálne uložený žilník cca na ploche 500 x 1000 m. Žilník má charakter nepravidelných žiliek a impregnácií a jeho rozsah nie je daný len sulfidickým obsahom. Podstatne väčší rozsah má epidotovo-karbonátový ± SiO_2 žilník. Rudné sulfidy a epidotový žilník v istých častiach vystupujú v puklinovom systéme spoločne. Sulfidy sú jednoznačne mladšie. Polymetalická žilníková mineralizácia sa prevažne nachádza vo vertikálnom rozsahu 100,00 m n. m. a 100,00 m n. m. a p. m. (obr. 13). Žilníková epidotizácia má podstatne rozsiahlejší vertikálny diapazón od úrovne 300,00 m n. m. až do maximálnej hĺbky vrtov (t. j. cca do 600,00 m p. m.). Polymetalická mineralizácia nevystupuje na povrch, ale je pochovaná pod andezitovými porfýrmi. Smolka et al. (1988) považujú zrudnenie za žilno-žilníkové a jeho ekonomické hodnotenie a morfológiu prakticky demonštrujú ako klasické pravidelné žilné útvary a jednotlivé žily označujú menami. Že ide o nepravidelný žilník, najlepšie dokumentuje prípad najvýznamnejšej polymetalickej mineralizácie zóny Pukanec - Rudno zistený vo vrte P-12. Tam sa v úseku 649,5 - 720,1 m zistila typická žilníkovoimpregnačná mineralizácia v prostredí sedimentov permu a granodioritových porfýrov, prevažne v chudobnom vývoji (suma kovov cca 1 %). Jej pokračovanie do hĺbky prerušila mladšia dajka ryolitových porfýrov. Ako ekonomický sa hodnotil len interval 655 - 660 m, označený za žilu, ale podľa nášho náhľadu je tento úsek iba bohatšou časťou nepravidelného žilníkového systému.

Polymetalická žilníková mineralizácia je priestorovo, časovo a geneticky spätá s tatiarskym intruzívnym komplexom. Intrúzia má členitú prstovitú formu. Granodioritové a kremennodioritové porfýry vytvárajú členité dajkovo-silové formy, ktoré sa hlbšie spájajú do monolitnej štokovej intrúzie. Rudná mineralizácia sa viaže na priestor, kde sa intrúzia zjednocuje. Je to súčasne aj priestor, kde intrúzia vníka do sedimentov permokarbónu chočskej jednotky, ktoré tvoria predvulkanické podložie. Kontinuita permu je narušená. Ide o plávajúce bloky a segmenty v granodioritovej magme. Podložie v priestore rudnej mineralizácie tvorí elevácia cca 200 m prevýšená voči okoliu, ktorá sa označuje ako rudniansky hrast. Smerom na S za kótou Tatiar hrast aj rudná mineralizácia zapadajú do hlbších polôh. Taktiež predpokladáme, že zaniká monolitný štok, ktorý sa dá hodnotiť ako prívodný systém tatiarskeho intruzívneho komplexu. Aj tento prívodný magmatický systém je určujúcim faktorom rozšírenia PLŽ mineralizácie. V priestore rudnianskej elevácie sa nezistili horniny krížňanskej tektonickej jednotky (vápenec a dolomit), ktoré sú známe zo za-



Obr. 13. Geologický rez PIŽ s Au-Ag epitermálnou žilnou mineralizáciou v rudnom obvode Pukanec - Rudno (zostavil Štohl, 1993 z podkladov Smolku a Lexu et al., 1988). 1 - permské sedimenty chočskej jednotky, 2 - melafýrový horizont, 3 - tatiarsky intruzívny komplex (granodioritové až kremitodioritové porfýry), 4 - dajky dioritových porfýrov, 5 - dajky ryolitových až granitových porfýrov, 6 - propylitizované andezity a andezitové porfýry, 7 - adulárovo-sericitové premeny sprevádzajúce epitermálnu Au-Ag žilnú mineralizáciu, 8 - PIŽ, v menšej miere medenoporfýrová mineralizácia spolu so sericitovo-epidotovo-biotitovými premenami, 9 - vonkajšia alteračná zóna PIŽ mineralizácie (sericitizácia, silicifikácia, argilitizácia), 10 - približná hranica PIŽ mineralizácie a epidotizácia ± biotitizácia, 11 - vrty.

Fig. 13. Geological cross-section across the stockwork body of base metal mineralization and gold-silver veins in the Pukanec-Rudno Ore District (Štohl, 1993 based on the data of Smolka and Lexa et al., 1988). 1 - Permian sediments of the Choč tectonic unit, 2 - melaphyre horizont, 3 - intrusive complex of Tatiar (granodiorite to quartz diorite porphyries), 4 - dykes of diorite porphyry, 5 - dykes of ryolite to granite porphyries, 6 - propylitic andesite and andesite porphyry, 7 - adularia-sericite alteration accompanying epithermal Au-Ag vein mineralization, 8 - stockwork base metal mineralization with minor copper porphyry mineralization associated with sericite-epidote-biotite alteration, 9 - external alteration zone of base metal stockwork mineralization composed of quartz, sericite and argillites, 10 - approximate limit of stockwork base metal mineralization with zones of epidote±biotite, 11 - boreholes.

klesnutej časti podložia vo vrte GK-14 a GK-15 asi 2,5 km na SZ od elevácie. Rudonosný priestor kontroluje privodný štok granodioritového porfýru (priestor, kde sa spájajú apofýzy do štoku), rudnianska elevácia podložia a v tomto priestore vytvorený rozsiahly nepravidelný puklinový systém. Je to zóna, v ktorej pôsobila interakcia intrúzie s okolitým horninovým prostredím a vytvorili sa podmienky na hydraulické štepenie, ktoré viedlo k vzniku nepravidelných puklinových systémov vhodných na cirkuláciu a precipitáciu hydrotermálnych roztokov.

Mineralizácia, premeny a izotopy

Rudnej mineralógii rudného obvodu Rudno - Brehy - - Pukanec sa v minulosti venovala len minimálna pozornosť. Niektoré základné údaje o mineralógii spracoval Harman (1956). Rozlíšil staršie, prínosové, prevažne polymetalické prínosové perióry od mladších, kde sa Au a Ag viazali na kremenno-karbonátové minerálne asociácie. Brlay (1975) už rozlíšil viac etáp mineralizácie. Z vrtu GK-14 a GK-15 stanovil staršie, skarnové etapy a mladšie, označované ako hydrotermálne (Au-Pb-Zn, Au-Ag). Rojkovičová (in Brlay, 1982) spracovala rudnú mineralógiu zo série vrtov BT. Vo vrte BT-5 okrem inej mineralizácie zistila aj molybdenit spolu s chalkopyritom, pyritom a pyrotínom. Túto paragenézu možno považovať za indikátora medeno-porfýrového systému. Posledný komplexný mineralogický výskum sa vykonal v etape vyhľadávacieho geologického prieskumu a zhodnotil ho Petr (in Smolka et al., 1988). Prevažne podľa údajov získaných z rozsiahleho vrtného pri-

eskumu rozlíšil dva typy mineralizácie, a to impregnačnú medeno-porfýrovú a žilno-žilníkovú.

V genetickom type medenoporfýrových rúd rozlišuje mladšiu etapu - s minerálnou asociáciou epidot, klinozoisit, chlorit, magnetit a hematit, a staršiu - s pyritom, pyrotínom, chalkopyritom a molybdenitom. Žilno-žilníkový typ pokladá Petr (ibid.) za vekovo jednotný a vyčleňuje v ňom pyritovú, polymetalickú, drahokovovú a v závere chalcedónovo-zeolitovú etapu. V rámci polymetalickej etapy je opísaný pyrit, galenit, sfalerit, chalkopyrit, magnetit, chalkozín, bornit, epidot, klinozoisit, kremeň, karbonáty a fluorit. Drahokovová mineralizácia sa študovala len z háld povrchovej ťažby a z vrtu P-13. Z minerálnej výplne obsahuje prevažne najstarší kremeň, často kryštalický v dutinkách, a mladšie karbonáty. Sulfidickú etapu zastupuje galenit, sfalerit a chalkopyrit. Najmladšiu etapu reprezentujú sulfosoli Ag. Identifikovali sa sulfoarzenidy Ag a Cu, argentit a rýdze zlato, ktoré zatláčajú staršie polymetalické sulfidy. Vzťah drahokovovej a polymetalickej mineralizácie sa riešil aj hodnotením korelačných koeficientov. Ukázalo sa, že polymetalická a drahokovová etapa boli samostatné mineralizácie a netvorili sa v tých istých priestoroch.Svedčia o tom značne kontrastné údaje koeficientov (Au : Ag = 0,73; Au + Ag : Pb + Zn = 0,007;Pb : Zn + Cu = 0,80). Pri štúdiu premien sa potvrdili dve markantne odlišné alteračné asociácie, ktoré sa priestorovo neprekrývajú a majú odlišnú genézu (obr. 12). Už výsledky geofyzikálnych prác (Panáček, 1978; Filo et al., 1981) poukázali na existenciu dvoch nezávislých mineralizačných a alteračných procesov. V priestore okolo kóty Tatiar a na Z od Pukanca sa metódou VP zistili rozsiahle zóny pervazívnej pyritizácie nesúvisiace so známymi žilnými štruktúrami. Neskôr sa zistilo, že sú povrchovým prejavom skrytej polymetalickej žilníkovej mineralizácie pukanského typu. Povrchová aj letecká gamaspektrometria vymedzila oblasti so zvýšeným obsahom draslíka, ktoré sa prekrývali s pukanským a rudnianskym žilným systémom. Ide o zóny výraznej sekundárnej adularizácie a sericitizácie. Tak ako sme konštatovali v predchádzajúcich kapitolách, aj v tomto prípade rudná mineralizácia a hydrotermálne premeny súvisia s vývojom dvoch genetických typov mineralizácie. Staršia, medenoporfýrová a naložená polymetalická žilníková mineralizačná etapa, ktorá má určité znaky premien vysokosulfidačného typu („high sulfidation"), predchádzala mladšej adulárovo-sericitovej etape, ktorá má parametre nízkosulfidačných premien („low sulfidation") a ktorá súvisí s drahokovovými žilami v Pukanci a v Rudne. Schéma vývoja mineralizácie a postupnosť premien je nasledujúca:

1. staršia etapa vtrúseno-žilníková (medenoporfýrová a polymetalická podetapa),
2. mladšia etapa žilná - zlato-strieborná.

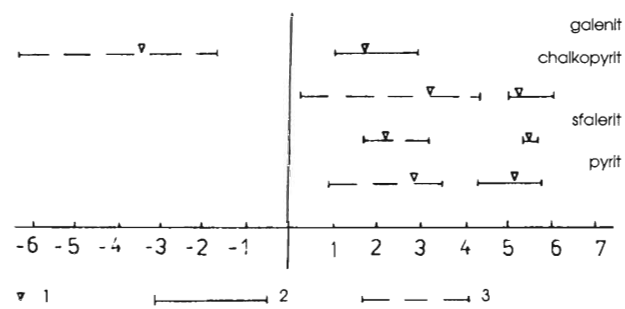
V prvej etape možno vyčleniť staršiu, nevýrazne vyvinutú mineralizáciu, ktorá má znaky medenoporfýrových systémov. Priestorovo sa prekrýva s polymetalickou žilníkovou mineralizáciou, podsedláva ju a časovo pravdepodobne predchádza.

Výskyty medenoporfýrovej mineralizácie sú veľmi sporadické. Prekrývajú sa s priestorom pervazívnej pyritizácie. Spolu s pyritom je veľmi zriedkavý aj chalkopyrit, molybdenit, bornit, pyrotín, magnetit a hematit. S hĺbkou mierne narastá obsah medi. Na povrchu sa prejavuje samostatnou Cu geochemickou anomáliou, ktorú na V ohraničuje zóna pyritizácie. Premeny majú neurčitú zonálnosť, od povrchu do hĺbky možno sledovať propylitizáciu, sericitovo-kremennú ± argilitovú zónu a v hĺbke je častá aj biotitizácia. Sericitovo-kremenno ± argilitová zóna je dobre zistiteľná na povrchu, zaberá plochu cca 2 km^2 a smerom na S na kótu Tatiar sa vo výške cca 500 m n. m. vnára do terénu (obr. 12).

V mladšej etape vývoja medenoporfýrového systému, keď bol magmatický hydrotermálny systém vystriedaný meteorickým, vznikla v identických priestoroch polymetalická žilníková mineralizácia, ktorej prostredie je charakteristické alteračnou paragenézou epidot, klinozoisit, karbonát a kremeň. Apikálne časti zóny epidotizácie zanikajú niekoľko sto metrov od povrchu v úrovni cca 300 m n. m. a v hĺbke pokračujú až do najhlbšie zistených častí granodioritu, t. j. viac ako 1000 m od povrchu. Vertikálny rozsah epidotizácie je značný, forma vystupovania je pseudomorfická alebo vypĺňa nepravidelné žilníky. Externú časť tejto premeny, kde nezasahuje epidotizáciu, možno označiť za propylitizáciu. Chloritizácia v oblasti tatiarskeho intruzívneho komplexu a v priestore medenoporfýrovej a polymetalickej žilníkovej mineralizácie je nevýrazná a slabo vyvinutá (Forgáč a Kupčo, 1977). Na povrchu sa geochemická Pb a Zn anomália viac-menej prekrýva s Cu anomáliou.

Mladšia, adulárovo-sericitovo-kremenná premena je priestorovo spätá so Au-Ag žilami. Ílové minerály zastupuje kaolinit, montmorillonit a illit. Chlorit a karbonatizácia sa vyskytujú vo vzdialenejších zónach propylitizácie. V niektorých častiach terénu sa obidva hlavné typy premien čiastočne prekrývajú (obr. 12, 13).

Izotopové zloženie sulfidov je aj v prípade pukanskej PIŽ mineralizácie kontrastne ľahšie, čo demonštruje iný termodynamický režim ako pri žilných klasických exten-



Obr. 14. Porovnanie priemerných hodnôt δ ^{34}S žíl štiavnicko-hodrušského rudného obvodu a polymetalickej mineralizácie typu Pukanec (údaje čerpané z Kantora et al., 1988 a Repčoka et al., 1993). 1 - priemer, 2 - žily, 3 - žilníkovo-vtrúsená polymetalická mineralizácia Pukanec.

Fig. 14 Average values of δ^{34}S from Štiavnica-Hodruša Ore District and polymetalic mineralization of the Pukanec type (data from Kantor et al., 1988 and Repčok et al., 1993). Note: Averages from Pukanec are from individual cone samples of the series P. Samples of vein types are averages from individual veins. 1 - average content, 2 - veins, 3 - vein-stratobound polymetallic mineralization in loc. Pukanec.

zných typoch. Podobná situácia je bežná aj na iných PIŽ lokalitách, ako to ešte ukážeme (obr. 14). Priemery z Pukanca sú z individuálnych vzoriek z vrtov série P. Vzorky zo žilných typov sú priemery z individuálnych žíl. Aj to je jeden z diskriminačných faktorov na odlíšenie PIŽ mineralizácie od žilných polymetalických mineralizácií.

PIŽ mineralizácia pri bani Rozália

Mineralizácia PIŽ sa priestorovo viaže na centrálnu zónu štiavnického stratovulkánu. Je súčasťou viacetapového vývoja metalogenézy. V rámci metalogenézy centrálnej zóny sa dajú rozlíšiť dve hlavné vekovo na seba nadväzujúce metalogenetické zoskupenia.

1. Sú to vtrúsené, žilníkové typy polymetalickej mineralizácie, medeno-porfýrovo-skarnové mineralizácie, ktoré sú bezprostredne späté s intruzívnou aktivitou centrálnej zóny a pri ktorých je genetická väzba magma - rudná mineralizácia zjavná. Vývoj v rámci tohto zoskupenia je viacetapový a z hľadiska vulkanotektonického vývoja centrálnej zóny patrí do predkalderovej etapy (Štohl a Lexa, 1990). Vývoj predkalderovej etapy ilustruje obr. 15, ktorý dokumentuje aj vekovú a priestorovú pozíciu PIŽ mineralizácie pri bani Rozália. Podľa charakteru mineralizácie a hydrotermálnych premien možno toto zoskupenie považovať za vysokosulfidačný typ.

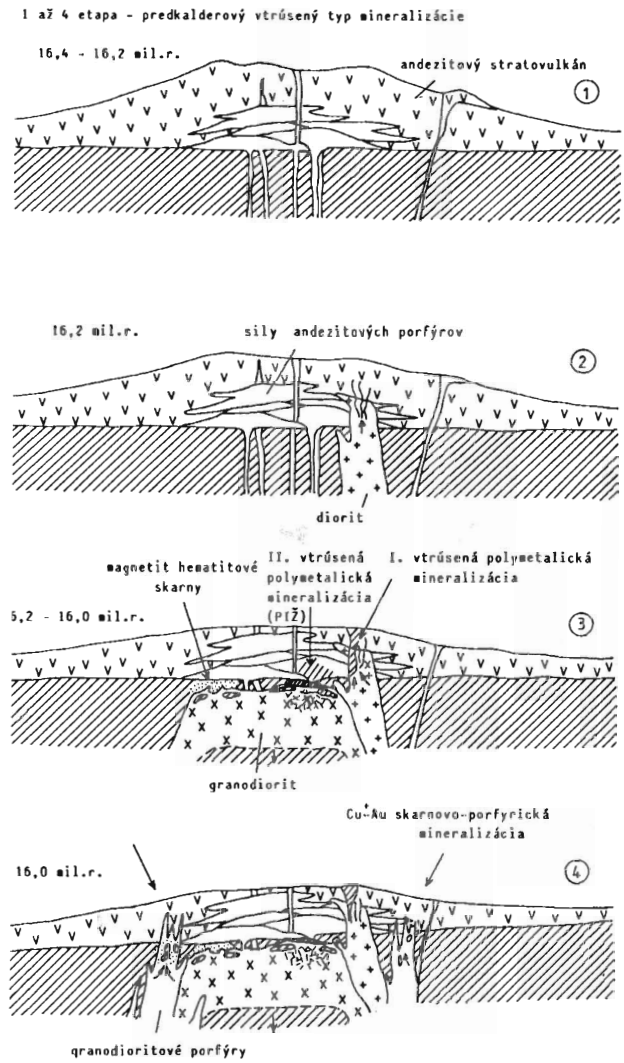
2. Postkalderová mineralizačná etapa bola spätá s vývojom štiavnického hrastu a reprezentuje žilné polymetalické a drahokovové mineralizácie. Medzi hrastom a žilným systémom je tektogenetická väzba. Žilný systém štiavnicko-hodrušského rudného obvodu je nízkosulfidačným typom mineralizácie a premien. Premeny majú dominantu v sericitovo-adulárových asociáciách. Na obr. 16 vidieť rozšírenie gamaspektrometrických leteckých anomálií draslíka, ktoré zodpovedajú rozšíreniu žilných systémov a s nimi spätých adulárovo-sericitových premien.

Geologická stavba okolia PIŽ mineralizácie

PIŽ mineralizácia sa nachádza približne v strede štiavnického hrastu na rozhraní dvoch rozdielnych geologických prostredí (obr. 16). Na Z od mineralizácie vystupuje na povrch podložná stavba s horninami mezozoika, paleozoika a kryštalinika, ktoré spolu s granodioritom a dajkami kremenného dioritu a silami tvorí prevládajúce geologické prostredie. Na V dominujú hlavne mohutné sily andezitov rôznych petrografických variet a sú v ňom hlavné žily štiavnickej časti rudného obvodu. Podložné horniny s miernym úklonom (cca 15°) na V zaklesávajú pod štiavnický andezitový komplex. PIŽ mineralizácia je práve na stykovej zóne dvoch odlišných geologických prostredí, čo sa odráža v pomerne veľkej geologickej komplikovanosti daného územia.

Geologické prostredie a vzájomné vekové a pozičné vzťahy hornín budujúcich bezprostredné okolie PIŽ mineralizácie zreteľne dokumentuje obr. 18.

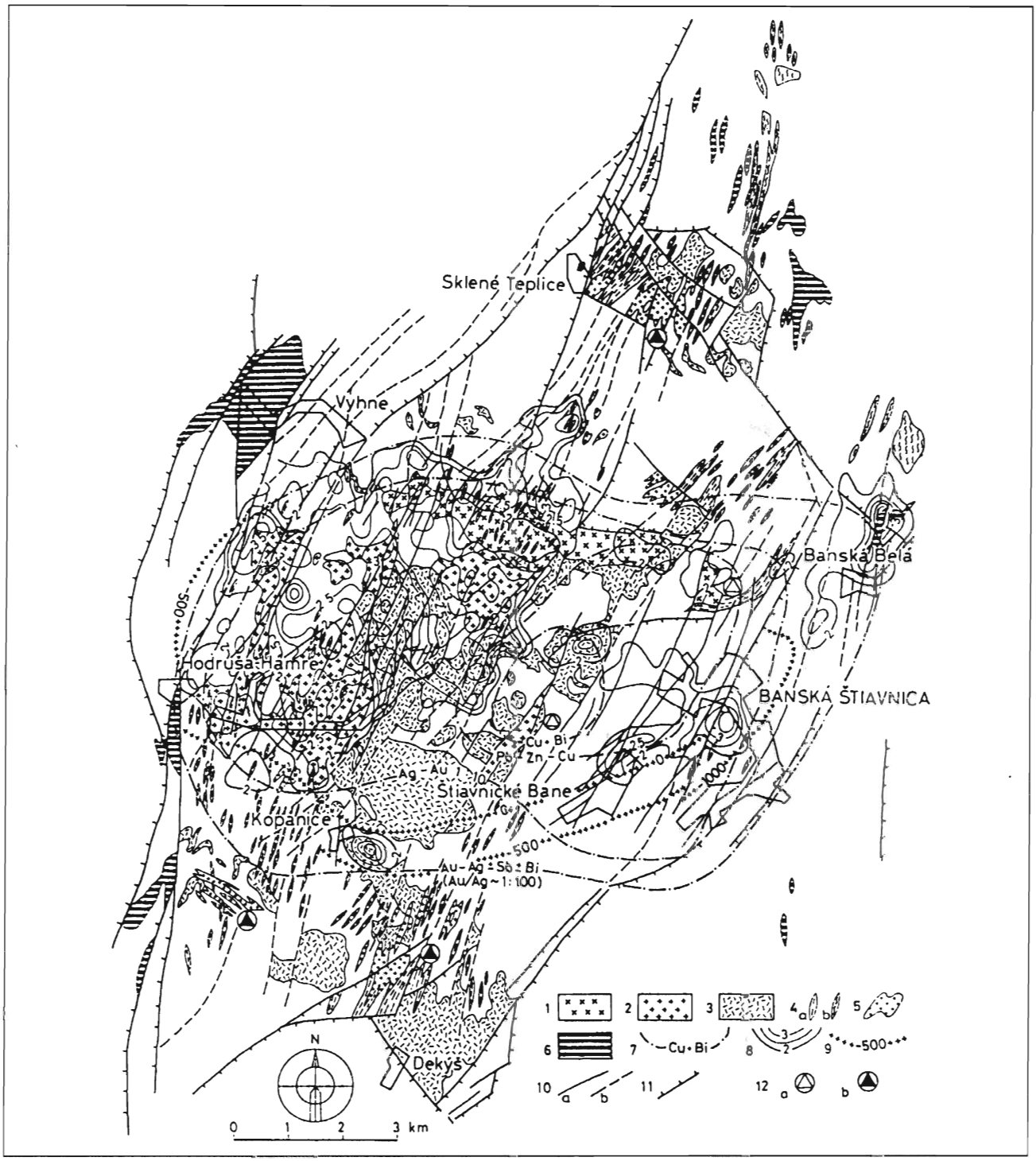
Horniny patria do: a) neoidného vulkanoplutonického komplexu a b) karpatského fundamentu, ktorý tvoria horniny paleogénu, mezozoika a paleozoika.



Obr. 15. Etapy geologického a metalogenetického vývoja centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu (zostavil Konečný, Lexa a Štohl, 1990).
Fig. 15. Stages of geological and metallogenetic evolution of the central volcanic zone of the Banská Štiavnica stratovolcano (Konečný, Lexa and Štohl, 1990).

Vulkanoplutonický komplex predstavuje subvulkanické intrúzie typu silov, dajok a veľkých ložných intrúzií typu obráteného zvona. Najstaršou vulkanickou horninou v okolí PIŽ mineralizácie je mohutný subvulkanický sil andezitových porfýrov typu Myšia hora a v menšej miere silovo-pyroxénovo-andezitových porfýrov, ktoré patria do formácie vnútornej časti kaldery (Konečný a Lexa, 1979). Ide o viacgeneračný silový útvar mocný 1 km. Typ Myšia hora je pyroxenicko-amfibolicko-biotitický andezitový porfýr so zriedkavým výskytom primárneho SiO_2. Smerom k báze silu rastie zrnitosť a podiel porfyrických výrastlíc. Základná hmota má pomerne vysoký stupeň kryštalinity, je mikropoikilitická až mikroalotriomorfná (Štohl a Hojstričová, 1990).

Granodiorit, porfyrický granodiorit a aplity tvoria bezprostredné podložie andezitových porfýrov. Sú súčasťou

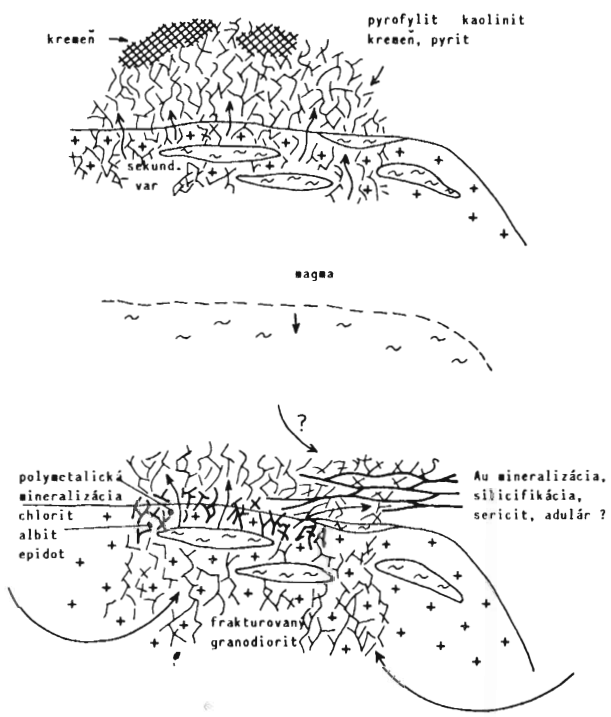


Obr. 16. Metalogeneticko-štruktúrna schéma štiavnicko-hodrušského rudného obvodu (zostavil Štohl, 1992). 1 - granodiorit, porfyrický granodiorit, 2 - diorit, 3 - sil kremito-dioritového porfýru, 4 - dajky kremito-dioritových porfýrov (a) a amfibolicko-biotitických andezitov (b), 5 - granodioritový porfýr, 6 - ryolit, 7 - hranice mineralizovaných zón epitermálnej žilnej mineralizácie - polymetalickej, drahokovovej, 8 - obsah draslíka z leteckej gama-spektrometrie (rozšírenie adulárovo-sericitických premien), 9 - podpovrchové rozšírenie granodioritovej intrúzie (500 m pod úrovňou mora), 10 - rudné žily (a) a nezrudnené poruchy (b), 11 - marginálne zlomy štiavnického hrastu, 12 - a) PIŽ mineralizácia, b) medeno-skarnovo-porfýrová mineralizácia.

Fig. 16. Metallogenetic and structural scheme of the Banská Štiavnica - Hodruša Ore District (Štohl, 1992). 1 - granodiorite, porphyric granodiorite, 2 - diorite, 3 - sills of quartz diorite porphyry, 4 - dykes of quartz diorite porphyry (a) and hornblende biotite andesite (b), 5 - granodiorite porphyry, 6 - ryolite, 7 - boundaries of zoning of epithermal base and precious metal vein mineralization, 8 - air-borne content of pothassian (distribution of adularia-sericite alteration areas), 9 - subsurface extension of granodiorite intrusion (e. g. - 500 beneath sea level), 10 - ore veins (a) unmineralized faults (b), 11 - marginal faults of Štiavnica horst, 12 - (a) base metal stockwork mineralization, (b) Cu skarn porphyry mineralization.

mohutnej plocho uloženej intrúzie, ktorej podložie nie je v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode známe. Plošný rozsah intrúzie je zrejmý z obr. 16, ktorý znázorňuje aj jej extrapólované hranice v hĺbke 0,500 m a 1000 m od povrchu. Objem intrúzie je spravidla cca 100 km^3 a predstavovala obrovský energetický tepelný zdroj pre všetky typy mineralizačných a alteračných procesov, ktoré sú mladšie ako ona. PIŽ mineralizácia bola prvým produktom intrúzie, mladšie žilné systémy využívali jej reziduálny tepelný tok na dlhodobý cirkulačný pohyb žilných hydrotermálnych systémov, čo možno zreteľne dedukovať z priestorovej koincidencie žilných štruktúr a priestoru rozšírenia granodioritového telesa (obr. 16). Zlomové štruktúry pokračujú aj mimo rozsahu granodioritu, ale už nie sú mineralizované, stávajú sa len tektonickým fenoménom. Tepelná anomália vyvolaná granodioritom je priestorom ascendencie dlhožijúcich fosílnych hydrotermálnych systémov, ktoré na ploche cca 50 km^2 vytvorili to, čo dnes reprezentuje žilný štiavnicko-hodrušský rudný obvod.

V priestore PIŽ mineralizácie a pravdepodobne aj na iných miestach možno rozlíšiť dve variety granodioritu.



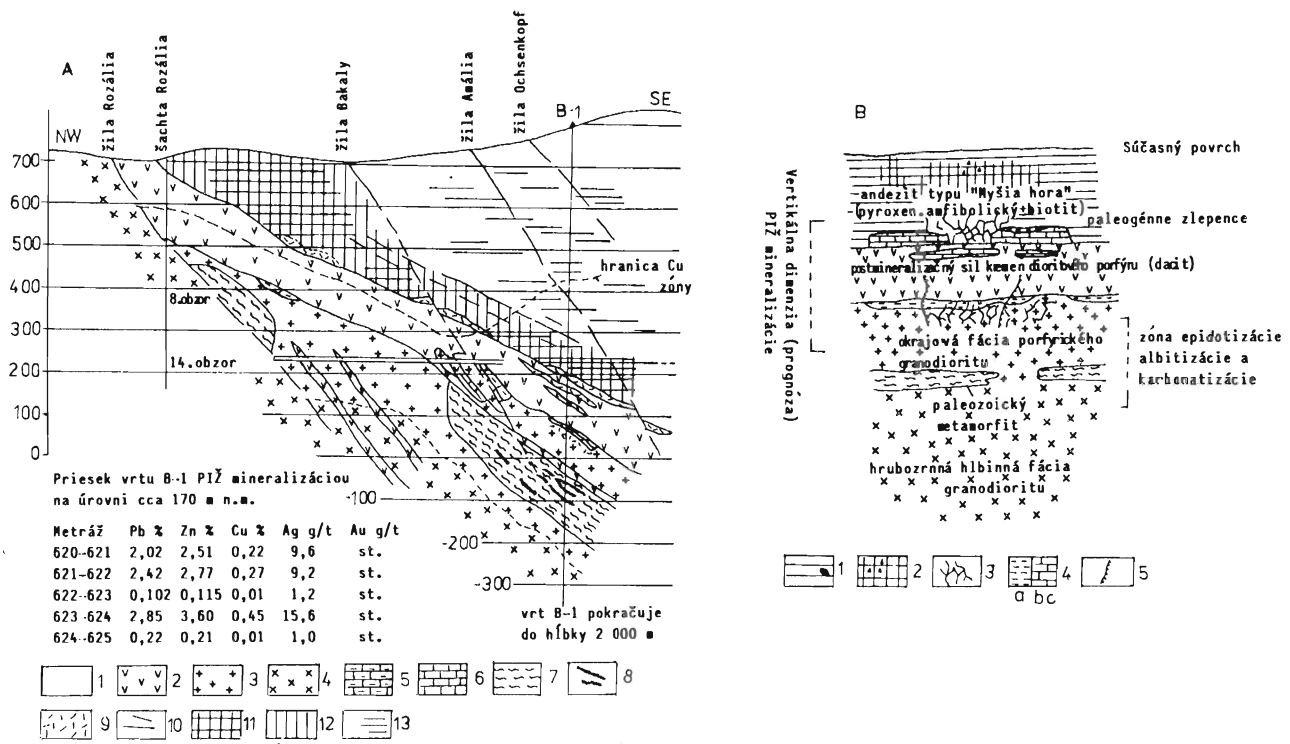
Obr. 17. Vývojové štádiá predkalderovej mineralizácie v centrálnej časti hodrušsko-štiavnického rudného obvodu. *Prvé štádium:* umiestnenie granodioritu mechanizmom poklesu centrálneho bloku, sekundárny var spojený s únikom fluid s nízkym pH a hydraulickým štiepením. *Druhé štádium:* fraktúrovaná intrúzia podmieňuje cirkuláciu meteoritickej vody - hydrotermálny systém s fluidami stredného pH až neutrálnymi využívajúci okrem siete fraktúr hydraulického štiepenia z predchádzajúceho štádia aj subhorizontálne extenzné štruktúry podmienené pokračujúcou subsidenciou centrálneho bloku (to potvrdzuje aj následná intrúzia silov kremitodioritových porfýrov po tých istých štruktúrach). Vzťah medzi polymetalickou a drahokovou mineralizáciou nie je zatiaľ doložený.
Fig. 17. Evolution stages of pre-caldera mineralization in the middle part of the Banská Štiavnica-Hodruša Ore District.

Prvá je okrajová, podľa Hojstričovej (in Štohl a Hojstričová, 1990) zodpovedá porfyrickému granodioritu, predstavuje mocnosť až 300 m a je zrejme výsledkom diferenciačných procesov na okraji intrúzie. Mikroskopické štúdium overilo jej porfyrickú štruktúru, v najvrchnejšej časti s 30 - 35 % zastúpením porfyrických výrastlíc plagioklasu, biotitu a amfibolu veľkých 0,7 až 4 mm. Základná hmota je alotriomorfne zrnitá a tvorí ju kremeň a ortoklas. S hĺbkou narastá objem porfyrických výrastlíc, súčasne sa zmenšuje ich rozmer, rastie zrnitosť základnej hmoty až hornina v hĺbke nadobúda všesmerne zrnitú štruktúru. Okrajová fácia je dôležitá najmä z hľadiska jej metalogenetickej funkcie. Medzi ňou a hlbinnou fáciou granodioritu v priestore PIŽ mineralizácie sú veľké „utopené" bloky sericiticko-chloritických kryštalických bridlíc, ktoré mohli zohrať rolu bariéry medzi obidvoma zrnitostnými fáciami granodioritu. Okrajový porfyrický granodiorit je typický hydraulickou fraktúráciou, ktorá vzniká pri sekundárnom vare. Sieť fraktúr vypĺňa epidotovo-karbonátovo-polymetalická mineralizácia. Okrajová fácia v podstate reprezentuje až 300 m mocnú litogeochemickú anomáliu Pb, Zn, Cu a Ag, ktorá je smerom k okraju intenzívnejšia a v prípade PIŽ mineralizácie pri bani Rozália nadobudla až ložiskový charakter. Zvýšený obsah uvedených chalkofilných prvkov je regionálneho charakteru a je typický pre okrajový porfyrický granodiorit aj na iných miestach štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Vek granodioritu z priestoru PIŽ mineralizácie (vrt B-1/1,446,0 m) bol stanovený z amfibolu na 15,9 ± 0,7 Ma.

Špecifické postavenie v spojitosti s PIŽ mineralizáciou majú sily a dajky kremitodioritových porfýrov, ktoré sú preukázateľne mladšie ako PIŽ mineralizácia a jej alteračné produkty. Najvýznamnejšia intrúzia tohto intruzívneho komplexu, ktorý priamo súvisí s PIŽ mineralizáciou, je temer 200 m mocný sil, oddeľujúci granodiorit od nadložných andezitových porfýrov a prakticky rozdeľujúci PIŽ mineralizáciu a alterácie na dve časti (obr. 18). Sil je uložený pod sklonom cca 15° na V a tvorí teleso zaberajúce priestor od Banskej Štiavnice až do západnej časti hrastu do priestoru Hodruše. Jeho celistvosť značne narušila mladšia tektonika.

Okrem silu tvorí časté prevažne strmo uložené dajky kremitý dioritový porfýr. Petrograficky možno od dioritových porfýrov odlíšiť viaceré variety a vo väčšej hĺbke majú až granodioritový charakter. Prevažujú kremitodioritové porfýry vyznačujúce sa prítomnosťou primárneho SiO_2 a výrastlice živca dosahujú až 50 %. Základná hmota je zrnitá, holokryštalická. Biotit a amfibol obsahom neprevyšujú 10 %.

Predvulkanické mezozoické horniny sa zachovali len v malých blokoch, ktoré pred intrúziou kremitodioritových porfýrov tvorili viac-menej súvislú polohu na streche granodioritovej intrúzie. Intrúzia spôsobila ich rozpad do viacerých malých polôh mocných niekoľko až 20 m. Litologicky zodpovedajú karbonatickým a piesčito-ílovitým polohám. Karbonatické polohy sú rekryštalizované. Ide o vápenec a dolomitický vápenec. Ílovito-piesčité polohy sa striedajú v tenkých vrstvičkách. Vápenec a dolomit sú rekryštalizované a piesčito-ílovité polohy zrohovcovatené.



Obr. 18a. Geologický rez smeru SZ - JV cez vrt B-1. 1 - biotiticko-amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr, 2 - kremitodioritový porfýr, 3 - okrajová porfyrická fácia granodioritu, 4 - hrubozrnný, všesmerný zrnitý granodiorit, 5 - piesčito-ílovitý sediment (spodný trias ?), 6 - vápnito-slienito-dolomitický sediment (stredný trias ?), 7 - paleozoický metamorfit, 8 - aplitové žilky, 9 - PIŽ mineralizácia, 10 - ploché pyritovo-polymetalické žilky patriace do PIŽ mineralizácie, 11 - silicifikácia, 12 - pyrofylitovo-sericitová fácia premien, 13 - sericitizácia vo vrte B-1.

Fig. 18a. Geological section in direction NW-SE, across the borehole B-1. 1 - biotite-hornblende-pyroxene andesite porphyry, 2 - quartz diorite porphyry, 3 - marginal facies of granodiorite, 4 - course-grained granodiorite, 5 - sandy shales (Lower Triassic), 6 - calcareous-marly-dolomites (Middle Triassic), 7 - Paleozoic metamorphic rocks, 8 - aplite veinlets, 9 - base metal stockwork mineralization, 10 - flat pyrite-polymetalic veinlets of the base metal stockwork mineralization, 11 - silicification, 12 - pyrophylite-sericite alteration, 13 - sericitization in the borehole B-1.

Obr. 18b. Schéma pozície PIŽ (polymetalicko-impregnačno-žilníkovej) mineralizácie v kupole granodioritu v oblasti tektonických blokov žíl Rozália - - Bakaly - Amália s možnou pozíciou reliktov mezozoika ± mineralizovaného. 1 - zóna argilitizácie pyrofylit, sericit, SiO_2 - zóna prínosu draslíka, 2 - zóna silicifikácie: hydrotermálne explozívne brekcie, 3 - nepravidelný žilník Pb, Zn, Cu ± SiO_2 vzniknutý pri sekundárnom vare, 4 - mezozoikum: a - piesčito-ílovité, b - slienito-karbonátové, c - metasomatóza, 5 - ojedinelé mladšie polymetalicko-karbonátové (post dacitové) žilky.

Fig. 18b. Situation of the base metal stockwork mineralization in granodiorite dome in region of tectonic blocks of veins Rozália-Bakaly-Amália, including possible relicts of mesozoic mineralized rocks. 1 - zone of argilitization - pyrophylite, sericite, quartz-zone of potash metasomatism, zone of silicification: hydrothermal explosive breccias, 3 - irregular stockwork of Bp, Zn, Cu ± SiO_2 veinlets, preconditioned by second boilling processes, 4 - Mesozoic rocks: a - sandy shales, b - marly limestones/dolomites, c - metasomatite, 5 - sporadic younger veinlets of base metal-carbonate composition (post porphyry).

Hlbšie sú v granodiorite ponorené už vyše 100 m mocné polohy kryštalických bridlíc, ktoré pravdepodobne pred intruzívnou aktivitou tvorili súvislý sled s mezozoickými horninami. Bridlice sa vyznačujú výraznou klivážou, často je v nich sekrečný kremeň súhlasne uložený s bridličnatosťou. Horniny sú sivej až sivozelenej farby. Medzi podstatné minerálne súčasti patrí sericit, chlorit, kremeň a živec. Horniny možno označiť aj ako sericiticko-chloritické bridlice.

Forma, štruktúra a genéza PIŽ mineralizácie Rozália

PIŽ mineralizácia sa zistila koncom 70. rokov pri banskom geologickom prieskume žily Rozália a Bakaly. Medzi 8. a 14. obzorom sa vykonali rozsiahle banské a vrtné práce, ktoré zhodnotili ekonomický význam mineralizácie (Gavora, 1983). Na odlišné genetické aspekty mineralizácie - vzhľadom na žilnú mineralizáciu - upozornil Koděra (1978), Štohl (1979), Štohl, Lexa a Žáková (1989), Štohl, Hojstričová, Lexa, Rojkovičová a Žáková (1989), Hojstričová et al. (1990), Štohl a Lexa (1990), Štohl a Lexa (1992), Rojkovičová a Štohl (1993). Postupne vznikal genetický model, ktorého poslednú verziu podávame v tomto príspevku. V skutočnosti treba zdôrazniť, že podstata modelu vychodí z poznatku, že PIŽ mineralizácia a pravdepodobne aj jej geneticky príbuzná žilno-žilníková Au mineralizácia, ktorú objavil Gavora vo vrte BLI-7, časovo patrí do predintruzívnej etapy kremitodioritového porfýru, hlavne jeho silu, ktorý prenikol do priestoru medzi granodioritový masív a nadložné andezitové porfýry.

PIŽ mineralizácia je priestorovo a geneticky spätá s endokontaktom a exokontaktom porfyrického granodioritu. Má vtrúsený a žilníkový charakter, pričom smerom ku kontaktu intenzita mineralizácie rastie. Ak sú na kontakte zvyšky karbonatického mezozoika, PIŽ mineralizácia nadobúda typický metasomatický charakter (Rojkovičová

a Štohl, 1993). Tento typ mineralizácie sa potvrdil vo vrte B-1 (obr. 18), kde sú najbohatšie metasomatické mineralizácie v xenolitoch utopených v sile kremitodioritového porfýru. Granodioritové teleso je kupolovité, nevytvára dajkové apofýzy tak, ako sa to preukázalo pri ostatných PIŽ mineralizáciách. Žilník je nepravidelný, jeho genéza, morfológia i pozícia v granodiorite svedčia o pôvode vyvolanom hydraulickým štiepením v konečnom vývoji magmatickej konsolidácie v sekundárnom vare. Vývojové štádiá PIŽ mineralizácie graficky zachycuje obr. 17, na ktorom je situácia pred intrúziou silu kremitodioritového porfýru. Obr. 18 v dolnej časti so schémou PIŽ mineralizácie znázorňuje už postintruzívnu situáciu. Vzťah k Au žilno-žilníkovej mineralizácii je otvorený a študuje sa.

Mineralizácia, premeny a izotopy

Pre PIŽ mineralizáciu je charakteristické jednoduché minerálne zloženie s prevahou sfaleritu a galenitu nad chalkopyritom a pyritom. Akcesoricky je prítomný bornit, digenit, tetraedrit, goethit a hematit. Predrudné štádium je tvorené kremeňom, epidotom, albitom a karbonátmi. Obdobnú mineralizáciu vykazuje aj hydrotermálnometasomatický typ, ktorý má masívnejší charakter, ale je identický s mineralizáciou v žilníkoch. V jednom prípade sa na rozhraní galenitu a sfaleritu zistilo elektrum (Au = 55,9 %). PIŽ mineralizácia má vertikálny diapazón cca 300 m smerom do hĺbky, podľa litogeochemických štúdií sa mierne zvyšuje obsah Cu, čo zrejme odráža aj mineralogické zloženie. S hĺbkou narastá aj Mo, Sn a Bi.

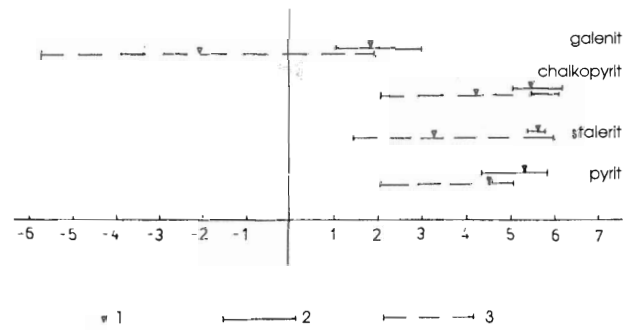
V priestore, kde je PIŽ mineralizácia s jej minerálnou asociáciou hydrotermálnych premien, vystupujú aj typické žilné štruktúry vo vzájomnej superpozícii.

Starší súbor premien, ktorý je externe rozložený okolo PIŽ mineralizácie, má vcelku areálový charakter a na súčasnom povrchu pokrýva rozsiahle plochy. Premeny majú povahu silicifikácie (obsah SiO_2 až do 95 %), illitizácie (obsah K_2O do 7,9 %), pyrofylitizácie a kaolinizácie. V polohách sekundárnych kvarcitov sa identifikoval aj anatas, topás a fluorit. Lokálne majú aj brekciovitú textúru, geneticky súvisiacu s hydrotermálnoexplozívnou aktivitou. Najmä v etáži andezitových porfýrov je aj mierna pervazívna pyritizácia. Tento súbor premien zodpovedá charakteristike roztokov vysokosulfidačného typu. Neprítomnosť alunitu sa dá vysvetliť jeho erozívnym odstránením. Zvyčajne sa vyskytuje nad pyrofylitovou zónou, ktorá v našom prípade vystupuje na súčasný erozívny zrez. Táto etapa zodpovedá prvému štádiu tak, ako to ukazuje obr. 17. Jeho súčasťou je aj hydraulická frakturácia.

V druhej etape sa pri prenikaní meteorických hydrotermálnych systémov do zóny tepelnej anomálie granodioritu na cirkuláciu a precipitáciu rudných komponentov PIŽ mineralizácie použili cirkulačné cesty vzniknuté pri hydraulickej frakturácii. Sprievod polymetalickej mineralizácie tvorili aj karbonáty, epidot, chlorit a albit a hlbšie aj aktinolit, ktoré prevažne vypĺňajú žilníkový systém spolu s mladšou rudnou mineralizáciou. Epidotový žilník zasahuje podstatne hlbšie do granodioritového telesa ako polymetalický žilník a taktiež preniká až do andezitových porfýrov do ich vrchných častí, kde sa už polymetalický žilník nenachádza.

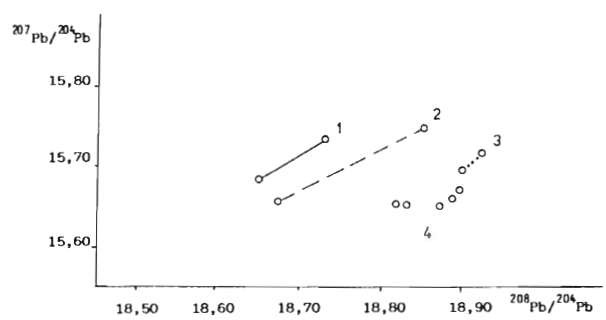
V mladšej etape metalogenézy epitermálnu žilnú mineralizáciu (Rozália, Bakaly, Amália, žily Ochsenkopf) sprevádza typická adulárovo-sericitová alterácia, ktorá má znaky nízkosulfidačných fluid. Je naložená na vysokosulfidačnom systéme PIŽ mineralizácie. Ich vzájomný vzťah a rozšírenie sa skúmali vo vrte B-1 (Štohl, Hojstričová et al., 1990).

Pri štúdiu izotopov síry $\delta\ ^{34}S$ sa zistila podobná situácia ako pri PIŽ mineralizácii v rudnom obvode Pukanec - Rudno. Izotopické zloženie PIŽ mineralizácie je ľahšie ako v mladších žilných typoch (Kantor et al., 1988; Repčok et al., 1993). Situáciu znázorňuje obr. 19.



Obr. 19. Porovnanie priemerných hodnôt $\delta\ ^{34}S$ žíl štiavnicko-hodrušského rudného obvodu a PIŽ mineralizácie pri bani Rozália (údaje z práce Kantora et al., 1988, a Repčoka et al., 1993). 1 - priemer, 2 - žily, 3 - PIŽ mineralizácia.

Fig. 19. Comparison of average values of $\delta\ ^{34}S$ between the Banská Štiavnica-Hodruša Ore District veins and base metal stockwork mineralization of the Rozália Mine. (Data gathered from Kantor et al., 1988 and Repčok et al., 1993). 1 - average content, 2 - veins, 3 - PIŽ mineralization.



Obr. 20. Porovnanie izotopického obsahu obyčajného olova z rozdielnych genetických typov mineralizácie. 1 - Fe skarnová mineralizácia ± Pb, Zn, 2 - polymetalická žilná a metasomatická mineralizácia, 3 - Au a Ag mineralizácia (Kremnica), 4 - PIŽ mineralizácia pri bani Rozália (údaje 1 - 3 od Kantora in Štohl, 1976, údaje 4 od Černyševa, Cambela a Koděru, 1984).

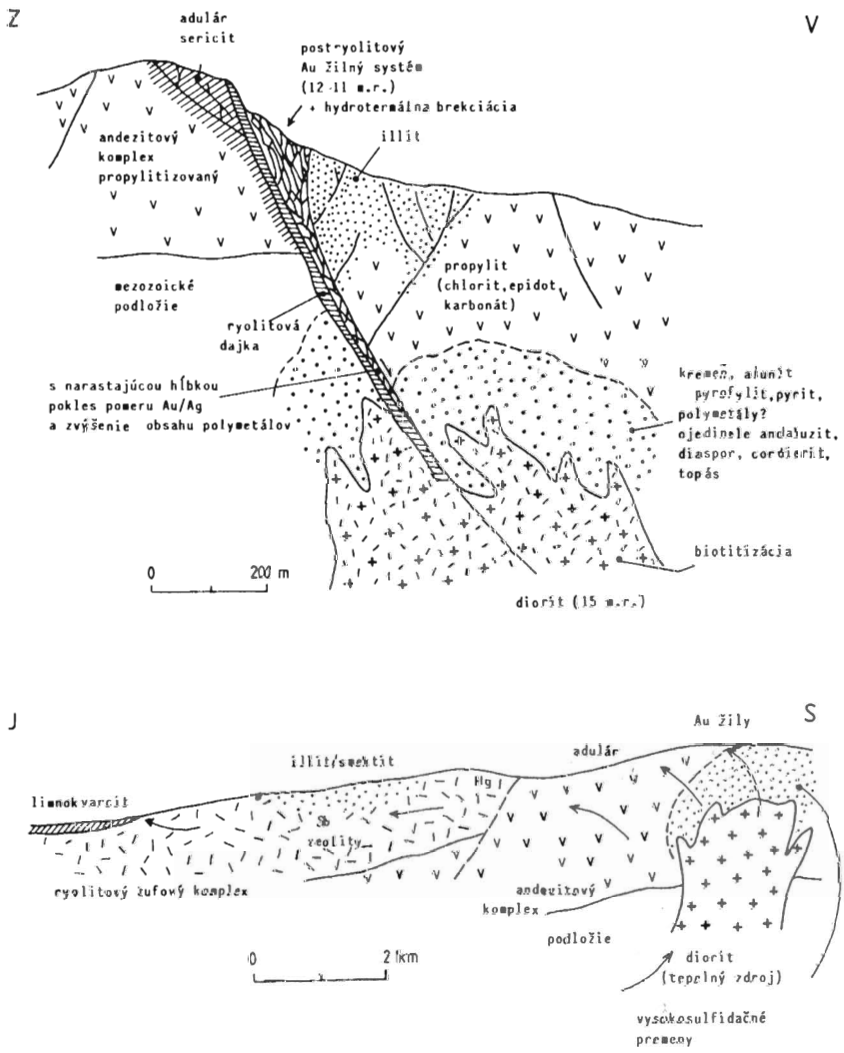
Fig. 20. Comparison of common lead isotopes from various genetic types of mineralization. 1 - Fe skarn mineralizations±Pb, Zn, 2 - base metal vein and replacement mineralization, 3 - Au-Ag mineralization of Kremnica Ore District, 4 - base metal stockwork mineralization of the Rozália Mine. Data 1 to 3 taken from Kantor in Štohl (1976), data ad 4 from Černyšev, Cambel and Koděra (1984).

Na nezávislé genetické postavenie PIŽ mineralizácie (obr. 20) a jej osobitný rádiogenetický charakter poukazujú aj údaje o distribúcii izotopického obsahu obyčajného olova zo štiavnicko-hodrušského rudného obvodu a z Kremnice z rozdielnych genetických typov mineralizácií.

Kremnický stratovulkán

Kremnický rudný obvod je dávno známy ako reprezentant klasického epitermálneho Au-Ag žilného zrudnenia spätého s typickou nízkosulfidačnou asociáciou premien, t. j. adularizáciou, sericitizáciou, silicifikáciou a kaolinizáciou. V 70. rokoch sa v ňom realizovalo viac hlbokých vrtov najmä s cieľom overiť pod ním horniny karpatského podložia. Z metalogenetického hľadiska vrt Kr-3 v severnej časti rudného obvodu poskytol niektoré nové geologické a metalogenetické informácie. Výsledky získané z vrtu zhodnotil Böhmer a Šimová (1976). Vrt identifikoval intruzívne teleso dioritového zloženia a z kontaktu s okolitým andezitovým prostredím sa opísala nezvyčajná asociácia premien a nevýrazná polymetalická mineralizácia (andaluzit, sillimanit, diaspor, kordierit, topás, granát). Burian, Slavkay, Štohl a Tözsér (1985) tento súbor mineralizácie a premien začlenili ako staršiu etapu do celkovej metalogenézy kremnického rudného obvodu a vekovo ho prepojili na vulkanotektonickú formáciu Zlatej studne, ktorá podľa Lexu (in Konečný, Lexa a Planderová, 1983) predstavuje relikt rozsiahleho bádenského stratovulkánu.

Neskôr v 80. rokoch v tomto priestore (oblasť Kremnických baní) vykonal Geologický prieskum rozsiahly vrtný prieskum s cieľom zhodnotiť hlbkový dosah mineralizácie v prvom žilnom systéme. Vrtný prieskum (Knésl et al., 1990) sériou vrtov overil rozsiahlu subvulkanickú intrúziu v apikálnej časti s početnými žilnými apofýzami, ktorá zlo-



Obr. 21. Schematické rezy kremnickým ložiskom zlata znázorňujúce vzťah intruzívneho komplexu a mladšieho epitermálneho systému a predpokladanú cirkuláciu fluid.

Fig. 21. Schematic cross-section across the Kremnica gold Ore District indicates the valutionship among intrusive body, younger epithermal system and assumed direction of the fluid circulation.

žením zodpovedá dioritovým porfýrom až dioritom. Intruzívny komplex má horizontálnu plochu cca 3 - 4 km^2 a jeho vrcholové časti sú 300 až 700 m od súčasného povrchu. Z geologického hľadiska ho možno pokladať za súčasť centrálnej zóny stratovulkánu Zlatej studne. Rádiometricky zistený vek intrúzie (13,3 ± 0,4 Ma) nezodpovedá geologickoštruktúrnym vzťahom, ktoré hovoria v prospech bádenského veku. V každom prípade sú diority staršie ako ryolitový vulkanizmus (10 až 11 Ma), s ktorým je epitermálna Au-Ag žilná mineralizácia geneticky aj priestorove spätá. Neskôr Šimová (1985) vo vrtoch Geologického prieskumu zistila alunit, pyrofylit a diaspor, ale tie neboli doložené rtg analýzou. Výskyt alunitu sa v severnej časti intruzívneho komplexu potvrdil aj na povrchu (Turčok). Tieto nové fakty a aplikácia nových teoretických poznatkov o členení epitermálnej mineralizácie na vysokosulfidačné a nízkosulfidačné typy nás vedú k predbežným záverom a k vytvoreniu metalogenetického modelu, ktorého resumé znázorňuje obr. 21. Kremnický rudný obvod považujeme za príklad vystriedania staršej metalogenézy vysokosulfidačného typu v mladšej etape vývoja metalogenézy nízkosulfidačným typom. Lokálne sú vo vzájomnej superpozícii. Do staršej etapy okrem polymetalickej mineralizácie typu PIŽ začleňujeme aj geochemicky zistený zvýšený obsah Sn-W spolu s topásom, fluoritom a turmalínom. Podobný hydrotermálnoalteračný a mineralizačný systém (vysokosulfidačný) opísal Štohl in Burian, Slavkay, Štohl, Tözsér (1985) v centrálnej zóne stratovulkánu Javorie a Bacsó (1971) v centrálnej zóne stratovulkánu Morské oko vo Vihorlate, kde sa zistila aj paragenéza andaluzit - cordierit. Aj tu ich pokladáme za súčasť vysokosulfidačného systému.

Zlatobanský stratovulkán

Zlatobanský andezitový stratovulkán v severnej časti Slanských vrchov (obr. 11) je najrozsiahlejšou a z geologického hľadiska najkomplexnejšou vulkanickou štruktúrou v Slanských vrchoch (obr. 22). Stratovulkán zaberá plochu približne 200 km^2 a v súčasnosti je iba reliktom pôvodnej vulkanickej štruktúry. Podľa údajov o rádiometrickom veku hornín stratovulkán vznikol v rozpätí 12,2 - 10,0 Ma, t. j. v sarmate až spodnom panóne (Kaličiak a Repčok, 1987).

Prvotné eruptívne centrum v spodnom sarmate vzniklo na križovaní výrazných hlbinných zlomov mimo dosahu sarmatského mora a vulkanická aktivita prebiehala prevažne v subaerickom prostredí. Produkty vulkanickej aktivity sa deponovali na konsolidovaný a čiastočne peneplenizovaný reliéf.

V priamom podloží andezitového stratovulkánu vystupujú prevažne pelitické sedimenty miocénu (egenburg - báden) s hrubými polohami ryolitovo-ryodacitových vulkanoklastík (karpat - báden). Vrchná hranica predterciérneho podložia, ktoré je tu pravdepodobne tvorené humenským mezozoikom, sa podľa geofyzikálnych údajov interpretovala v hĺbke 1500 - 3600 m (Pospíšil a Kaličiak, 1979). Predterciérne podložie má zložitú hrastovo-prepadlinovú stavbu s pozdĺžnou (SZ - JV) grabenovou štruktúrou segmentovanou priečnymi zlomami na rad čiastkových elevácií a prepadlín.

V stavbe andezitového stratovulkánu vyčleňujeme centrálnu, prechodnú a periférnu zónu.

Po obvode centrálnej vulkanickej zóny (centrálnej depresie) vystupuje takmer súvislý veniec lávových prúdov andezitu (vulkanický plášť), ktoré sú periklinálne uložené smerom od pôvodného centra a tvoria prstovité výbežky vo vrcholových častiach radiálne vybiehajúcich hrebeňov.

Tento mohutný efuzívny komplex tvorí andezit rozličného petrografického typu. V spodnej časti sú to prevažne monotónne pyroxenické andezity. V ich nadloží vystupujú lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov až po najmladšie pyroxenicko-amfibolicko-biotitické andezity, čo naznačuje určitú komagmatickosť s intruzívnou aktivitou dioritových porfýrov v centrálnej zóne stratovulkánu.

Periférna (distálna) zóna stratovulkánu je ako výsledok asymetrickej stavby stratovulkánu vyvinutá hlavne v jeho južnej a východnej časti a tvoria ju najmä fácie andezitových epiklastík petrograficky patriacich k asociujúcim lávovým prúdom a fácie redeponovaných pyroklastík s menšími reliktmi lávových prúdov.

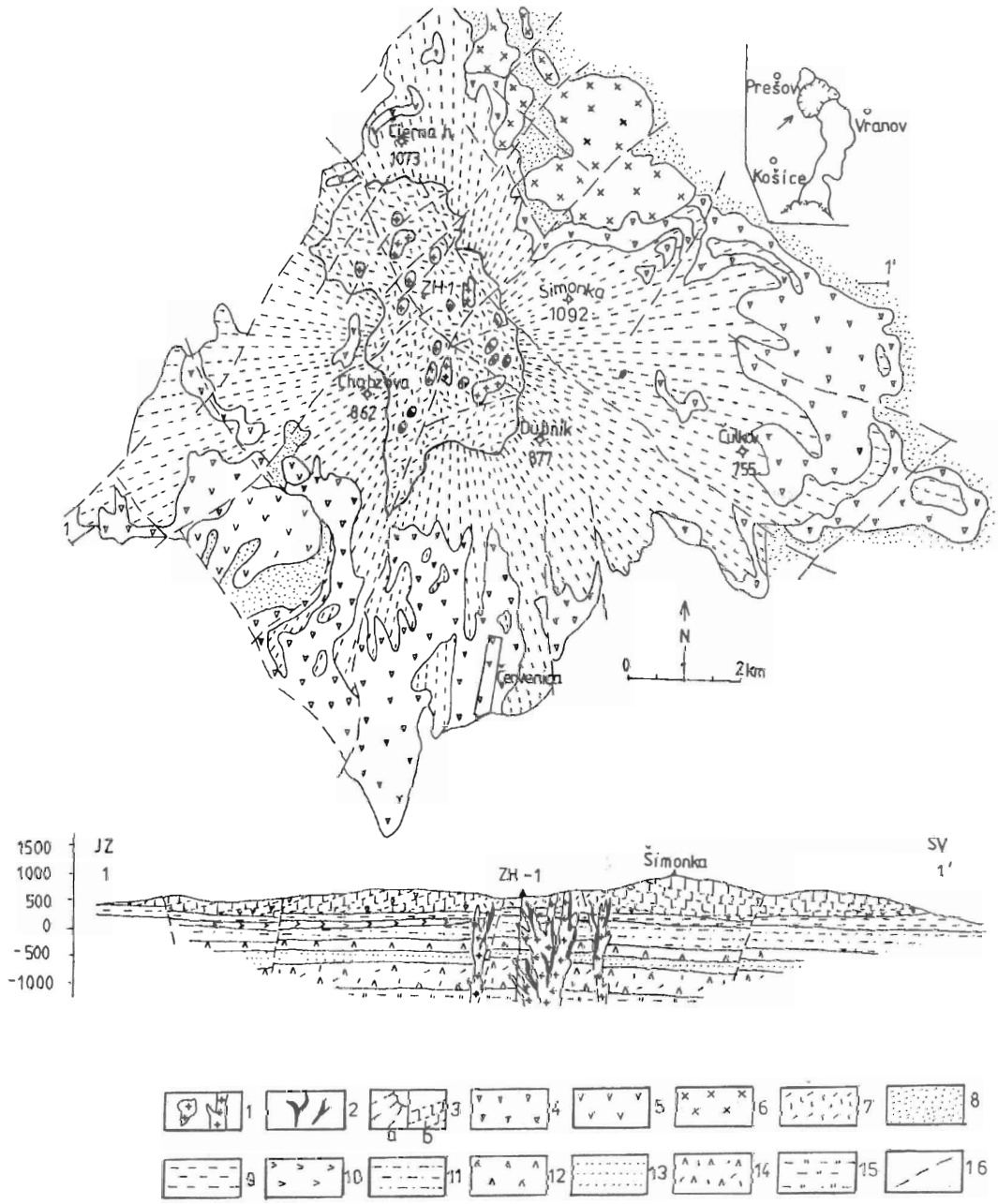
Geologická stavba centrálnej vulkanickej zóny

Centrálnu vulkanickú zónu tvorí eróziou vypreparovaná výrazná kotlovitá depresia elipsovitého tvaru s pozdĺžnou osou v smere SZ - JV v širšom okolí obce Zlatá Baňa na ploche približne 12 km^2. Vo vnútri depresie vystupuje na povrch nepravidelne hydrotermálne premenený komplex andezitov s variabilnou mocnosťou od 150 do 580 m prerážaný rojom intruzívnych telies dioritových porfýrov, ktoré vo forme morfologických vyvýšenín vystupujú aj na súčasný erózny povrch. Rádiometricky zistený vek tejto intruzívnej aktivity je stredný sarmat (12,05 Ma, Ďurica et al., 1978; 12,1 ± 0,3 Ma, Kaličiak a Repčok, 1987). Prieniky intruzívnych telies dioritových porfýrov sú vnútri depresie centrálnej zóny skoncentrované v troch uzloch (obr. 23), ktoré indikujú intruzívne centrá. Miesta s koncentrovanými prienikmi telies porfýrov sú charakteristické výraznejšími hydrotermálnymi premenami a rudnou mineralizáciou, a to najmä intenzívnou kaolinizáciou a pyritizáciou hornín. Pyritizáciu indikujú výrazné geofyzikálne anomálie VP (do 12 %). Aj intenzívne vybielenie až rozpad hornín spôsobili hypergénne procesy.

Intruzívne telesá dioritových porfýrov, ktoré prenikli až do intravulkanickej úrovne stratovulkánu, sú tvarovo zložité, členité a veľmi nepravidelné. Tvoria prevažne nepravidelné izometrické telesá, ale aj doskovité a v jednom smere pretiahnuté (približne S - J, resp. SZ - JV) dajkovité telesá.

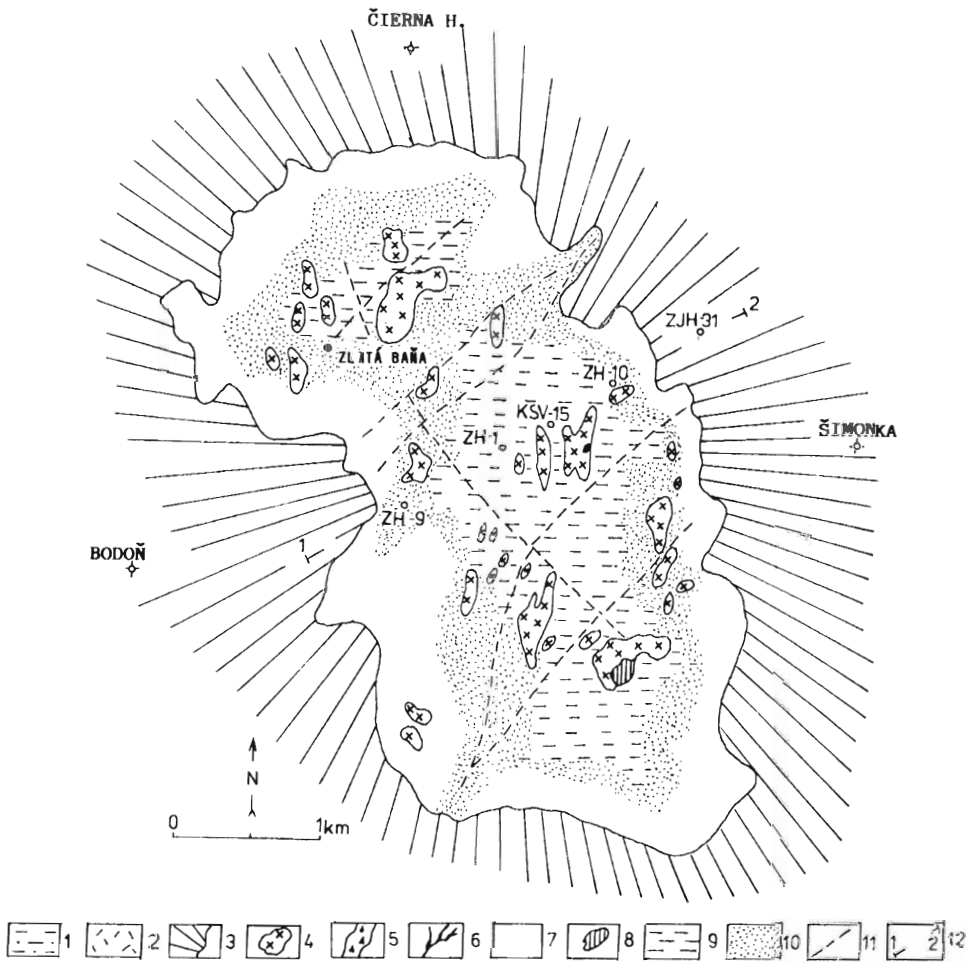
Dioritový porfýr má všesmerne zrnitú textúru s výraznou porfyrickou štruktúrou a holokryštalickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, hyperstén, augit, amfibol a biotit. V rámci intruzívneho komplexu sa rozlíšili tri petrografické typy dioritových porfýrov, a to pyroxenický, pyroxenicko-amfibolický a pyroxenicko-amfibolicko-biotitický. Výraznú prevahu má 1. a 2. typ, čo zodpovedá aj petrografickému zloženiu a pozícii lávových prúdov andezitu v prechodnej až periférnej zóne stratovulkánu.

V dôsledku intenzívnej erozívnej činnosti po sformovaní najmä centrálnej časti stratovulkánu sa jeho vulkanický



Obr. 22. Štruktúrno-vulkanická schéma zlatobanského stratovulkánu (zostavil Kaličiak, 1993). 1 - intrúzie diorítového porfýru, 2 - magmaticko-hydrotermálne brekcie s polymetalickou mineralizáciou, 3 - stratovulkanický komplex (plášť vulkánu) - lávové prúdy a - v mape, b - v reze, 4 - andezitové vulkanoklastiká (nečlenené), 5 - extrúzie andezitov, 6 - plytkointruzívne telesá dioritových porfýrov na povrchu, 7 - hydrotermálne premenený komplex vnútri centrálnej vulkanickej zóny (nečlenený), 8 - sedimenty neogénu na povrchu (nečlenené), 9 - sedimenty vrchného bádenu, 10 - ryolitové a ryodacitové vulkanoklastiká vrchného bádenu, 11 - sedimenty stredného a spodného bádenu, 12 - ryolitové a ryodacitové vulkanoklastiká spodného bádenu, 13 - sedimenty karpatu, 14 - ryolitové a ryodacitové vulkanoklastiká karpatu, 15 - sedimenty egenburgu, 16 - zlomy.

Fig. 22. Structural and volcanic scheme of the Zlatá Baňa stratovolcano (Kaličiak, 1993). 1 - intrusion of diorite porphyry, 2 - magmatic and hydrothermal breccias with base metal mineralization, 3 - stratovolcanic complex (proximal zone), (a) lava flows (in map), (b) in cross-section, 4 - andesite volcanoclastics (not differed), 5 - extrusion of andesite, 6 - shallowly intruded diorite porphyries at present surface, 7 - hydrothermally altered complex filling central volcanic zone (not differed), 8 - neogene sediments at present surface (not differed), 9 - sediments of upper Badenian, 10 - rhyolite and ryodacite volcanoclastics of the upper Badenian, 11 - sediments of lower to middle Badenian, 12 - rhyolite and ryodacite volcanoclastics of the lower Badenian, 13 - sediments of Karpathian, 14 - rhyolite and ryodacite volcanoclastics of Karpathian, 15 - sediments of Egenburgian, 16 - faults.



Obr. 23. Schéma centrálnej vulkanickej zóny zlatobanského stratovulkánu (zostavil Kaličiak, 1993). 1 - sedimenty neogénu (egenburg - báden), 2 - ryolitové vulkanoklastiká (karpat - báden), 3 - stratovulkanický komplex (plášť vulkánu), 4 - intrúzie dioritového porfýru, 5 - magmatické-hydrotermálne brekcie, 6 - žilky, žilníky polymetalickej mineralizácie, 7 - propylitizované (chloritizované) andezity v centrálnej vulkanickej zóne, 8 - sekundárne kvarcity, 9 - zóny intenzívnej argilitizácie (kaolinit - illit), 10 - zóny argilitizácie (montmorillonit), 11 - zlomy, 12 - línia geologického rezu.

Fig. 23. Geological scheme of the central volcanic zone of the Zlatá Baňa stratovolcano (Kaličiak, 1993).1 - neogene sediments (Egenburgian and Badenian), 2 - rhyolite volcanoclastics (Karpathian and Badenian), 3 - stratovolcanic complex (proximal zone of stratovolcano), 4 - intrusion of diorite porphyry, 5 - magmatic and hydrothermal breccias, 6 - base metal stockwork, 7 - propylitic (chloritic) andesites of the central volcanic zone, 8 - secondary quartzites, 9 - zones of advanced argillic alteration (kaolinite and illite), 10 - argilitic zone composed of motmorillonite, 11 - faults, 12 - line of geological cross-section.

kužeľ prakticky nezachoval. Fácie autochtónnych pyroklastík v striedaní s tenkými lávovými prúdmi, typické pre stavbu vulkanického kužeľa, vystupujú iba reliktne v jeho severnej časti.

Charakteristika PŽ mineralizácie

Súčasne s vývojom vulkanizmu a intruzívnych procesov v centrálnej vulkanickej zóne prebiehali aj hydrotermálne a mineralizačné procesy, ktorých produktom je predovšetkým polymetalické zrudnenie štruktúrne sa viažuce na centrálnu vulkanickú zónu stratovulkánu, ale aj nižšie termálne Sb-Hg zrudnenie v centrálnej zóne a v proximálnej zóne stratovulkánu. Energetickým zdrojom zrudňovacích procesov boli intrúzie dioritových porfýrov, ktoré vo forme nepravidelných telies prenikli až do subvulkanickej úrovne vulkanickej štruktúry.

PŽ mineralizácia je priestorovo výrazne spojená s intruzívnym komplexom. Je to zreteľné v rezoch aj na povrchovej geologickej mape (obr. 23, 24). Najvýznamnejším priestorom, v ktorom sa tvorila mineralizácia, sú miesta, kde zložité dajkové a štokové útvary v hĺbke nadväzujú na svoje prívodné kanály a kde bola tepelná energia magmy, zodpovedná za vznik hydraulického trhlinového systému a následnej cirkulácie rudonosných fluid, maximálna.

Epigenetická polymetalická mineralizácia sa v centrálnej zóne stratovulkánu zistila od súčasného erozívneho povrchu až do hĺbky 1500 m, pričom jej maximálny rozsah je

v hĺbkovom intervale od +600 do -200 m n. m. Prostredím polymetalickej mineralizácie je sám intruzívny komplex dioritových porfýrov, ale hlavne okolitý hydrotermálne alterovaný komplex andezitov a podložné vulkanicko-sedimentárne súvrstvie ryolitovo-ryodacitových vulkanoklastík a sedimentov spodného miocénu.

Mineralizácia má veľmi nepravidelný štokverkový charakter vo forme žilníkov a žíl, v menšej miere vo forme tmelu magmaticko-hydrotermálnych a hydrotermálnoexplozívnych brekcií a v neposlednom rade aj v podobe drobných impregnácií, najmä v okolí žilníkovo-žilných štruktúr.

Najrozšírenejší a najvýznamnejší je žilníkovo-žilný systém polymetalickej mineralizácie priestorovo sa viažuci hlavne na okrajové časti telies dioritových porfýrov a telesá magmaticko-hydrotermálnych a hydrotermálno-explozívnych brekcií.

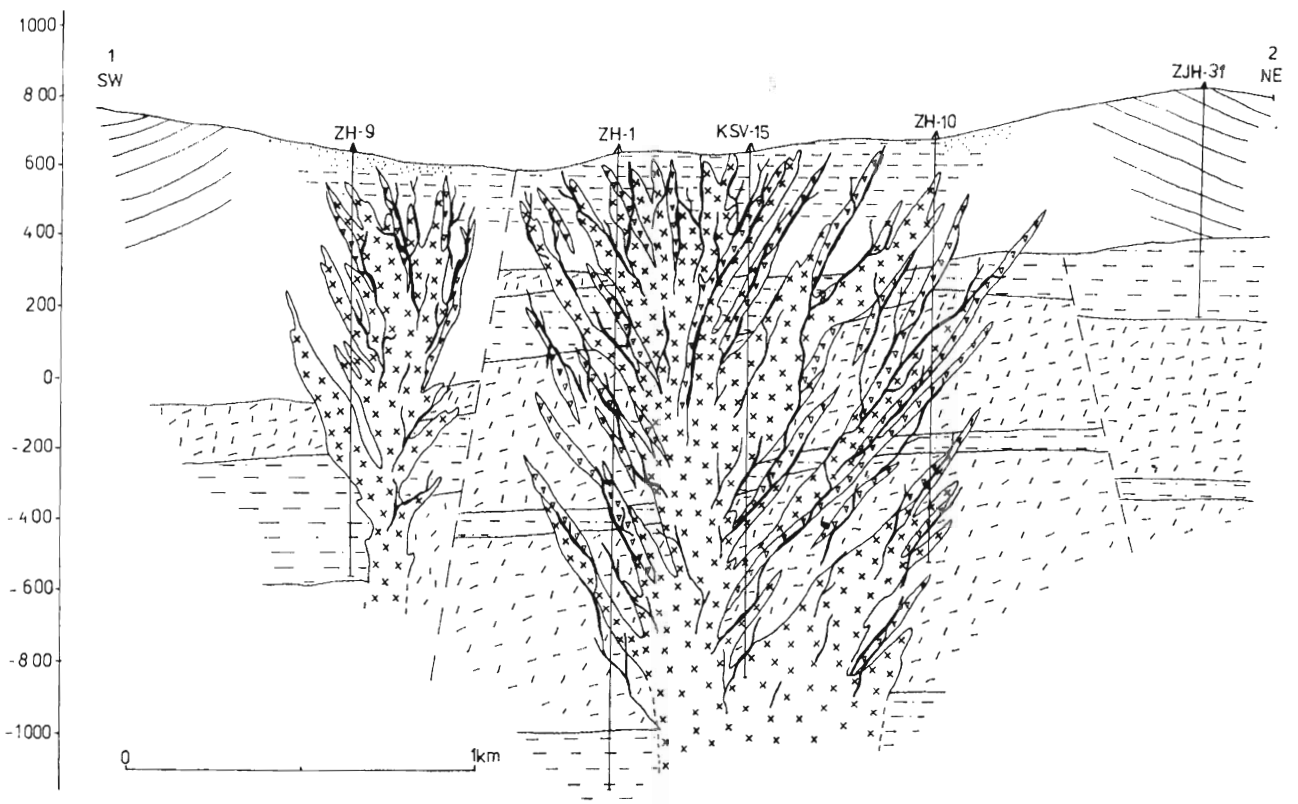
Žilníky tvorí roj paralelných a subparalelných cm - dm žiliek s častými odžilkami na sperených puklinách. Ich smerná dĺžka dosahuje 700 m a vertikálny dosah 500 m (Divinec et al., 1988). Žilníkové štruktúry miestami prechádzajú do kompaktnejších žilných telies s variabilnou mocnosťou (desiatky cm). Sú strmé 75 - 90° a sklonené na V aj Z, prednostne orientované v smere S - J až SSZ - JJV, čo zrejme vyplýva z orientácie napäťového poľa v čase vzniku (stredný sarmat), a to v smere S - J (Nemčok, 1991). Možno konštatovať, že v etape tvorby hydraulickej frakturácie do určitej miery spolupôsobil aj extenzný režim, ktorý práve hydrotermálno-magmatická explozívna aktivita využila pri prekonávaní litostatického tlaku horninového nadložia.

Sulfidy, prevažne sfalerit a galenit, často vystupujú ako tmel magmaticko-hydrotermálnych a hydrotermálno-explozívnych brekcií. Mineralizácia vo forme impregnácií nie je výrazná. Sulfidy, najmä sfalerit, galenit, chalkopyrit, pyrotín a pyrit, tvoria impregnácie alebo menšie zhluky v okolitých horninách žilníkovo-žilných štruktúr.

Pri vzniku a vývoji hydrotermálneho systému možno vyčleniť dve základné etapy vývoja so vznikom rôznych minerálnoparagenetických asociácií spätých s postupným znižovaním vplyvu magmatických fluid a s narastaním vplyvu meteorickej vody.

Prvá etapa bola spätá s intruzívnou aktivitou v centrálnej koreňovej zóne stratovulkánu, keď sa pri kryštalizácii magmy v plytko uloženom magmatickom telese uvoľňovali fluidá a plyny. Nastalo hydraulické štiepenie, frakturácia horninového prostredia, vytvoril sa puklinový systém a potom vznikli magmaticko-hydrotermálne brekcie, ktoré vo forme nepravidelných sieťovitých telies vyplnili alebo sčasti vyplnili pukliny a trhliny.

Zdá sa, že pri tomto procese brekcie nevyplnili všetky trhliny a pukliny. Časť z nich zostala viac-menej otvorená, a to v dôsledku pretrvávajúceho napäťového poľa. Systém hydraulickej frakturácie a magmaticko-hydrotermálnych brekcií vznikol už v subvulkanickej úrovni, teda v prostredí sedimentov a ryolitových vulkanoklastík a naplno sa rozvinul hlavne v intravulkanickej úrovni centrálnej zóny strato-



Obr. 24. Geologický rez centrálnou vulkanickou zónou zlatobanského stratovulkánu (zostavil Kaličiak, 1993). Vysvetlivky ako pri obr. 23.
Fig. 24. Geological cross-section acros central volcanic zone of the Zlatá Baňa stratovolcano (Kaličiak, 1993). Explanations identical to Fig. 23.

vulkánu. Preniknutie intrúzií do vyšších úrovní stavby (intravulkanická úroveň) signalizuje nižší obsah magmatickej vody a fluid bez výraznejšej mineralizácie. Preto sa tu porfýrový systém vyvinul len rudimentárne a v tomto štádiu vznikla iba nevýrazná Fe skarnová a Cu-Mo mineralizácia.

V exokontaktoch dajok dioritových porfýrov ojedinele vystupuje Fe skarnová mineralizácia. Zrudnenie má masívny charakter a jeho podstatnou zložkou je jemnokryštalický magnetit v asociácii s magnézioferitom, pyritom a pyrotínom.

Cu-Mo mineralizácia vystupuje hlavne v hĺbke 800 - 1400 m, a to vo forme dvoch minerálnoparagenetických asociácií. Najvýraznejšiu Cu mineralizáciu zistil vrt KSV-15 v hĺbke 1023 - 1023,5 m vo forme nepravidelných masívnych rudných telies a impregnácií. V asociácii s kremeňom a karbonátmi vystupuje chalkopyrit, pyrit a pyrotín. Okrem toho vo forme drobných mm impregnácií a žiliek v asociácii s kremeňom a karbonátmi vystupujú drobné agregáty arzenopyritu, pyritu, chalkopyritu a molybdenitu.

S týmto štádiom vývoja sú späté aj hydrotermálne premeny, a to nevýrazná biotitizácia tmavých horninotvorných minerálov v dioritových porfýroch, ďalej turmalinizácia, najmä v okolitých ryolitových vulkanoklastikách a najintenzívnejšie je vyvinutá kremeňovo-sericitovo-kaolinitovo-pyritová zóna premien viažuca sa na dajky dioritových porfýrov a ich okolia (Rusinov et al., 1993). Kaličiaková (1991) podľa výsledkov z banských prác a z vrtov vypracovala nasledujúce zonálne členenie hydrotermálnych premien v závislosti od intrúzie a rudnej mineralizácie:

1. propylitizácia (chlorit, uralit, kalcit, ílové minerály, pyrit, epidot),
2. argilitizácia (illit, kaolinit, kremeň, sericit, chlorit),
3. berezitizácia (asi zodpovedá „phylic" zóne, známej z literatúry o medenoporfýrovej mineralizácii).

Paragenéza je: kremeň, sericit, karbonát, pyrit, biotit a turmalín. Nevýrazná Cu-Mo a skarnová mineralizácia prebiehali pri teplote 350 - 300 °C (Kovalenker et al., 1992).

V druhej etape v dôsledku hydraulickej frakturácie a vzniku puklinovo-permeabilného systému hlavne v okolitom horninovom prostredí nastal kolaps hydrologického systému meteorickej vody a jej prenik do rudotvorného systému. V tom období intruzívny komplex bol už čiastočne konsolidovaný a pri ascendentnom pohybe rudotvorných hydrotermálnych roztokov sa využívala jeho reziduálna zvyšková tepelná energia.

S opísaným procesom bol spätý hlavne vznik etapy polymetalickej mineralizácie vo forme nepravidelných žilníkov až žíl, a to hlavne vo vrcholových častiach intrúzie, resp. v miestach jej najväčšieho členenia (andezitový komplex hornín v centrálnej zóne stratovulkánu). Sulfidická mineralizácia vznikla v intervale od 300 - 150 °C a súčasne so znižovaním teploty sa menila aj alkalinita roztokov. Pri ich ochladení z 300 na 150 °C pH vzrástol z 3,5 - 4 pri 300 °C a na 6,5 - 7 pri teplote 150 °C (Kovalenker et al., 1992).

So znižovaním tepelného spádu energetického zdroja a s ochladzovaním rudotvorných roztokov sa postupne ukladali rozličné minerálnoparagenetické asociácie a vznikala zonalita mineralizácie.

Základná časť polymetalickej mineralizácie sa sformovala pri 300 - 200 °C a tvoria ju najmä sulfidy, a to pyrit, sfalerit, galenit, v menšej miere chalkopyrit v sprievode karbonátov a kremeňa. Pyrit sa viaže predovšetkým na ranú periódu vzniku, pričom sfalerit a galenit vznikali od začiatku až do neskorých nízkoteplotných období. V začiatku vznikal železitý sfalerit, menej galenitu a pri ďalšom ochladzovaní roztokov rástla úloha galenitu a chalkopyritu.

Pri ďalšom poklese teploty rudotvorných roztokov pod 200 °C vznikla drahokovová mineralizácia s Au-Ag viažuca sa na Ag teluridy, Ag tetraedrity a Ag sulfoantimonidy. Minerály týchto prínosových období tvoria výplň drobných puklín a dutín v starších polymetalických žilkách a často tvoria aj výplň ich stredných častí. V asociácii s tetraedritom, bournonitom a chalkopyritom vystupuje argentit, freibergit, miargyrit, tennantit, berthierit a iné (Ďuďa, 1992). V ďalšej prínosovej perióde sa vylučoval rad Pb sulfoantimonidov.

Pri ďalšom znižovaní teploty rudotvorných roztokov vznikala nízkotermálna Sb-Hg mineralizácia (antimonit - rumelka) čiastočne naložená na polymetalickú mineralizáciu, ale hlavne v externej zóne ložiska (Dubník).

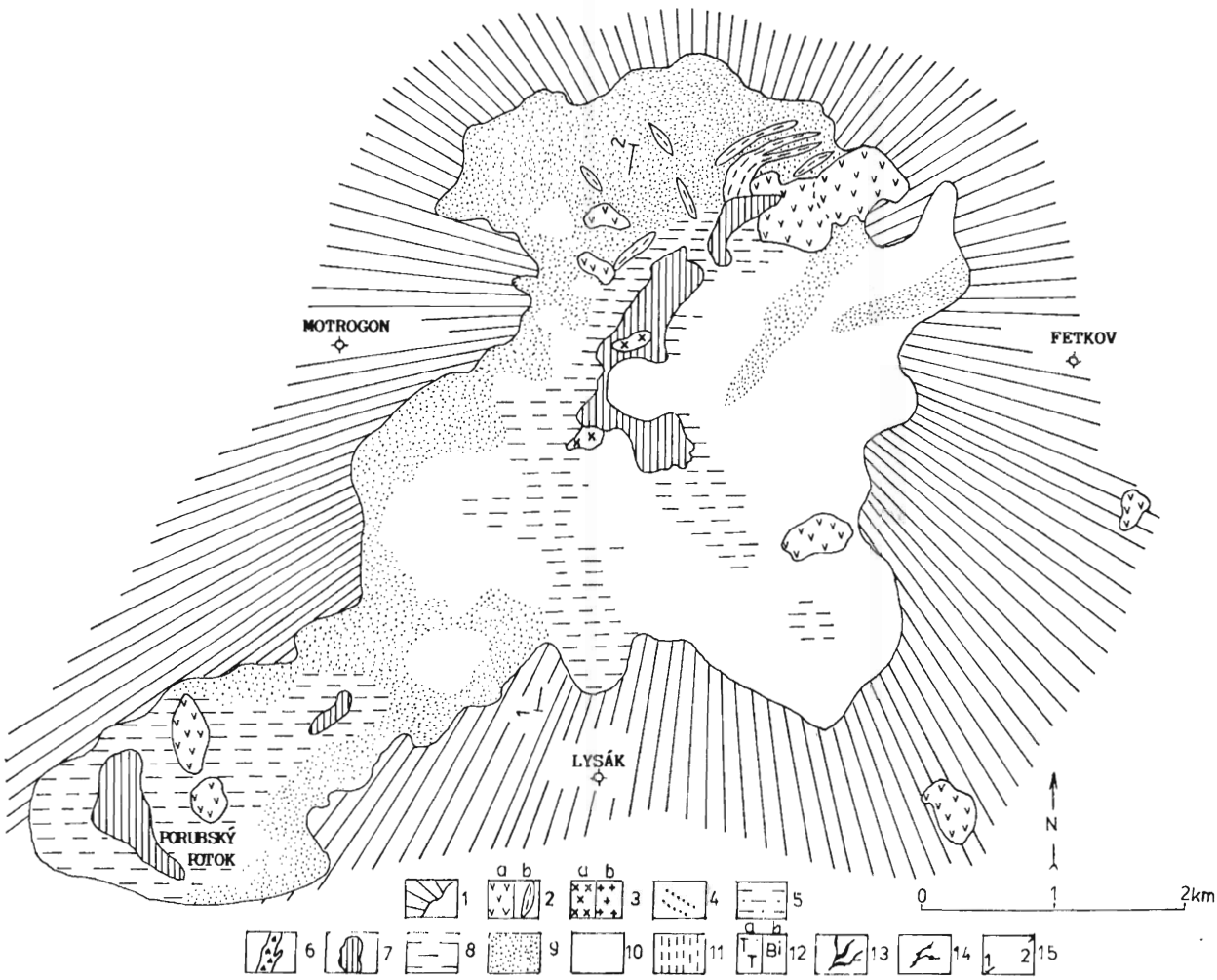
Kovalenker et al. (1988) opísal zo štôlne Gemerka a Mária výskyt tennantitu (blízky enargitu) a luzonitu. Táto minerálna asociácia je spolu so zlatom typogénna práve pre vysokosulfidačné hydrotermálne prostredie.

Výsledky štúdia $\delta\ ^{34}S$ (obr. 28) ukazujú, že sú hodnoty zoskupené okolo nuly s prevahou záporných hodnôt, a to od +4 do -12 ‰, čo poukazuje na magmatický pôvod síry v sulfidoch, ale aj zdroj S z nemagmatického zdroja. Pri vzniku polymetalickej mineralizácie sa postupne znižoval vplyv magmatických fluid a rástol vplyv meteorickej vody, s čím priamo súvisí aj pôvod síry v sulfidoch. Minerály vzniknuté v raných prínosových periódach (pyrit, železitý sfalerit) s hodnotami okolo nuly majú pravdepodobne ešte magmatický zdroj síry, naopak mladšie minerály (hlavne galenit a antimonit) majú nemagmatický zdroj síry. Izotopické zloženie zlatobanskej PIŽ mineralizácie (obr. 28) je svojimi hodnotami blízke PIŽ mineralizácii stredoslovenských neovulkanitov (pozri obr. 14, 19), čo signalizuje ich kogenetické parametre.

Stratovulkán Morské oko

Andezitový stratovulkán Morské oko je v centrálnej časti Vihorlatu na S od obce Remetské Hámre (obr. 11). Stratovulkán je jednou z najrozsiahlejších vulkanických štruktúr vo Vihorlate a zaberá približne 130 km^2. Vznikol v strednom sarmate až spodnom panóne a bol vulkanicky aktívny v subaerickom prostredí mimo dosahu sarmatského mora. V priamom podloží andezitového stratovulkánu vystupujú horniny magurského flyšu (severná časť), kriedové sedimenty bradlového pásma zistené vrtmi RH-5 a RH-7 v centrálnej vulkanickej zóne v hĺbke 800 - 850 m (Bacsó, 1986). V jeho južnej časti sú to sedimenty spodného miocénu, príp. vnútrokarpatského paleogénu.

V morfológii podložia sa uplatňujú prevažne systémy zlomov smeru SZ - JV a SV - JZ s dominujúcou grabenovou štruktúrou smeru SZ - JV. Prvotné eruptívne centrum



Obr. 25. Schéma centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Morské oko (zostavil Bacsó, 1993). 1 - stratovulkanický komplex (plášť vulkánu), 2 - prieniky (a), dajky (b) andezitov a andezitových porfýrov v centrálnej vulkanickej zóne, 3 - intrúzie dioritového porfýru (a), dioritu (b), 4 - dioritový aplit, 5 - podložie - paleogén a mezozoikum magurskej jednotky a bradlového pásma, 6 - magmaticko-hydrotermálne brekcie, 7 - sekundárne kvarcity včítane hydrotermálnych brekcií, 8 - zóny intenzívnej argilitizácie (kaolinit, illit), 9 - zóny argilitizácie (montmorillonit), 10 - propylitizované (chloritizované) andezity a andezitové porfýry centrálnej vulkanickej zóny s impregnáciami pyrotínu a pyritu, 11 - silicifikácia a argilitizácia, 12 - turmalinizácia (a), biotitizácia (b), 13 - žilky, žilníky polymetalickej mineralizácie, 14 - predpokladaná polymetalická mineralizácia, 15 - línia geologického rezu.

Fig. 25. Geological scheme of the central volcanic zone of the Morské oko stratovolcano (Bacsó, 1993). 1 - stratovolcanic complex (proximal zone), 2 - intrusions of (a) dykes, (b) andesites and andesite porphyries of central volcanic zone, 3 - intrusion of diorite porphyry (a), diorite (b), 4 - dioritic aplite, 5 - basement composed of paleogene, mesozoic of Magura unit and Klippen belt rocks, 6 - magmatic and hydrothermal breccias, 7 - secondary quartzites and their hydrothermal breccias, 8 - zones of advanced argillic alteration (kaolinite and illite), 9 - argillic zone (montmorillonite), 10 - propylitic (chloritic) andesite and andesite porphyries with pervasive pyritization and pyrothitization of central volcanic zone, 11 - silicification and argilitization, 12 - turmalinization (a), biotitization (b), 13 - base metal stockwork mineralization, 14 - suggested base metal mineralization, 15 - line of geological cross-section.

stratovulkánu je na konci grabenu v jeho sz. časti v oblasti kríženia so systémom priečnych zlomov vrbnického zlomového systému smeru SV - JZ.

Stratovulkán sa vyznačuje pomerne intenzívnym erozívnym zrezom. Má asymetrickú stavbu a je značne, hlavne na severnej a východnej strane redukovaný, v podstate mu chýba periférna vulkanická zóna a prechodná zóna je výrazne skrátená.

V stratovulkáne vyčleňujeme centrálnu vulkanickú zónu a prechodnú zónu, ktorú tvorí stratovulkanický plášť.

Po obvode centrálnej vulkanickej zóny (centrálnej kotlovitej depresie) vystupuje mohutný, prevažne efuzívny komplex hornín prechodnej vulkanickej zóny, ktorý sa člení do troch štruktúrnych etáží (Kaličiak et al., 1984).

Spodná štruktúra etáž (komplex Rohu) predstavuje bazálnu časť stratovulkánu. Tvoria ju redeponované pyroklastiká v jeho spodnej časti, ale najmä lávové prúdy drobnoporfyrického až strednoporfyrického pyroxenického andezitu.

Stredná štruktúrna etáž (komplex Třstia) zahŕňa komplex lávových prúdov stredno- až hruboporfyrického andezitu, ktorý je rozšírený hlavne v severnej časti stratovulkánu v nadloží komplexu spodnej štruktúrnej etáže.

Vrchnú štruktúrnu etáž (komplex Sninského kameňa) reprezentujú rozptýlené relikty lávových prúdov drobnoporfyrických až afanitických pyroxenických andezitov, a to na kóte Sninský kameň, Motrogon, Strehovská poľana, Fedkov, Lysá a Múr. Bacsó (1986) predpokladá v oblasti kóty Lysá a Múr mladšie parazitické vulkanické centrá.

Geologická stavba centrálnej vulkanickej zóny

Centrálnu vulkanickú zónu tvorí morfologicky výrazná kotlovitá depresia amfiteátrového charakteru otvorená smerom na J údolím potoka Okna (obr. 25). Na povrch tu vystupuje komplex hydrotermálne premenených hornín prevažne intruzívneho a efuzívneho charakteru. Prevláda strednoporfyrický andezit až andezitový porfýr s blokovitou nepravidelnou odlučnosťou. Horniny sú propylitizované a argilitizované.

Cez tento komplex v centrálnej vulkanickej zóne prenikajú až na súčasný erozívny povrch intruzívne telesá dioritových porfýrov vo forme nepravidelných dajok až štokov. Intruzívny komplex je v subvulkanickej úrovni tvorený štokovým telesom dioritu s apofýzami dioritových porfýrov, ktoré sú sprevádzané nepravidelnými, prevažne vertikálne orientovanými telesami magmaticko-hydrotermálnych a hydrotermálnoexplozívnych brekcií. Bacsó (ibid.) okrem dioritu a dioritového porfýru uvádza aj telesá granodioritových porfýrov a leukokratných aplitických porfýrov. Vek intruzívnej aktivity je dokumentovaný rádiometricky z vrtu RH-6/180 m na 11,2 ± 0,6 Ma, čo zodpovedá vrchnému sarmatu (Repčok, 1982). V apikálnych častiach telies dioritových porfýrov miestami vystupujú telesá sekundárnych kvarcitov.

Charakteristika PIŽ mineralizácie a alterácií

S vývojom vulkanizmu, a najmä s intruzívnymi procesmi vo vrchnom sarmate boli späté hydrotermálne a mineralizačné procesy, ktorých produktom je hlavne polymetalická mineralizácia. Energetickým zdrojom zrudňovacích procesov boli intrúzie dioritov a dioritových porfýrov, ktoré prenikli až do intravulkanickej úrovne vulkanickej štruktúry (obr. 26).

Polymetalická mineralizácia sa štruktúrne viaže na centrálnu zónu stratovulkánu, kde tvorí rudonosnú štruktúru smeru S - J v území na JZ od Morského oka (Bacsó a Ďuďa, 1988). Štruktúra má smernú dĺžku 2,5 km a šírku 1 - 1,8 km a vrty ju overili v dĺžke 1450 m a v šírke 400 - 700 m.

Hlavne v hĺbke 800 - 1200 m sa tu vo forme nepravidelných žilníkov zistila polymetalická mineralizácia, pričom 85 % zistených rudných štruktúr je v hĺbke 800 - 1000 m pod súčasným povrchom. Stupeň erozívneho zrezu tohto stratovulkánu v porovnaní s už opísanými je menej intenzívny. Podložie neovulkanitov je vo väčšej hĺbke. Z toho vyplýva aj fakt, že PIŽ mineralizácia je uložená podstatne hlbšie, t. j. prevažne v subvulkanickej úrovni. Žilníky tvorí roj paralelných cm, ojedinele dm až subparalelných žiliek s častými odžilkami na sperených puklinách. Hlavným rudným minerálom je pyrit, sfalerit a galenit, menej je chalkopyritu. Tieto zrudnené štruktúry prevažne smeru S - J s variabilným sklonom sa viažu predovšetkým na dajkovité telesá dioritových porfýrov, resp. na ich okrajové časti, a na zóny magmaticko-hydrotermálnych aj hydrotermálno-explozívnych brekcií v blízkosti telies dioritových porfýrov.

Polymetalická mineralizácia je vyvinutá hlavne v strednom a južnom sektore severojužnej rudonosnej zóny. V severnom sektore s prienikom intruzívnych telies dioritových porfýrov až na súčasný erozívny povrch je vyvinutá rudimentárne rozptýlená vzácnokovová Mo, Bi, Cu, As-Fe mineralizácia so sekundárnymi kvarcitmi.

Pri vzniku a vývoji hydrotermálneho systému možno opäť vyčleniť dve základné etapy vývoja metalogenézy a s nimi spätých alterácií.

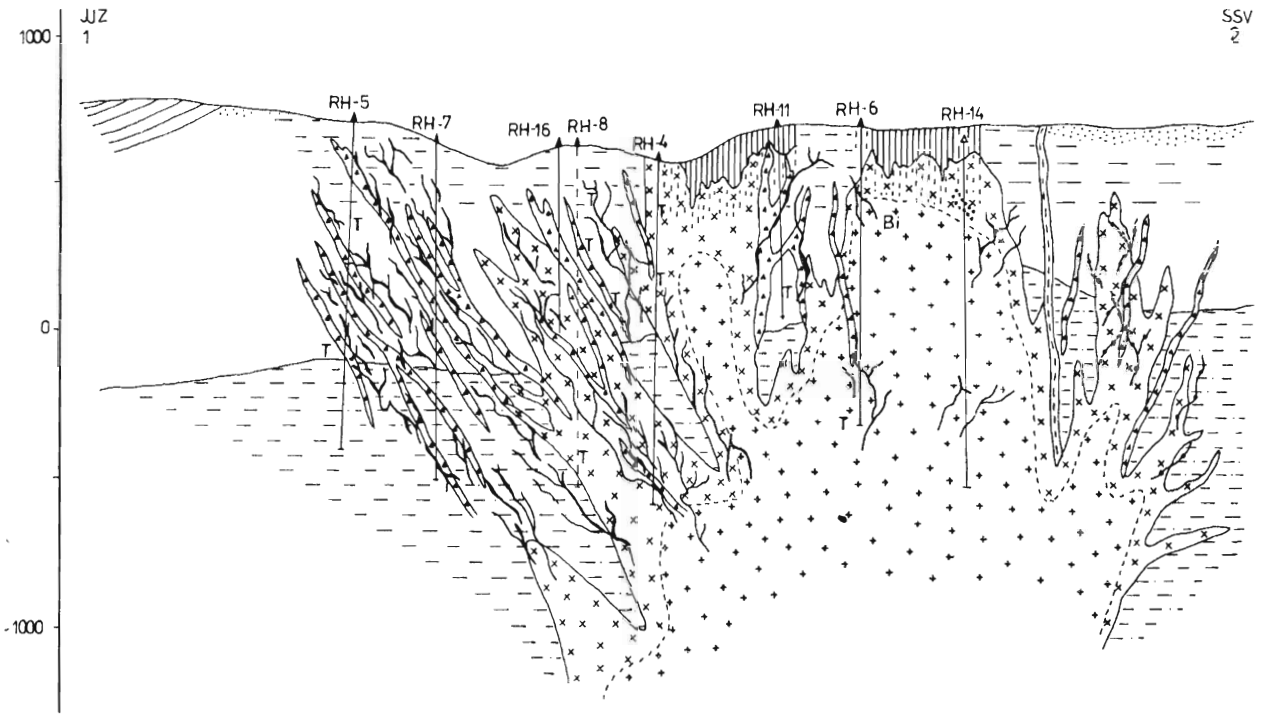
Prvá etapa vývoja bola spätá s intruzívnou aktivitou telies dioritov a dioritových porfýrov, keď nastala hydraulická frakturácia horninového prostredia, vytvoril sa puklinový systém a magmaticko-hydrotermálna brekciácia, hlavne v okolí apofýz, dioritových porfýrov, resp. v ich apikálnych častiach. Systém puklín brekcií nemá znaky usmerneného extenzného tektonického režimu, ale zodpovedá mechanizmu subteranných nepravidelných explózií. V priebehu tohto štádia vznikla rozptýlená rudimentárne vyvinutá mineralizácia medenoporfýrového systému s chalkopyritom, molybdenitom, arzenopyritom, pyritom a pyrotínom sprevádzaná silicifikáciou, biotitizáciou a turmalinizáciou (časté sú aj žilky turmalínu) a vznikom sekundárnych kvarcitov s topásom, andaluzitom, korundom, fluoritom a radom ďalších minerálov, ako je kaolinit, illit, diaspor, mullit a i. Túto etapu možno označiť za vysokosulfidačnú.

Druhá etapa vývoja bola spätá so vznikom polymetalickej mineralizácie. V dôsledku hydraulickej frakturácie a vzniku puklinovito-permeabilného systému prenikla meteorická voda do rudotvorného systému a vznikla polymetalická mineralizácia žilníkového typu. Najrozšírenejším minerálom je sfalerit a galenit v asociácii s karbonátmi a kremeňom. Častý je pyrit, menej je chalkopyritu. V chalkopyrite sú zriedkavé odmiešaniny stanínu. Vo forme mikroskopických zŕn vo sfalerite a galenite sa zistil aj bournonit. Pri poklese teploty nasledovala ďalšia prínosová perióda antimónovej mineralizácie so zeolitmi. Antimonit s boulangeritom, pyritom a arzenopyritom tvorí výplň stredných častí žiliek. S týmto štádiom bola spätá propylitizácia hornín.

Adularizácia sa v prvej ani v druhej etape nezistila, čo opäť nepriamo signalizuje vysokosulfidačný systém. Izotopické zloženie síry opäť preukazuje vo všetkých sulfidoch prevahu ľahších izotopov, čo pokladáme za diagnostický znak mineralizácie typu PIŽ (obr. 28).

Stratovulkán Strechový vrch a Makovica

Andezitový stratovulkán Strechový vrch a Makovica v strednej časti Slanských vrchov (obr. 11) sú v podstate kruhovité vulkanické štruktúry s jednoduchou geolo-



Obr. 26. Geologický rez centrálnou vulkanickou zónou stratovulkánu Morské oko (zostavil Bacsó, 1993). Vysvetlivky ako pri obr. 25.
Fig. 26. Geological cross-section through the central volcanic zone of the Morské oko stratovolcano (Bacsó, 1993). See explanation at Fig. 25.

gickou stavbou. Vyčleňujú sa v nich centrálne, prechodné a periférne vulkanické zóny (Kaličiak et al., 1988). Sú demonštráciou neproduktívnych stratovulkánov, pokiaľ ide o metalogenézu a premeny, ale súčasne aj dôkazom, že nie každý andezitový stratovulkán je v záverečnom štádiu svojej existencie schopný generovať hydrotermálne rudotvorné procesy.

Centrálne vulkanické zóny sú tvorené reliktmi vulkanických kužeľov (striedanie autochtónnych pyroklastík a lávových prúdov) s periklinálnou stavbou a intruzívnymi telesami dioritových porfýrov, ktoré vystupujú na súčasný erozívny povrch v mierne modelovaných depresných štruktúrach.

Jednoduchosť geologickej stavby sa odráža aj v malom rozsahu a intenzite hydrotermálnych systémov a zrudňovacích procesov, ktoré sú späté s prienikmi telies dioritových porfýrov vo forme vertikálnych a ložných telies do subvulkanickej až intravulkanickej úrovne vulkanických štruktúr.

Vulkanické horniny, ktoré sa zúčastňujú na stavbe stratovulkánov, sú málo diferencované a zastupujú ich prevažne fácie pyroxenických dioritových porfýrov.

Pre nízky obsah magmatickej vody a rýchle ochladzovanie intrúzií nenastala výraznejšia hydraulická fraktúrácia okolitého horninového prostredia, nevznikli magmatickohydrotermálne brekcie (vyvinuté sú len sporadicky) a do zrudňovacieho procesu nepreniknutá meteorická voda. Vyvolaný hydrotermálny systém bol zrejme krátkodobý, spôsobený hlavne nízkym energetickým tepelným zdrojom. Tomu zodpovedá len rudimentárne vyvinutý jednak porfýrový systém (v oblasti centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Makovica sa zistila rozptýlená Mo mineralizácia s molybdenitom), jednak vývoj polymetalickej mineralizácie. Tá je vyvinutá v podobe rozptýlených drobných žiliek polymetálov, ktoré tvorí najmä galenit, sfalerit, pyrit v asociácii s karbonátmi. Nízku intenzitu hydrotermálneho systému dokumentujú aj nevýrazné premeny zastúpené slabou propylitizáciou.

Stratovulkán Brehov a jeho metalogenéza

Poznatky o tejto vulkanotektonickej a metalogenickej štruktúre sú predbežné a čiastkové. V čase písania tohto príspevku prieskumné práce a zhodnocovanie výsledkov ešte neboli skončené. Predbežné údaje čerpáme od Bacsóa (1993).

Vulkanická aktivita v oblasti Brehova je súčasťou vulkanotektonického vývoja zemplínsko-brehovského trasu, ktorý patrí do druhej skupiny andezitového vulkanizmu, čo sme už v tomto príspevku vysvetlili.

Polymetalické ložisko s Au-Ag mineralizáciou je v centrálnej zóne veľkého stratovulkánu, ktorý je prakticky celý pochovaný pod sarmatskými sedimentmi a eolickým kvartérnym pieskom. Stratovulkán je v strednej časti východoslovenského neogénneho bazéna a na sv. okraji Zemplínskych vrchov. Ložisko bolo objavené roku 1989 pri geologickom mapovaní, regionálnom geochemickom a neskôr detailnom vzorkovaní pôdy, geofyzikálnymi prácami a v závere vrtnými prácami. Ložisková akumulácia je pochovaná pod dvojitým pokryvom sedimentárnych bádenských sekvencií a kvartérnym eolickým pieskom.

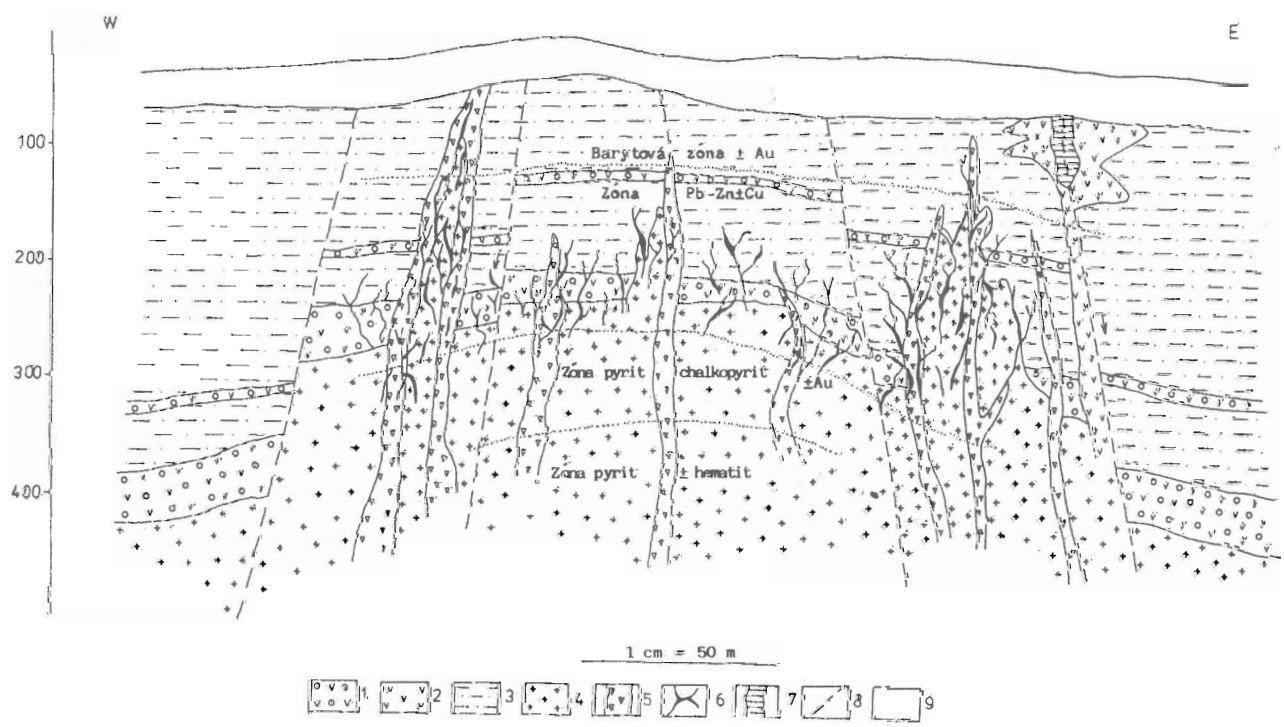
Metalogenetický proces na časovo, priestorovo aj geneticky pravdepodobne viaže na centrálnu zónu stratovulkánu zrejme kalderového typu (5,5 x 7 km). Centrálna zóna je definovaná hlavne prítomnosťou veľkého intruzívneho štoku dioritových porfýrov, ktorý tvorí vo vrcholovej časti aj apofýzy. Stratovulkán je značne erodovaný. Vznikol vo vrchnom bádene až spodnom sarmate. Rádiometrické datovanie stanovilo jeho vek na 15,5 ± 0,4 Ma a 15,1 ± 0,1 Ma. Rozsah intruzívneho telesa priestorovo koinciduje s hrastom (približne 2 km^2), ktorý je v strednej časti predpokladanej kalderovej štruktúry. Vyzdvihnutý „intruzívny" hrast obkľučuje kalderová depresia ponorená o 500 až 1000 m hlbšie ako vrchná časť hrastu. Proximálnu časť stratovulkánu budujú na povrch vystupujúce izolované telesá andezitových lávových prúdov a ryodacitové extrúzie. Vulkanosedimentárne súvrstvie, do ktorého dioritový porfýr intruduje, sa skladá hlavne z pelitických až ílových hornín s menším podielom ryodacitových a andezitových vulkanoklastík a pemzového tufu bádenského veku.

Vulkanosedimentárne horniny spolu s vrcholnými časťami intruzívneho komplexu tvoria prostredie žilno-žilníkovej mineralizácie, ktorá má nepravidelnú štokverkovú morfológiu. Mineralizácia má vertikálny rozsah od 40 do 300 m od povrchu a v mnohých prípadoch je v priestorovej asociácii s hydrotermálne explozívnymi brekciovými zónami. Štokverk je z nepravidelného zhluku žiliek a impregnácií. Žilky majú mocnosť od 0,01 do 0,1 m.

Tepelný tok a zvyškové roztoky a plyny, ktoré tvorila intrúzia dioritových porfýrov, vyvolali hydraulickú frakturáciu v okolí jej kontaktu a potom geneticky zaistili cirkuláciu rudných fluid. Prítomnosť hrastu (obr. 27) nevylučuje však možnosť tvorby extenzných tektonických porúch s možnosťou vytvárania žilných systémov (mineralizáciu baryt ± Au v podpovrchovej časti sprevádza adularizácia, vychádza na povrch a jej žilný charakter sa nedá vylúčiť).

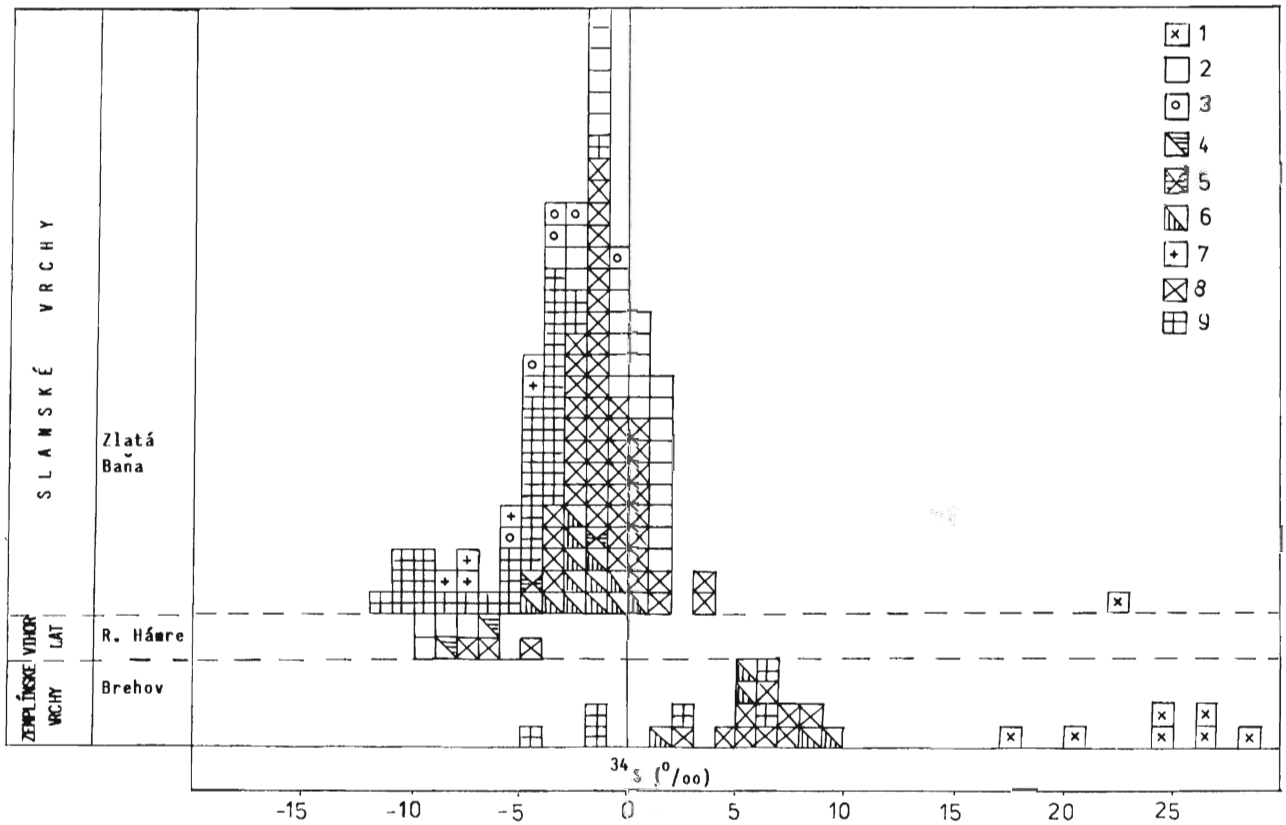
Mineralizácia vykazuje určitú zonálnu stavbu. Vo vrchnej časti vulkanosedimentárneho súvrstvia sú ryodacitové dómy, ktoré na okrajoch prechádzajú do mocných lávových prúdov. V silicifikovaných častiach ryodacitov sa nachádzajú žilky vyplnené kremeňom, barytom, pyritom, markazitom, hematitom a rutilom a sprevádzané adularizáciou.

Pod ryodacitmi je 100 až 400 m hrubé súvrstvie piesčitých argilitov, z ktorých časť je kontaktne premenená na rohovce. V nich sa vyskytujú žilky sfaleritu, pyritu, barytu, menej chalkopyritu a tetraedritu. V sedimentoch sú ložné polohy ryodacitového pemzového tufu a hydrotermálne zmeneného siltu a argilitu, ktorých mocnosť býva 10 až 70 m. Aj tieto horizonty bývajú rozrušené hydrotermálno-explozívnou aktivitou. Pb-Zn±Cu zóna čiastočne zasahuje aj do vrchných častí dioritových porfýrov. Mocnosť mineralizácie v porfýroch nepresahuje 5 m. Mineralizáciu opäť tvorí žilník s galenitom, sfaleritom, tetraedritom, boulangeritom, galenobizmutínom, pyritom a pyrotínom. Z premien je zastúpená silicifikácia, adularizácia, chloritizácia a kaolí-



Obr. 27. Geologicko-ložiskový model ložiska Brehov (zostavil Bacsó, Kaličiak a Štohl, 1993). 1 - ryodacitové vulkanoklastiká (vrchný báden), 2 - extrúzia ryodacitu, 3 - sedimenty vrchného bádenu, 4 - dioritový porfýr, 5 - magmaticko-hydrotermálne brekcie, 6 - žilky, žilníky polymetalickej mineralizácie, 7 - baryt, 8 - zlomy, 9 - eolický piesok (kvartér).

Fig. 27. Geological and metallogenic model of Brehov ore deposit (Bacsó, Kaličiak and Štohl, 1993). 1 - ryodacite volcanoclastics of upper Badenian, 2 - ryodacite extrusion, 3 - sediments of upper Badenian, 4 - diorite porphyry, 5 - magmatic and hydrothermal breccia zones, 6 - base metal stock-work mineralization, 7 - baryte, 8 - faults, 9 - aeolia Quarternary sands.



Obr. 28. Izotopické zloženie δ ^{34}S z lokalít vo východoslovenských neovulkanitoch. 1 - baryt, 2 - pyrit, 3 - markazit, 4 - pyrotín, 5 - bournonit, 6 - chalkopyrit, 7 - antimonit, 8 - sfalerit, 9 - galenit.
Fig. 28. Composed diagrame of Isotopic composition of δ ^{34}S of ore deposits of the East Slovakia Neovolcanic Region. 1 - baryte, 2 - pyrite, 3 - markasite, 4 - pyrhotite, 5 - bournonite, 6 - chalcopyrite, 7 - antimonite, 8 - sphalerite, 9 - galenite.

nizácia. Z nerudných minerálov je tu kremeň, kalcit, manganokalcit, Fe dolomit.

V hlbších častiach dioritového porfýru vystupuje nevýrazná hematitovo-karbonátová mineralizácia so zriedkavým chalkopyritom a pyrotínom.

Au sa našlo v dvoch podobách: v najvrchnejšej barytovo-kremitej zóne alebo spolu s polymetalickou mineralizáciou v pyritizovaných, silicifikovaných a chloritizovaných dioritových porfýroch v hĺbke od 120 do 160 m.

Pri mineralogickom výskume sa zisťovala aj hodnota salinity. Pohybuje sa od 1 do 6,5 % NaCl ekv. Zistená homogenizačná teplota kremeňa bola od 199 do 226 °C a sfaleritu a kalcitu od 247 do 264 °C. Údaje sú v zhode s epitermálnym charakterom mineralizácie.

Zaradenie do vysokosulfidačnej a nízkosulfidačnej skupiny nie je celkom jednoznačné. Žilníkový charakter mineralizácie, ktorý sa dá odvodiť od procesu hydraulickej frakturácie vyvolanej okrajom intrúzie, by mohol indikovať vysokosulfidačnú prevahu mineralizácie, ale prítomnosť aduláru naznačuje neutrálnosť hydrotermálnych fluid a jej zaradenie do skupiny nízkosulfidačnej. Aj δ ^{34}S lokality Brehov je pomerne obohatená o ťažké sulfidy a pohybuje sa v rozpätí, ktoré sme pozorovali pri žilných adulárovo-sericitických mineralizáciách (obr. 28). Ale v každom prípade sa odlišuje od mineralizácií v Slanských vrchoch a vo Vihorlate. Možno ide o dva procesy časovo naložené na seba, v ktorých sa hydrotermálne fluidá vyvíjali od kyslých až po neutrálne. Konečný genetický model sa vytvorí až po skončení geologickoprieskumných prác a po ich zhodnotení.

Záver

V sedemdesiatych a osemdesiatych rokoch sa vykonal rozsiahly geologický výskum a prieskum viacerých žilníkovo-vtrúsených polymetalických ložísk v neovulkanitoch Západných Karpát, ktoré zodpovedajú intrúzivnemu genetickému typu (intrusion related) tak, ako ho definoval Sillitoe (1991), hlavne pri Au ložiskách. Najvýznamnejšie porovnávané lokality sú Pukanec - Rudno, ložisko pri Bani Rozália, Zlatá baňa, Remeské Hámre a Brehov. Prvý pokus zhrnúť poznatky bol na seminári Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska v Banskom Štiavnici roku 1989. Ložiská sa z dnešného ekonomického pohľadu javia ako neekonomické. Geologickoprieskumné a výskumné práce poskytli veľa nových geologických informácií, ktorých zhrnutie v teoretickej polohe môže obohatiť poznanie metalogenetických procesov Západných Karpát. Pri ich štúdiu sa hodnotila celá škála poznatkov, a to geotektonická pozícia, lokálne štruktúrnogeologické

podmienky vzniku, magmatizmus, tektonika až mineralogicko-izotopická charakteristika. Najzávažnejšie syntetizujúce poznatky z tohto príspevku zhŕňame takto:

1. Metalogenéza PIŽ mineralizácie sa vyvíjala v geotektonických podmienkach podobných kontinentálnemu okraju s výraznou zaoblúkovou extenziou a v podmienkach vyvinutého ostrovného oblúka s vnútrooblúkovou až zaoblúkovou extenziou. PIŽ mineralizácie mohli vznikať v obidvoch podmienkach, aj keď boli súčasťou druhej alebo tretej skupiny neovulkanitov tak, ako sme ich charakterizovali v tomto príspevku.

2. Polymetalické impregnačno-žilníkové ložiská sú pochované, nevystupujú na súčasný reliéf terénu, hoci sa na povrchu geochemicky prejavujú. Sú pochované v hĺbke od niekoľkých desiatok metrov až do hĺbky väčšej ako 1000 m.

3. Forma zrudnenia je žilníkovo-impregnačná, nepravidelná a rudné akumulácie sa sústreďujú do exokontaktov a endokontaktov intermediárnych intruzívnych hornín. Častý je výskyt rozličných typov explozívno-magmatických až hydrotermálnych brekcií, ktoré dokumentujú komplikovaný tlakový režim medzi litotlakovými, hydrotlakovými a dynamotlakovými pomermi v okolí materských intrúzií. Intruzívny komplex je prevažne členitý. Ide o štoky, dajky a sily a v niektorých prípadoch aj o rozsiahle intruzívne telesá. Smerom do hĺbky možno pozorovať tendenciu po spájaní sa intruzív do monolitných telies. Ako celok sú intrúzie subvulkanické. Ložiskotvorné procesy prebiehali prevažne v podloží neovulkanitov alebo na báze stratovulkánov. Vek a zloženie podložných sedimentárnych hornín je rozmanitý, a to od kryštalinika cez mezozoikum, paleogén až po miocén.

4. Zložením sú intrúzie pestré, ale nepresahujú hranice toho, čo sa označuje ako intermediárne horniny. Ide o dioritové, kremitodioritové, granodioritové porfýry a vo väčšej hĺbke o ich holokryštalické hlbinné variety. Intrúzie sú zodpovedné za mineralizačné procesy v tom zmysle, že reprezentujú energetický tepelný zdroj pohybu hydrotermálnych fluid, ktorý je základom rudotvorných procesov.

5. Cirkulačné cesty pre hydrotermálne fluidá vytvorilo hydrulické štiepenie na rozhraní intrúzie a okolitého prostredia. Tento proces spôsobil existujúcu nepravidelnú morfológiu rudných žilníkov.

6. Magmatickointruzívna a následná hydrotermálnoalteračná aktivita sa preferenčne viažu na centrálne zóny andezitových stratovulkánov.

7. V zmysle nových koncepcií klasifikácie genézy hydrotermálnych fluíd na vysokosulfidačný (high sulfidation) a nízkosulfidačný (low sulfidation) typ PIŽ mineralizácie svojím charakterom zodpovedajú skôr vysokosulfidačnému typu. Náš model predpokladá, že v etape vysokej sulfidácie vznikli druhotným varom cirkulačné cesty a tie sa mineralizovali až po kolapse meteorických systémov do regionálnej tepelnej anomálie vyvolanej magmatizmom.

8. Alterácie vyvolané kyslými roztokmi vysokosulfidačného typu majú pestrú paragenézu, ktorá sa od miesta k miestu mení. Prítomný je kremeň, kaolinit, illit, pyrofylit, alunit, diaspor, andaluzit, cordierit, topás, turmalín, fluorit, epidot a albit. V niektorých prípadoch možno pod PIŽ mineralizáciou pozorovať aj incipientnú medenoporfýrovú mineralizáciu sprevádzanú aj biotitizáciou. Prítomná je aj pervazívna pyritizácia.

9. V rudnej mineralizácii dominuje galenit, sfalerit, chalkopyrit a pyrit, v menšej miere zlato, ďalej tetraedrity, tennantit, luzonit, Ag-Pb sulfoantimonity, sulfoarzenidy Au, Cu, v hlbších častiach sa v súvislosti s medenoporfýrovou mineralizáciou zistil aj molybdenit. Za závažný poznatok treba pokladať absenciu aduláru v PIŽ systémoch. Aj to bol jeden z dôvodov na ich začlenenie do vysokosulfidačnej kategórie.

10. Pomerne systematicky sa identifikovali izotopy $\delta\ ^{34}S$, ktoré sú v PIŽ systémoch pri všetkých hlavných sulfidoch v porovnaní s izotopickým zložením žilných mineralizácií v tých istých mineráloch izotopicky ľahšie.

11. Na niektorých lokalitách je zastúpená aj adulárovo-sericitová polymetalická až drahokovová žilná etapa (low sulfidation), ale tá sa už viaže na extenznú tektoniku (žilné zlomové štruktúry väčšieho rozsahu a všeobecne rovnakej orientácie). Spravidla býva mladšia ako PIŽ a medenoporfýrové mineralizácie a býva na ňu naložená, v niektorých prípadoch aj v spoločnom priestore (Pukanec, baňa Rozália, Kremnické bane).

Literatúra

Bacsó, Z. 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu. *Mineralia slov., III, 11, 247 - 250.*

Bacsó, Z. 1986: Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov. *Mineralia slov., 19, 97 - 120.*

Bacsó, Z. 1993: Precious and base metal deposit of Brehov. Field Trip Guide, Field Conference on Plate Tectonic of Alpine Metallogeny in the Carpatho-Balkan Region. *MAFI, Budapest, 30 - 34.*

Bacsó, Z. & Ďuďa, R. 1988: Metalogenéza a rudné formácie rudného poľa Remetské Hámre. *Mineralia slov., 20, 193 - 220.*

Balla, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. *Geophys. Trans, 30, 313 - 353.*

Beane, R. E. & Titley, S. R. 1981: Porphyry copper deposits. II. part, characteristics of the mineralization and alteration. *In: Skinner, B. J. (Ed.): Seventy - Fifth Ann. Vol. Econ. Geol., 214 - 269.*

Berger, B. R. & Henley, R. W. 1989: Advances in the Understanding of Epithermal Gold - Silver Deposits, with Special References to the Western United States. *In: Keays, R. R., Ramsay, W. R. H. & Groves, D. I. (Eds.): In the Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. Econ. Geol., 6, 405 - 423.*

Berger, B. R. & Bonham, H. F. Jr. 1990: Epithermal gold - silver deposits in the Western United States: time - space products of evolving plutonic, volcanic and tectonic environments. *J. Geol. Expl., 36, Elsevier, Amsterdam, 103 - 142.*

Bergerat, F. 1989: From pull - appart to the rifting process: the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics (Amsterdam), 157, 271 - 280.*

Böhmer, M. & Šimová, M. 1976: Kontaktno-metasomatická aureola miocénnych intruzív v Kremnických horách. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 30, 119 - 137.*

Bonham, H. F. Jr. 1986: Models for volcanic - hosted epithermal precious metal deposits: a review. *Inter. Volcan. Congr., Hamilton, New Zealand, Symposium V, Proc., 13 - 17.*

Bonham, H. F. Jr. 1988: Models for volcanic - hosted precious metal deposits: a review. In: Schafer, R. W., Cooper, J. J. & Vikre, P. G. (Eds.): Bulk Mineable Precious Metal Deposits of Western United States. *Geol. Soc. Nevada, Reno, 259 - 271.*

Brlay, A. 1975: Záverečná správa za vrt GK-14. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Brlay, A., Mihálíková, A., Karolusová, E., Rojkovičová, Ľ. & Hojstričová, V. 1982: Stanovenie prognóznych zásob rúd farebných a vzácnych kovov v oblasti medzi Rudnom nad Hronom - Biehmi - Pukancom. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Brlay, A. et al. 1985: Prognózne zhodnotenie južného pokračovania pukaneckého rudného obvodu a oblasti Gondová. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 269.*

Černyšev, I., Cambel, B. & Koděra, M. 1984: Lead isotopes in galenas of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 3, 307 - 327.*

Csontos, L., Nagymarosi, A., Horváth, F. & Kovács, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra - Carpathian area: a model. *Tectonophysics (Amsterdam), 208, 221 - 241.*

Divinec, Ľ., Kotuľák, R., Repčiak, M., Kaličiaková, E. & Ďuďa, R. 1988: Ložisko Zlatá Baňa vo svetle nových údajov geologického prieskumu. *Mineralia slov., 20, 3, 221 - 238.*

Divinec, Ľ. & Kotuľák, R. 1990: Metalogenetický model Slanských vrchov. *Mineralia slov., 22, 213 - 218.*

Ďuďa, R. 1992: Mineralogicko-paragenetické pomery v zlatobanskom rudnom poli (Slanské vrchy). [Kand. diz. práca.] *Manuskript - TU Košice, 150.*

Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, M., Müller, P., Slávik, J., Tözsér, J. & Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. Úst. geol., 75 - 88.*

Filo, M. et al. 1981: Geofyzikálny výskum metalogenetickej zóny Rudno - Brehy - Pukanec, stredoslovenské neovulkanity, záverečná správa za obdobie 1979 - 1981. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Forgáč, J. & Kupčo, G. 1977: Hydrotermálne premeny hornín zóny Rudno - Brehy - Pukanec - Nová Baňa. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Gavora, S. 1983: Záverečná správa a výpočet zásob Hodruša - PIŽ - PP, Pb, Zn, Cu ruda, stav k 1.1.1983. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Hamilton, W. B. 1991: Behavior of western Pacific island arsc. *GSA ann. meeting abstr., 217.*

Harman, M. 1956: Prehľad geologických a paragenetických pomerov rudných žíl v okolí Pukanca. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 2, 37.*

Harman, M. 1959: Prehľad geologických a paragenetických pomerov rudných žíl v okolí Pukanca. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.,* 2,

Hayba, D. O., Bethke, P. M., Heald, P. & Foley, N. K. 1986: Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic - hosted epithermal precious - metal deposits. *Reviews in Econ. Geol., 2, 129 - 167.*

Heald, P., Foley, N. K. & Hayba, D. O. 1987: Comparative anatomy of volcanic - hosted epithermal deposits, acid - sulfate and adularic - sericite types. *Econ. Geol., 82, 1 - 26.*

Hedenquist, J. W. 1987: Mineralization associated with volcanic - related hydrothermal systems in the Circum - Pacific Basin. *Trans. of 4. Circ. Pacif. Energy and Mineral Resour. Conf., Singapore.*

Hedenquist, J. W. & Houghton, B. F. 1987: Epithermal Gold Mineralization and its Volcanic Environments Easth Resources Foundation. *The University of Sydney, 422.*

Horváth, F., Rumpler, J., Pogácság, G. & Tari, G. 1987: Transtensional origin of the Pannonian basin: new evidence and interpretation. *Terra cognita, 201.*

Jeleň, S. 1988: Mineraľnyje asociacii i uslovija obrazovanija rud mestoroždenija Banská Štiavnica (na primere žily Terézia) [Kand. diz. práca.] *Manuskript - SAV Bratislava, 247.*

Jeleň, S. a kol. 1989: Termobarogeochemický výskum mineralizácie na žile Terézia, Banská Štiavnica. *In: Zbor. II. celoštátnej geochemickej konferencie, Bratislava.*

Kaličiak, M., Konečný, V. & Lexa, J. 1984: Štruktúrno-vulkanologická schéma Vihorlatu a Popriečneho v mierke 1:50 000. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 86.*

Kaličiak, M. & Repčok, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov v severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov., 19, 401 - 415.*

Kaličiak, M. et al. 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava, 231.*

Kaličiak, M. et al. 1989: Štruktúra a vývoj neogénnych vulkanitov Slovenska vo vzťahu k blokovej tektonike. *Geol. Práce, Spr., 88, GÚDŠ Bratislava, 79 - 105.*

Kantor, J., Ďurkovičová, J. & Eliáš, K. a kol. 1988: Izotopový výskum metalogenetických procesov. I. časť, a. Rudno - Brehy - Pukanec. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Koděra, M. 1978: Mineralogicko-paragenetický výskum mineralizácie v hlbokom pokračovaní Rozália žily a žilníkovo-impregnačného zrudnenia na Rozália bani a vo vrte K-5. *Manuskript - archív autora, Bratislava.*

Konečný, V. & Lexa, J. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov 1:100 000. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9.*

Kovalenker, V. A. et al. 1992: Mineralogicko-geochemické štúdium rúd a okolorudných metamorfitov Au-Ag polymetalických a volfrámových ložísk Slovenska. *Manuskript - Geofond Bratislava, 450.*

Knésl, J. et al. 1990: Záverečná správa z úlohy Kremnica - VP, Au-Ag rudy. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, Geofond Bratislava, 207.*

Lexa, J., Mihaliková, A., Hojstričová, V. & Karolusová, E. (In: Brlay, A.) 1985: Petrografická charakteristika hornín. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Mitchell, A. H. G. & Leach, T. M. 1991: Epithermal gold in the Philippenes: Island arc metallogenesis, geothermal systems and geology. *Academic Press, London, 457.*

Nemčok, M. & Lexa, J. 1990: Evolution of the Basin and Range structure around the Žiar montain range. *Geol. Carpath., 229 - 258.*

Panáček, A. 1978: Geofyzikálny výskum metalogenetických zón v oblasti stredoslovenských neovulkanitov, oblasť Rudno - Brehy - Pukanec. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Petr, K. 1988: Mineralogická správa. In: Smolka, J. et al. 1988: Záverečná správa úlohy Rudno - Brehy - Pukanec, surovina: Pb-Zn-Cu rudy. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Póka, T. 1988: Neogene and Quarternary Volcanism of the Carpathian - Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. *In: Royden, L. & Horváth, F. (Eds.): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 45, 257 - 276.*

Pospíšil, L. & Kaličiak, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Mineralia slov., 11, 115 - 125.*

Repčok, I. 1982: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava, 18.*

Repčok, I. & Eliáš, K. 1993: Izotopy síry sulfidov Hodrušsko-štiavnického rudného obvodu. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Rojkovičová, Ľ. & Štohl, J. 1993: Mineralogická, zonálna a veková charakteristika Pb-Zn-Cu mineralizácie vo vrte B-1 (Horná Roveň, Štiavnické vrchy). *Mineralia slov., 25, 35 - 44.*

Royden, L. H., Horváth, F., Nagymarosy, A. & Stegena, L. 1983a: Evolution of the Pannonian basin system. 2. Subsidence and thermal history. *Tectonics, 2, 91 - 137.*

Royden, L. H., Horváth, F. & Rumpler, J. 1983b: Evolution of the Pannonian basin system. 1. *Tectonics, 2, 61 - 90.*

Royden, L. H. 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. *In: Royden, L. & Horváth, F. (Eds.): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 45, 27 - 48.*

Royden, L. H. & Dövényi, P. 1988: Variations in extensional styles at depth across the Pannonian basin system. In: Royden, L. & Horváth, F. (Eds.): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 45, 235 - 253.*

Rusinov, V. L., Kovalenker, V. A. & Kaličiaková, E. 1993: Metasomatické procesy v zlatobanskom rudnom poli. *Mineralia slov. (v tlači).*

Salters, J. M., Hart, S. R. & Pantó, Gy. 1988: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian arc. Hungary. In: Royden, L. & Horváth, F. (Eds.): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 45, 279 - 292.*

Sandulescu, M. 1988: Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: Royden, L. & Horváth, F. (Eds.): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, 45, 17 - 26.*

Sillitoe, R. H. 1973: The Tops and Bottoms of Porphyry Copper Deposits. *Econ. Geol., 68.*

Sillitoe, R. H. 1989: Gold deposits in western Pacific island ares: The magmatic connection. *In: Keays, R. R., Ramsay, W. R. H. & Groves, D. I. (Eds.): In the Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. Econ. Geolog., 6, 274 - 291.*

Sillitoe, R. H. 1991: Intrusion related gold deposit. *In: Foster, R. P. (Ed.): Gold Metallogeny and Exploration. Blackie, Glasgow and London.*

Smolka, J. et al. 1987: Perspektívnosť rudného rajónu Pukanec z pohľadu realizovaných prieskumných prác. *Mineralia slov., 10, 6.*

Smolka, J. et al. 1988: Záverečná správa úlohy Rudno - Brehy - Pukanec. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Šímová, M. 1985: Petrografická charakteristika hornín vrtných jadier KV-1, KV-2, KV-3, KV-4, KV-5, KV-6. *Manuskript - GP, Spišská Nová Ves, GO Banská Bystrica, 64.*

Štohl, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálno-karpatským lineamentom Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Min. Petr. Geoch. Ložiská, 2, 7 - 40.*

Štohl, J. 1979: Metalogenetická mapa stredoslovenských neovulkanitov v M 1:100 000 - vysvetlivky. *Manuskript - GÚDŠ Bratislava.*

Štohl, J. 1985: Multistage development of the Middle Slovakia neovolcanic metallogeny and its relationship to structure zoning. *Abstr. XIII. Congr. KBGA, Krakow.*

Štohl, J., Lexa, J. & Žáková, E. 1989: Nový pohľad na prognózne možnosti polymetalickej impregnačno-žilníkovej mineralizácie (PIŽ) v oblasti bane Rozália pri Banskej Hodruši. *Region. Geol. Západ., Karpát, 25, 211 - 215.*

Štohl, J., Hojstričová, V., Lexa, J., Rojkovičová, Ľ. & Žáková, E. 1989: Nové poznatky o PIŽ mineralizácii v oblasti Rozália bane. *In: Zbor. Metalogenéza malých intrúzií neovulkanitov Slovenska. Banský Studenec, GÚDŠ Bratislava.*

Štohl, J. & Hojstričová, V. 1990: Záverečná správa za vrt B-1/200 m, Horná Roveň. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Štohl, J. & Lexa, J. 1990: Metalogenéza spojená s intruzívnym komplexom centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *In: Zbor. Prínos 50-ročnej činnosti GÚDŠ k rozvoju slovenskej geológie. GÚDŠ Bratislava, 81 - 92.*

Vozár, J., Vozárová, A. (In: Brlay, A. et al.) 1985: Permokarbónske sedimenty v oblasti Rudno - Brehy. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, 34.*

Titley, S. R. & Beane, R. E. 1981: Porphyry copper deposits. *In: Skinner, B. J. (Ed.): Sevently - Fifth Anniversary Volume. Econ. Geol., 214 - 269.*

White, N. C. & Hedenquist, J. W. 1990: Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes and quidelines for exploration. *Elsevier (Amsterdam), 36, 445 - 474.*

Genesis of stockwork base metal mineralizations in the Neogene volcanics of West Carpathians

An extensive research and exploration of volcanic hosted ore deposits, mineralizations and prospects in the Neogene volcanic regions of West Carpathians during the seventies and eighties have accumulated a large amount of data on stockwork/disseminated base metal deposits and occurences. Our aim is to develop a gene- tic model incorporating common magmatic, structural, spatial, and alteration features and place it into the context with porphyry and epithermal types of ore deposits.

Geotectonic position and character of magmatic activity

An essential idea about geotectonic framework of the Neogene to Quaternary volcanic activity in the Carpatho-Pannonian region is expressed in the structural scheme (Fig. 1) and in the palinspastic schemes (Fig. 2) of the region. According to Lexa et al. (1993) Carpathians represented during the Neogene time a continental margin to real island arc - in many aspects similar Pliocene time migrated northward, northeastward and eastward at the expense of subducting oceanic/suboceanic crust of flysch basins until it collided gradually with curved passive margin of European platform. Advance of the arc was compensated by interarc and backarc extension including diapiric uprise of asthenosphere, and lithosphere escape from collision zones of Alps and Balkan.

This geotectonic framework and variable involvement of older continental crust in the arc,besides accretionary prism of flysch basin deposits, are responsible for esssential features of space-time-composition distribution of the Neogene/Quaternary volcanic rocks in the Carpatho-Pannonian region.

The Central Slovakia Neogene volcanic field extends over consolidated continental crust of the Central West Carpathians, giving this part of the arc the character of continental margin. Back-arc extension resulted in basin & range structure related closely with volcanic activity in space and time (Nemčok - Lexa, 1988).

The East Slovakia Neogene volcanic ranges extend over the segment of the Carpathian arc, where consolidated continental crust is missing or present in Blocks and narrow zones - giving this part of the arc the character of evolved island arc. Back-arc extension is limited to the souther zone Tokay - Zemplín - Beregovo.

According to compositional characteristics and spatial distribution we can distinguish four essential Groupings of volcanic rocks (Fig. 1):

1. Areal type dacite to rhyolite volcanic activity represented by extensive tuff and/or ignimbrite sheets with dome/flow complexes at volcanic centres. Volcanic rocks of this type are dominantly of crustal origin (Salters et al., 1988) and associate especially with inital stages of backarc extension in the given region.

2. Areal type andesite volcanic activity represented dominantly by stratovolcanoes including differentiated rocks and subvolcanic intrusive rocks. Its spatial distribution is influenced strongly by backarc extension tectonics associating with diapiric uprise of mantle. Geochemistry indicates mantle source magmas with variable crustal component (Salters et al., 1988) - evolved island arc to continental margin type associations are present according to crustal structure. It is indirectly related to subduction of the Magura-Pieniny-Transylavania oceanic basement (Sandulescu, 1988) as a source of mantle contamination, while partial melting of contaminated mantle material and volcanism were activated by diapiric uprise related to younger backarc extension (Lexa - Konečný, 1974, 1979, Póka, 1988, Lexa et al., 1993).

3. Arc type basaltic andesite/andesite volcanic activity represented by stratovolcanoes with rare presence of differentiated and/or intrusive rocks. Space and time distribution was controlled directly by subduction of outer flysch units basement (Balla, 1981, Sandulescu, 1988, Póka, 1988).

4. Alkali olivine basalt/nepheline basanite volcanic activity represented by maars, diatremes, cinder/spatter cones and lava flows in the northwestern part of the Pannonian basin during the Pannonian to Quaternary time. Basalts of this type indicate continuing extension accompanied by diapiric uprise in mantle, which has not been affected by subduction.

The potassium-silica diagrams are used (Fig. 3) to demonstrate essential geochemical trends. Mean trends of associations related to increasing depth of subduction zone and increasing consolidation of crust are given for comparison.

The Central Slovakia Neogene volcanic field and related metallogenetic processes have evolved in geotectonic environment similar to active continental margins with pronounced back-arc extension during and after volcanic activity. Volcanic and intrusive rocks are calc-alkaline, High-K type with increased incompatibile element contens and increased water content indicated by early stabilization of hornblende. Magmas are of mantle origin, affected heavily by crustal contamination. Comagmatic

intrusions follow the granodiorite trend (Fig. 4), some of them with a slight shift towards the monzodiorite or quartz-diorite trend.

The East Slovakia Neogene volcanic ranges and related metallogenetic processes have evolved in geotectonic environment similar to evolved island arcs incorporating fragments of continental crust, with pronounced bac-arc extension before and during volcanic activity - with an exception of the Zemplín horst volcanics are not affected by postvolcanic extension tectonics. Volcanic and intrusive rocks are calk-alkaline, Medium-K type, with lower water content indicated by the absence of hornblende even in differentiated rocks. Magmas are of mantle origin with a limited extent of crustal contamination. Comagmatic intrusions follow the quartz-diorite trend (Fig. 4). Extent of differentiation and proportion of differentiated rocks are small.

The Tokay - Zemplín region is an exception - volcanic activity was dominated by areal type siliceous volcanics of crustal origin, including dome-flow complexes. The region was affected by postvolcanic extension tectonics.

In general, geotectonic aspects and magmatic activity in the Carpathian arc are similar to arcs in the western Pacific region (compare Sillitoe, 1989). The Central Slovakia volcanic field is analogous to segments involving older continental crust (e.g. Japan, Taiwan, New Guinea, New Zealand) while the East Slovakia volcanic ranges are analogous to segments of evolved islands arcs with a limited involvement of older continental crust (e.g. Kamchatka, Philipines).

New data related to the copper porphyry and the gold epithermal ore doposits were elaborated into synthesis of a new classification schemes and models of volcanogenetic ore deposits in general (Titley and Beane, 1981, Beane and Titley, 1981, Sillitoe, 1973, 1989, 1991, Hayba et al., 1986, Heald et al., 1987, Bonham, 1986, 1989, Hedenquist, 1987, Berger and Bonham, 1990, Berger and Henley, 1989, White and Hedenquist, 1990, Hedenquist and Houghton, 1987, Mitchel and Leach, 1991).

Their classification vary from ore-types related to different setting of plate tectonics, type of magmatism, (alcalic, calc-alkalic) volcanic environment (subaeric, subaquatic,subvolcanic), relative depth of ore-formation (massive sulfide ore, porphyry type of ore, epithermal), source of water (magmatic, meteoric), temperature, salinity and mineral composition of ore. For one of the latest genetic classifications of volcanogenetic ore deposits variable associations of alteration minerals has been applied (e.g. adularia-sericite, alunite-sulphate types).

For both, the epithermal and the porphyry hydrothermal systems there is required a thermal energy source. As it is commonly assumed, thermal energy is produced by subvolcanic intrusive bodies of various form and volume, preferably situated within the central zones of large andesite stratovolcanoes.In such the case we may regard a stratovolcano with intrusive complex within its central zone as an independent metallogenetic unit.

The principal genetic division of volcanogenic ore deposits, in relation to the mother intrusion is indicated at the Fig. 5. Hayba et al. (1986), Heald et al. (1987), White-Hedenquist (1990) and many others had introduced during second half of eighties new principles based on the primary nature of ore-forming fluids. They have established two strongly contrasting groups:

- low sulfidation, with low oxidation degree of sulphur (-2) in fluids and characterized by their alteration mineral assemblages with dominant adularia and sericite and ore mineralization of Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Sb, Hg, As.
- high sulfidation, with high oxidation degree of sulphur (up to +4) in fluids and characterized by secondary alteration minerals such as kaolinite, pyrophyllite and alunite (acid sulphate type) with ore mineralization of galena, sphalerite, chalcopyrite, enargite and luzonite commonly associated with gold-silver mineralization.

Mineral associations of secondary minerals depend on the composition and temperature of fluids and are demonstrated at stability diagrams Figs. 6a and 6b.

Hot springs hydrothermal environment is a rather specific case. Here H_2S is escaping during the boiling of fluids at depth and after ascending upwards it is dissolved and oxidized in ground water. This process gives arise to acid sulphate environment, which might be spatially superimposed over the low sulfidation (adularia-sericite) hydrothermal alteration system.

Model of the mineralization associated with a top of crystalliized intrusion body

Copper-porphyry mineralizations after Titley - Beane (l.c.) are typical by their disseminated and stock-work features. As a rule they originited within the depth interval between 1800-3000 m and are associated genetically with the process of cooling magmatic stocks. They are associated with intrusions of monzonite, granodiorite and quartz diorite trends. The composition of magma may influence the mineral content of the porphyry systems, which vary from Cu-Mo to Cu-Au types. They are developing usually in two stages: the first stage is characterized by the second boiling process and by magmatic fluids escaping at lithostatic pressure. At the second stage meteoric circulation water system colapses into the head-flow field of the intrusion. In this stage hydrostatic and hydrodynamic pressure is already present. Important point in the evolution of the porphyry system is the primary content of fluids in magma, which is responsible for the level at which the magma is stopped (The higher the content of water, the deeper is the position where intruding magma is stopped by second boiling).

The main features of the metallogenic model are shown at the Fig. 5/A. The dominant feature of the model is crystallizing intrusion with escaping fluids rich in SO_2, all resulting due to the second boiling process under the condition of lithostatic pressure. Escaping fluids under the lithostatic pressure gave origin to hydraulic fracturing and eventually result in an irregular stockwork fissure pattern within adjacent rocks.

Explosive acitivity of escaping fluids along features may lead even to the origin of pebble-dykes and breccia pipes, particularly in cases when explosive process was connected with former paleosurface. If explosive activity occurs subterraneously, thanks to subsurface condensation of vapor, biotitization and Cu-Mo porphyry mineralization might took place.

High content of SO_2 in fluids results in the high degree of acidity, thus ascending fluids represent magmatic and hydrothermal acid sulfate environment which reseamble to the type of advanced argillic alteration. Advanced argillic alteration environment, under the extremely heavy leading, tends to be more silliceous and porous, often with occurence of corundum, diaspore and rutile. In the case of minor leading andalusite, pyrophylite, kaolinite, alunite, zunyite and pyrite occur. Advanced argillic and silliceous environment commonly form external alteration zone of porphyry copper mineralization. Upwardly in more shallow superstructure levels, enargite-luzonite-gold mineralization might be present.

Vapor rich in gaseous SO_2 may migrate even higher in volcanic piles, and being condensed in meteoric waters is producing secondary acid sulphate environment with alteration similar to the primary advanced argillic type environment. If magmatic acid fluids laterally migrate along long path from the primary source, they might became more neutral by reacting with host rocks and mixing with meteoric water, giving rise eventually to co-existing low sulfidation epithermal system.

Model of epithermal adularia-sericite mineralization

Its characteristic features are reflected in the Fig. 5/C. Dominant feature of the model there is a nature of circulating ore-forming solutions. They have no intimate relationship to the crystallizing magma, neither to its magmatic fluids. Therefore, the existence of deeply seated intrusion is regarded as a source of thermal energy, which drives the hydrothermal circulation system. The circulation paths are commonly formed during the extensional tectonic regime.

In this way defined model of the adularia-sericite type of epithermal ore deposits may explain a rather long-lasting time interval between mineralization and the emplacement of intrusion (often several m.y.) and similarly is explaining the reason why the origin of this sort of deposits depends upon the postvolcanic extension tectonics.

Model of epithermal base metal ore stock-works

This case is particularly interesting within the region of the West Carpathians. In our view, base metal stockwork mineralization form intermediate type between two formerly described types as far as the space, depth of origin, age, temperature, composition of fluids and many other aspects are concerned. Ore deposits of this type have not been up to now of Economic significance and therefore, they are not properly defined from theoretical point of wiev and their modelling have not been carried out yet. To the certain degree they might be regarded as a part of ore deposit category described by Sillitoe (1991) as a type of „intrusion related". The most conspicuous feature is their intimate relationship to intrusions (space-genesis).

Characteristic features of the model are to be seen at the Fig.5/B and in more detail, including its multistage development, in the Fig. 7.

The leading feature of the genetic model proposed by us is the fact that the base metal ore deposit of this type originated by collapse of meteoric ground waters into the thermal anomaly of the intrusion in guestion, following its crystallization. The pressure is no more lithostatic, fluids are relatively rich in chlorides, on the other hand there is a lack of magmatic SO_2, resulting in a mild acid reaction. The mineralization is epithermal and amonq secondary minerals sericite plays the main role.

For the circulation of hydrothermal fluids both, natural permeability of the rock environment and permeability coused by hydraulic fracturing are used. The transport of meteoric fluids is due to the thermal energy of stile hot intrusive complex. Both, leaching and precipitation of metal components are due to this circulation.

In some cases it has been observed even slight incipient copper porphyry mineralization underlying the base metal mineralization (Zlatá Baňa, Pukanec). There are also present structural, mineralogical and alteration features typical for copper porphyry systems. Condensation of vapor, H_2S and CO_2 in meteoric waters, further away in adjacent marginal rocks close to the intrusion might gave rise to propylitization.

Geological and metallogenetic characteristics of the Neogene West Carpathians stratovolcanoes with occurence of base metal stockwork and disseminated mineralization

As the basic metallogenetic unit we regard andesite stratovolcano with the varying degree of base metal mineralization. There are differences as far as the metal content of individual stratovolcanoes are concerned. The Banská Štiavnica and the Kremnica stratovolcanoes are the most illustrate examples occuring along the western margin of the Central Slovakia volcanic region (see Fig. 10). The Zlatá Baňa, the Makovica and the Strechový vrch stratovolcanoes are in the Slanské vrchy Mountain range, the Morské oko in Vihorlat and the Brehov in the Zemplín Mountain range (Fig. 11). The base metal mineralization is, as a rule, bounded to the central volcanic zones of stratovolcanoes with the exception of the Pukanec ore deposit, where no association with stratovolcanic central zone is observable. From the point of view of the global tectonic setting of the whole volcanic arc of Carpathians, some of the „metallogenetic" stratovolcanoes are included into the second group of andesite volcanism of the areal type (the Central Slovakia volcanic region, the Brehov in the Zemplín Mountain range). The rest of them belong to the third group typical by basalt-andesite to andesite volcanism of arc type (the Slanské vrchy and Vihorlat Mountain ranges).

Present erosion level of andesite stratovolcanoes compared with assumed preerosion situation, together with the present vertical position of mineralization and alteration products within the stratovolcano are giving us sufficient data for reconstruction of assumed depths of different types of mineralization. In general, the vertical position of different genetic types of mineralizations is demonstrated at the Fig. 8.

Banská Štiavnica stratovolcano

The stratovolcano is represented by an extensive volcanic structure covering the area of approx. 1000 square kms. The stratovolcano underwent complex evolution passing through caldera stage to final resurgent doming forming presently well-defined horst structure. The main rock-types which dominate in the stratovolcano are several types of andesites (pyroxene, hornblende and biotite participating in varying amount). Ryolites and basalts occur in much smaller amounts. Intrusive complex varying from andesite porphyries, diorite porphyries, quartz diorite porphyries, granodiorite porphyries to equigranular diorite and granodiorite extends mainly within the central zone of the stratovolcano and to the lesser extent at its proximal zone. The complex multistage mineralization of Pb, Zn, Cu, Au, Ag and Fe ore of various genetic origin (porphyry-skarn type stockwork, disseminated, replacement and vein type) is associates in time and space with long-lasting evolution of the Banská Štiavnica Stratovolcano (appr. 17 to 7 m.y.). Mineralization is spatially controlled by its central volcanic zone forming historically famous Banská Štiavnica - Hodruša Ore District. Apart of the mineralization of the central zone there is a much smaller the Pukanec - Rudno Ore District situated in the SW part of the proximal zone of the stratovolcano.

Base metal stockwork mineralization of the Pukanec - Rudno Ore District

As it was already mentioned this ore district, in contrast with other base metal stockwork and disseminated mineralizations of the West Carpathians, is not bounded to the central volcanic zone but it is located over the SW proximal part of the Štiavnica stratovolcanic cone.

Intrusive complex of the Pukanec - Rudno zone is likely a parasitic apophysis of the central magmatic reservoir which is responsible for tectonomagmatic and volcanic development of the whole Štiavnica stratovolcano.

Geological structure of the Pukanec - Rudno Ore District consists of four independent geological formations (Brlay et al, 1982, 1985, Smolka et al., 1988): a - pre-volcanic sedimentary sequences, b - andesite complex of subvolcanic porphyric nature, c - intrusive complex of Tatiar, d - final dykes of ryolites and granite porphyries.

From the point of view of the base metal stockwork mineralization the intrusive complex of Tatiar is directly responsible for its origin. The intrusive complex is formed by N - S trending dyke cluster differing in composition from the diorite porphyries to the granodiorite porphyries.

Base metal mineralization is formed by stockwork and disseminated type of mineralization which is not exposed and extends subhorizontaly over the area of 500 x 1000 metres. Stockwork is composed of irregular veinlets, nests and disseminations. Apart of sulphides, within irregular stockworks there is present gangue mineralization composed of epidote, carbonates and quartz. Ore and non-ore mineralization occur along the same fissures, sulphides as a rule are younger. Base metal mineralization is burried well beneath andesite cover and occurs from + 100 m to - 100 metres above and beneath the sea level (Fig. 13).

Base metal mineralization associates in space and time with intrusive complex of Tatiar. Granodiorite and quartz diorite porphyries form combination of sills and dykes. From the top to the bottom they are finger-like, with increasing depth they grade into a monolittic stock intrusion.

The stock is a feeding channel for the whole intrusion complex of Tatiar. It is a part of the Rudno elevation as well as a zone where occured magmatic and hydraulic interaction between the intrusion and adjacent rock environment, thus giving way to the process of hydraulic fracturing and successive hydrothermal activity (mineralization and alteration).

There are observable two stages of mineralization. The first copper porphyry system with superimposed younger base metal stockwork mineralization and the later gold-silver epithermal vein type mineralization associated with extensive tectonic regime. The first posseses certain sign of „high sulfidation" type and the latter is typical „low sulfidation" type with adularia and sericite. Simplyfied mineralization scheme is as follows:

1. The older stage formed by the stockwork and dissemination mineralization. This might be divided into two substages the copper porphyry and the later base metal mineralization.

2. The younger stage of the epithermal gold-silver vein mineralization. Copper porphyry mineralization is situated in deeper parts of the ore deposit, howerer to the certain degree, it occurs within the same space as the base metal mineralization. Mineral associations is composed of pyrite, chalkopyrite, molybdenite, bornite, pyrhothite, magnetite, and hematite. Biotitization is also present. This mineralization sub-stage is developed in very small amount (just occurences).

During the later period of copper porphyry mineralization when magmatic-hydrothermal system had been substituted by meteoric one within the same circulation paths (hydraulic fracturation stockwork fissures) the base metal mineralization was precipitated with alteration minerals epidote, clinozoizite, calcite and silica. Further away of this zone a typical propylitization host rocks took place.

The later stage of mineralization and alteration is of vein type. Gold-silver veins associate with adularia, sericite and quartz. Clay minerals are kaolinite, montmorillonite and illite. Chlorites and carbonates are present further away within the zone of propylitization.

Izotopic composition of $\delta^{34}S$ of base metal mineralization stage indicates higher content of lighter izotopes compared to the sulphides of vein type mineralization. Therefore different source of sulphure is suggested for either types of mineralization.

Base metal stockwork mineralization at the Rozalia Mine

Mineralization is spatially connected to the central zone of the Banská Štiavnica stratovolcano and is the part of the multistage development of the overall metallogeny. There are two well - defined metallogenetic stages, differing in age, within the central zone.

1. Disseminate and stockwork type of base metal mineralization and skarn copper porphyry mineralization, which are intimately associated with intrusive activity of the central volcanic zone. The evolution of the metallogenic events is multistage and from the point of view of the volcanotectonic development of the central zone, the stage no. 1 is part of the precaldera period (Štohl, Lexa,, 1990). The evolution of the pre-caldera stages is indicated at the Fig. 15, where age and space setting of the stockwork base metal mineralization is indicated as well.

The group of pre-caldera mineralization stages and their hydrothermal associations might be regarded as a „high sulfidation" type.

2. Post - caldera mineralization is asociated with the final stage of the development of the Štiavnica horst (resurgent dome) and is represented by base and precious metal veins. The alteration associated with this stage reflects all aspects of „low - sulfidation" type with adularia and sericite being the main constituents of the alterantion mineral assemblage.

Base metal stockwork mineralization is situated approximately in the centrum of the Štiavnica horst and along the demarcation line between two conspicuously different geological environments. The basement complex of the Mesozoic and Paleozoic rocks and crystalline schists extends along the western part of the horst. The Neogene subvolcanic intrusive rocks composed of granodiorite, diorite and different varieties of porphyries are present within the western zone as well. Huge sills of andesite of variable composition form eastern part of the horst. Base metal stockwork mineralization is situated just at the contact zone of these two contrasting geological environments. The mineralization is associated in space and genesis with endoand exocontacts of porphyric granodiorite. The form of mineralization is disseminated stockwork. The grade of the ore increases gradually towards the margin of the intrusive body.

The top of the granodiorite is arch-like and does not form any dykes and apophysis. The ore stockwork is irregular, its genesis, form and setting over the apical zone of granodiorite body indicate the origin by the process of hydraulic fracturation during the stage of second boiling. The development stages of the base metal stockwork mineralization are demonstrated at Fig. 17. (Here the geological setting excludes the sill and dykes of quartz diorite porphyries which are of post-ore age). At the Fig. 18. at the lower part of it, there is a scheme including postintrusive position of quartz diorite porphyry.

A simple mineralogic paragenesis is characteristic for base metal stockwork mineralization with leading sphalerite and galena and minor chalcopyrite and pyrite. There are present minor bornite, digenite, tetrahedrite, goethite and hematite. Pre-ore gangue mineralization is composed of quartz, epidote, albite and carbonates. The vertical distance of the mineralization is about 300 metres, the content of Cu, Mo, Bi, Sn keeps increasing with increasing depth.

Around the base metal stockwork mineralization there are several aureoles of hydrothermal alteration. The older assemblage of alteration minerals is composed of illite, prophyllite, kaolinite and quartz ad resembles advanced argilic alteration of areal type. There are several signs, that this association is indicative of the „high sulfidation" characteristics. Absence of alunite might be explained by erosion. Advanced argillic stage was a part of the first alteration stage. Contemporeously with this stage at depth hydraulic fracturation of granodiorite took place. During the late stage of mineralization and alteration, a collapse of meteoric system is suggested into the thermal field of granodiorite and subsequently the gangue and ore mineralization took place (First car-

bonates, chlorite epidote, albite, later base metal sulfides). Hydrothermal fluids circulated along the fissures originated by hydraulic fracturing.

In the area of the base metal stockwork mineralization there are several typical veins such as Rozalia, Bakali, Amalia, Ochsenkopf, which are accompanied by „low sulfidation" alteration paragenesis, composed of adularia - sericite and quartz.

Isotopic composition of $\delta^{34}S$ of the base metal stockwork mineralization is similar to that one of the Pukanec - Rudno mineralization. Isotopic composition shows, that the base metal stockwork mineralization is isotopically lighter compared to the vein mineralization (Fig. 19.) (Kantor et al., 1988, Repčok et al., 1993).

Data related to the distribution of the isotopic composition of common lead in the Štiavnica - Hodruša Ore District from different genetic ore types indicate independent position of the base metal stockwork mineralization as far as its radiogenetic nature is concerned (Fig. 20.).

Kremnica stratovolcano

The Kremnica epithermal gold-silver mineralization being the part of the Kremnica stratovolcano had been mined for several centuries. This ore deposit is a typical „low sulfidation" type accompanied with typical alteration minerals: adularia, sericite, silica and kaolinite. Apart of this the new type of was discoveral in borehole Kr-3 (Böhmer - Šímová, 1976). The mineralization is of no economic value, it proves to be interesting mainly from theoretical point of view. Not common in the ore district over the contact zone of large subvolcanic diorite body, it has been recorded an uncommon assemblage of alteration minerals as follows: andalusite, sillimanite, diaspo- re, pyrophylite (?), cordierite and garnet. Increased content of Sn-W associated with topase, turmalin and fluorite has been also recorded.

Alunite occurs in higher levels. Together with the minor base metal mineralization occurs as well.

The extent of subvolcanic diorite porphyry and diorite body with several dykes in its apical part was outlined by a series of boreholes (Knesl et al., 1990). Aquired data from boreholes made possible to distinguish in the Ore District two metallogenetic stages the older one of the „high sulfidation" and the younger one of the „low sulfidation" characteristics, as it is shown at the Fig. 21.

The Zlatá Baňa stratovolcano

The Zlatá Baňa stratovolcano is situated at the northern part of the Slanské vrchy Mountain range (Fig. 11.) and represents the largest and most complex volcanic structure (Fig. 22.). It was built up within the time interval from 12,2 to 10 m.y., what corresponds to the Sarmatian-Lower Pannonian time (Kaličiak-Repčok, 1987).

Basement of the andesite stratovolcano is composed of the Miocene pelitic sediments (Egenburgien and Badenien) with interbedded strata of ryolite and ryodacite volcanoclastic rocks (Karpathian and Badenien).

The upper boundary of the pre Cenozoic sequences, probably formed by Mesozoic rocks (data given by geophysics), is supposed to be at the depth interval from 1 500 to 3600 metres (Pospíšil - Kaličiak, 1979).

The central zone of the stratovolcano is formed by erosional bowle-like depression and extends over the area of 12 square kms. Hydrothermally altered andesite intruded by stocks and dyke-clasters of diorite porphyries are present. (Fig. 23., 24.). With the development of volcanic and intrusive activity of the central zone, mineralization and alteration processes took place. Mineralization of the base metal is bounded to the central zone, minor stibnite-cinnabar occurences have been recorded over the proximal zone of the stratovolcano. Form of base metal mineralization is of stockwork (veinlets, short, thin veins) and disseminated nature. Many breccia pipes structures have been recorded, sometime the matrix being the ore. Stockwork is built up by parallel and subparallel veinlets of cms-dms thickness. Strike-lenght reaches 700 metres, vertical interval of mineralization is about 500 metres (Divinec et al., 1988). Sulphides ore composed of sphalerite, galena, pyrite, minor chalkopyrite and pyrhotite.

Evolved ore-forming hydrothermal system is possible to divide into two stages.

The first stage is directly associated with intrusion activity at root zone of the stratovolcano. Part of the mineralization took place within the basement complex.

Excape of fluids acompanied by hydraulic fracturing created paths for hydrothermal circulation. In this stage the hydrothermal - explosion activity formed many breccia pipe structures.

Magmatic copper porphyry system is developed just incipiently and very weak Cu-Mo mineralization occurs at exocontacts of diorite porphyries, so small occurence of Fe-skarn mineralization. There is as well weak biotitization, turmalinization and in greater amount is present silica, sericite, kaolinite an pyrite (Rusinov et al., 1993).

Pre alteration minerals are arranged in zones in host-rocks and also within diorite porphyries.

Meteoric water which is assumed to be collapsed into the still existing heat flow of the intrusion complex played the main ore-forming role during the second mineralization stage. Stockwork fracture system and breccia pipes zone created in previous stage formed the circulation paths for newly formed meteoric system. With this second stage proces is connected base metal stockwork mineralization. Mineralization has a form of irregular veinlets and is sited at top parts of the intrusive bodies, especially in parts where the form of intrusions are very complex and irregular.

Sulphide mineralization was created within temperature interval 300 to 150 °C and gradually by decreased temperature the solutions are becoming more alkalic. Within cited temperature interval pH varied from 6,5-7 to 3,5-4 (Kovalenker et al., 1992).

The main portion of base metal mineralization has taken place within the interval 300 to 200 °C and it is consiting of pyrite, sphalerite, galena, minor chalkopyrite together with gangue minerals of carbonates and quartz. When temperature decreased under 200 °C precious mineralization Au-Ag associated with Ag-tellurides, Ag-tetrahedrites and Ag-sulphoantimonides formed.

When temperature dropped even more, low-temperature mineralization started to be created. Rare Sb-Hg mineralization is included, partly superimposed over base metal mineralization, however, the main part of it extends to the periphery outside of the central volcanic zone (Dubník).

Izotopic composition of $\delta^{34}S$ of the base metal mineralization is similar to disseminated/stockwork base metal ores of the Central Slovakia volcanic Region, thus indicating their possible cogenetic parametres.

Morské oko stratovolcano

The andesite stratovolcano of the Morské oko is lying within the central part of the Vihorlat Mountain range and represents the largest and most complex volcanic edifice in this mountain range.

Rocks of the Magura flysh, Mesozoic sediments of the Klippen belt and sediments of the Lower Miocene age are underlying the stratovolcano. The stratovolcano is of assymetric form and it is possible to distinguish in it the central and proximal zones.

The central volcanic zone is formed by the depresion well conspicuous by its morphology. Within the central zone there are ex-

posed hydrothermaly altered rocks of intrusive and effusive nature (Fig. 25.). Intrusive complex at deeper subvolcanic level is formed by the diorite stock with numereous apophysis of diorite porphyries. The latter are exposed at the present surface (Fig. 26.).

Base metal mineralization is spacially bounded to the central zone of the stratovolcano, forming south-north trending ore-bearing zone (Bacsó - Ďuďa, 1988). The erosion level is relatively low and, therefore, the base metal stockwork-like mineralization occurs at the depth interval from 800 to 1 200 metres beneath the present surface. Two mineralization and alteration stages have been reorganized.

The first stage is asociated with the intrusive activity of diorites and diorite porphyries, their hydraulic-fracturation of surrounding rocks, thus creating stockwork-like fissure system and zones of magmatic-hydrothermal brecciation, principally within the surroundings of the diorite porphyry dykes.

During this stage a minor disseminated and veinlets mineralization of copper porphyry type formed. Mineral content consist of chalcopyrite, molybdenite, arsenopyrite, pyrite, pyrhotite accompained by quartz, biotite and very often by turmaline. Further away replacement quarzite bodies with topas, andalusite, corundum, fluorite and many other minerals such as kaolinite, illite, diaspore and mullite occur. This assemblage of ore and non-ore mineralization on the whole might be defined as a „high sulfidation" type.

The second stage of mineralization is characterized by base metal type. This mineralization stage took place within the framework of the stockwork system of the previous stage, which was created due to the hydraulic fracturation mechanism and by introducing meteoric water into the thermal field of the intrusive complex. Sphalerite and galena are the most frequent minerals together with quartz and carbonates. Pyrite is very common, less common is chalcopyrite: At the end of this stage by decreasing of the temperature of fluids the base metal mineralization was replaced by stibnite and zeolite mineralization. This mineralization stage is accompanied by propylitization.

Isotopic composition of $\delta^{34}S$ once more indicate the a domination of the lighter isotopes, thus making possible to classify this mineralization as a stockwork disseminated and intrusion related mineralization.

Stratovolcanoes of the Strechový vrch and Makovica

The andesite stratovolcanoes of Strechový vrch and Makovica are situated in the middle part of the Slanské vrchy Mountain range (Fig. 11.). As a matter of fact, despite of the past erosional activity, nowadays they represent rounded (circle-like) volcanic structure with relatively simple geological setting. The central, proximal and distal zones have been recognised (Kaličiak et al., 1988).

The demonstration of these two stratovolcanoes should be seen as an example of non productive andesite stratovolcanoes and demonstrate the fact that not each stratovolcano is able at the end to generate hydrothermal ore-forming processes to such a degree which may lead to formation of reasonably large ore and alteration processes.

In both, within central volcanic zone are exposed intrusive bodies of diorite porphyries with minor manifestation of hydrothermal alteration.

There are not developed magmatic hydrothermal explosion breccias, therefore, existence of hydraulic featuring is negligible. This all resulted probably from the lack of water in magmas and rapid cooling of the intrusion bodies, and in view of that, very short living meteoric hydrothermal circulation, which was not able to produce more extensive ore and alteration forming processes. In both volcanoes, within central zone there were found out just very small amounts of base metal occurences in form of irregular and rare veinlets. Mineralization consist of galena, sphalerite and pyrite associated with carbonates. Alterations are present in form of weak propylitization.

Brehov volcano

This volcano is situated in the area of the Zemplín horst which from geotectonic point of view is part of the second group of the Carpathian andesite volcanism of the areal type. Metallogeny in space, time and genesis is associated with the central volcanic zone of the volcano of the assumed caldera type. The central zone is well defined by the presence of the large intrusive stock of diorite porphyry with numerous apophysis.

The Brehov volcano of the Upper Badenian to Lower Sarmatian age is the considerably eroded and at the present surface there are only relics of andesite lava flows and extrusions.

Mineralization is bounded to the diority porphyry stock and its apophysis and to the adjacent volcanosedimentary rocks. The mineralization has vertical extensions from 40 m to 300 metres beneath the surface.

The ore body does not outcrop, it is completely burried beneath volcanosedimentary horizont and the Quaternary aeolien cover. The mineralization shows certain mineral zoning (Fig. 27.) and contains galena, sphalerite, chalcopyrite, tetrahedrite, boulangerite, pyrite and pyrhotite. Alterations are represented by silicification, adularization, chloritization and kaolinization.

Gold occurs in two forms. The first at the upper-most part of the ore mineralization within the baryte-quartz zone and the second at deeper levels coming together with base metal mineralization.

It is not clear yet whether the mineralization should be included to the „low sulfidation" or „high sulfidation" type.

The stockwork form of the mineralization which could be created due to the process of hydraulic fracturing close to the contact zone of the intrusive complex, might indicate „high sulfidation" type, but the abundant presence of adularia is in agreement with neutral state of hydrothermal fluids, thus, making possible to classify the deposit as a „low sulfidation" type.

Isotopic composition of $\delta^{34}S$ is enriched in heavy isotopes (Fig. 28.), therefore, it differs from the isotopic composition of the rest of the ore mineralization of the Slanské vrchy and Vihorlat Mountain ranges. It is assumed that they are present two mineralization processes, each other overprinting and hydrothermal fluid evolving from acid to neutral.

Conclusions

The following is concluded on the basis of general synthesis:

- metallogeny of the stockwork base metal mineralization took place either in geotectonic conditions of continental margins with conspicuous phenomena of back-arc extension or in conditions of evolved island arc with phenomena of inter and back-arc extension.
- the base metal stockwork and disseminated ore deposits are burried, they are in not exposed at present erosional level.
- the form of mineralization is stockwork and disseminated, irregular and the ore accumulations are spread over exo-and endocontacts of intermediate composition intrusive bodies forming stocks, dykes and sills.
- the composition of intrusive complexes is variable, mainly consists of diorite, quartz diorite to granodiorite porphyries. They represent the required thermal energy source for driving hydrothermal ore-forming processes.
- the channels for the circulation of the hydrothermal fluids

were formed by hydraulic fracturation mechanism along the contact zones of the intrusives.

- as a rule, magmatic intrusive and succesive hydrothermal alteration activity took place within the central zones of stratovolcanoes with one exception (Rudno - Pukanec).

- stockwork base metal intrusion related mineralizations as a whole, could be regarded as a „high sulfidation" types. Our model is based on the assumption, that second boiling process associated with magma consolidation gave rise to the irregular fissure pattern and later on, after collapsing meteoric hydrologic system into the thermal field of the partly consoli- dated intrusion the base metal ore started to be created and deposited on the stockwork fissures.

- „high sulfidation" alteration zones include following mineral paragenesis: quartz, kaolinite, illite, pyrophyllite, alunite, diaspore, andalusite, cordierite, topase, turmalin, fluorite, epidote and albite. However, it is necessary to point out that all above meation minerals are not present elsewhere.

- in some cases beneath the base metal „porphyry like" mineralization the incipient copper porphyry mineralization with biotitization may occur.

- within ore mineralization galena and sphalerite dominate with minor chalcopyrite, pyrite, gold, tetraedrite, very rare tennantite and luzonite, Ag-Pb sulphoantimonides, sulphoarzenides of Au and Cu. The lack of adularia among other reasons is giving us a strong suggestion to consider this hydrothermal systems as being of „high sulfidation" type.

- in several lokalities it has been found out that superimposed adularia-sericite base and precious metal vein mineralization of „low sulfidation" type is present as well.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 118 - 125

Revision of ammonites from Marianka shales (Little Carpathians)

MILOŠ RAKÚS

Dionýz Štúr Institute of Geology, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

(Received February 15, 1994)

Abstract

The paper gives revision of Ammonite fauna from Marianka black shales originally described by Schaffer in 1899. Revision showed that the fauna exclusively contains forms corresponding toToarcian age (Serpentinus to Variabilis zones)

Key words: West Carpathians, Jurassic, Toarcian, Black shales, Ammonites

Introduction

Marianka shales (= Mariathal Dachschiefer Schaffer, 1899 and Koutek & Zoubek, 1936) represent unique lithofacies in the West Carpathian Jurassic what drew attention of scientists already by the end of the last century. This attention increased during the last years in view of that the tectonic unit, carrying the lithofacies is thought to represent a unit adjacent to Southern Penninic one (Plašienka, 1987, Plašienka et al., 1991). Such comparison is based on the presumption that the stratigraphic span of Marianka shales is much broader, i. e. up to Upper Jurassic to Lower Cretaceous (Plašienka, op. cit.).

The presumption on considerably broader stratigraphic span of Marianka shales was one of motives that led me to reviseAmmonites in this lithofacies. A further motivation was that this, for the West Carpathians significant fauna has not yet been paleontologically described and depicted.

„Schaffer's collection"

This means collection of fauna from the Marianka shales at present deposited in the Naturhistorisches Museum in Vienna.Specimens of molluscs, cephalopods and problematics (fossil traces) create the collection from which about 20 pieces areAmmonites.

As it follows from Schaffer's text (pp. 650 - 654) and dates found on sample description sheets, the collection originated gradually, mainly from collection carried out by quarry workers at the end of the last century. In this time the shale has intensively been quarryied (the quarry and an underground gallery dates from this time) to produce writing tables and roof slate exported to the Balkans. In later time, the collection was completed by collections carried out by teacher R. Peter in the years 1901 - 1905 as well as by Prof. J. Pia (1926).

As indicates this description, the collection is not horizoned. From the position of quarry remnant and the filled gallery one can assume that quarrying was mainly concentrated to the lower part of Marianka shales.

Ammonites are poorly preserved because all specimens bear compression traces owing to tectonic deformations and weak metamorphism. Features allowing determinations of species were discernible in most cases.

Marianka shales

In spite of the constricted occurrences (vicinity of Marianka, Záhorská Bystrica, Jablonov and Lozorno villages) the Marianka shales represent one of most typical facies in Little Carpathian Mesozoic. However, the weak exposition of the terrain allows thorough investigations only near around the abandoned quarry situated at the E margin of Marianka village, where a continuously exposed profile in about 18 m length occurs.

According to Plašienka (1987) the Marianka Formation lies upon the Korenec Formation gradually evolving from it.The formation can be characterized by lithology as a sequence of dark grey to black, fine-grained and perfectly foliated, clayey to calcareous shales. The $CaCO_3$ content may be relatively high (up to 34.5 % sine Schaffer, 1899). Significant constituent is the graphitic pigment. In some places, thin (5 - 20 cm) intercalations of detritic, sandy to crinoidal, calcarenites occur in monotonous shale sequence.These may have graded bedding (Fig. 1). Peculiar feature of Marianka shales is their silky lustre. In places, layers of manganoliths occur in shales (Polák, 1957).

The Marianka shales Formation can be assigned as dark, anoxic shales of hemipelagic nature sedimented between the slope foot and axial part of basin (Plašienka et al., 1991). Even the composition of fauna indicates such position.

As mentioned, also weakly preserved microfauna occurs in the shales (sample M-3) beside cephalopods and molluscs. Dr. Oskar Ebli, Munich determined this micro-

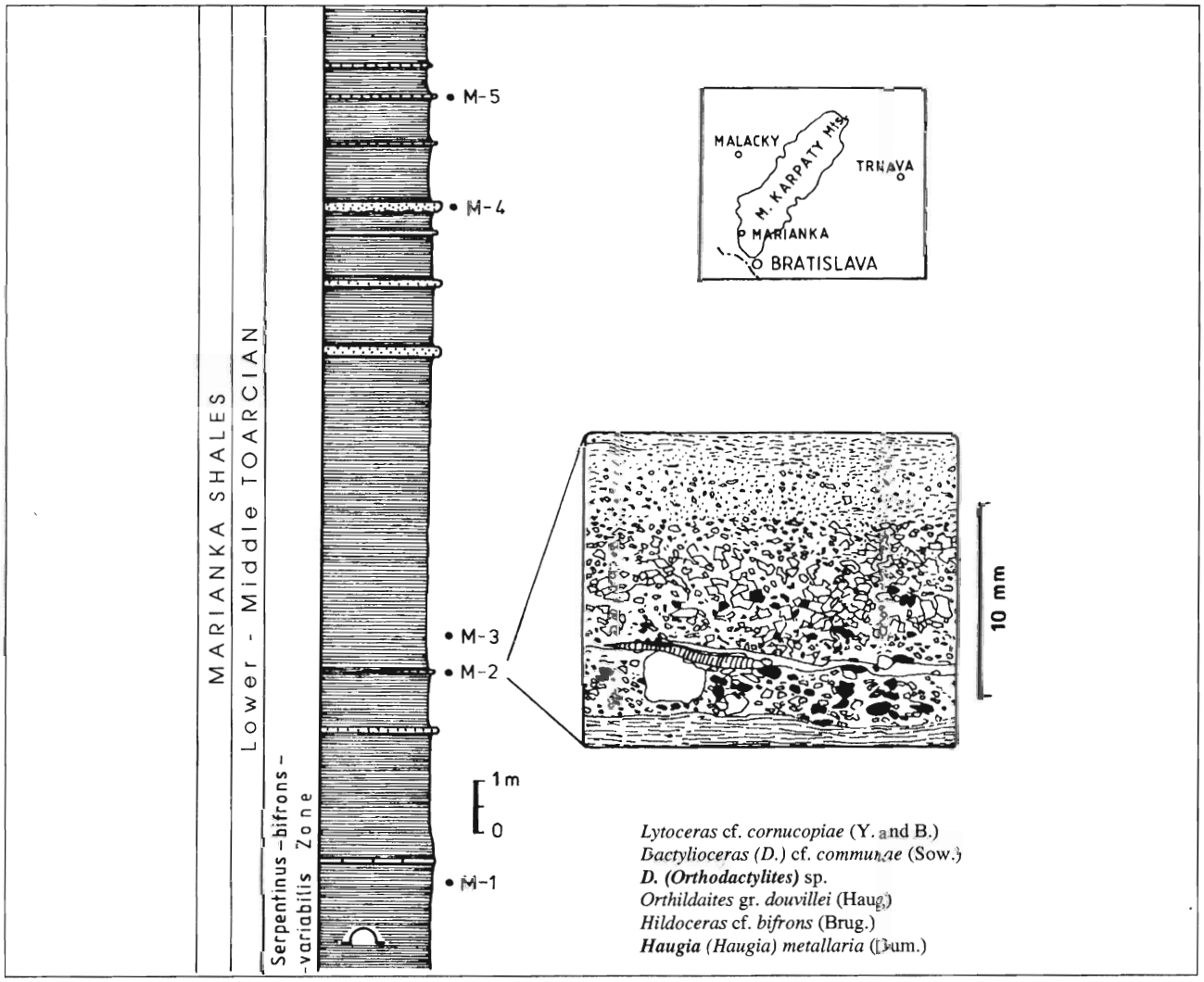


Fig 1. Lithological column of Marianka shales, loc. Marianka quarry.

fauna as follows: *? Bathysiphon* sp., *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Astalocus* sp., *Paralingulina* cf. *tenera Bornemann, ? Marginulina* sp., *? Archaeocenosphaera* sp.

This assemblage may represent a relatively deep-water zone. Similarly the presence of ichnoproblematics (Schaffer,1899) could point to basin and slope-foot depositional environment.

Systematic Part

Note: All specimens from Marianka are deformed by tectonics therefore their exact sizes are not indicated.

fam. *LYTOCERATIDAE* Neumayr, 1875
gen. *Lytoceras* Suess, 1865
Lytoceras cf. ***cornucopiae*** (Young et Bird, 1822)
Pl. 1, Fig. 4

1899 *Lytoceras* sp. - Schaffer, p. 656

Material: Incomplete and partly deformed part of whore deposited in collections of NHMW.

Remarks: The preserved part has typical reticular sculpture with remnants of crenulation. This sculpture type is characteristic of *Lytoceras cornucopiae* (Young et Bird, 1822) as correctly remarked already by F. Schaffer, 1899, p. 656.

Stratigraphic span: Toarcian

fam. *DACTYLIOCERATIDAE* Hyatt, 1867
gen. *Dactylioceras* Hyatt, 1867
Dactylioceras (Dactylioceras) cf. ***communae***
(Sowerby, 1815)
Pl. 1, Fig. 1

1899 *Coeloceras communae* Sow. - Schaffer, p. 656

Material: A single deformed specimen of maximal diameter 80 mm deposited in collections of NHMW.

Remarks: Schaffer (p. 656) determined this specimen as the

communae species. However as one can realise (see Pl.1, Fig. 1), its preservation state does not allow sure identification. The subadult stage shows preservation of relatively dense prorziaradiarate ribs. The adult stage is characterized by sharp and relatively scattered prorziaradiate ribs; the inter-rib spacing is 2 - 2.5 times larger than the rib width.

Stratigraphic span: Toarcian, Bifrons zone.

Dactyloceras (Orthodactylites) sp.
Pl. II., Fig. 1

Material: A single partly preserved and deformed specimen depositedin collections of GÚDŠ.

Remarks: This relatively large Dactyloceras (with diameterabout 100 mm) carries two well-shaped types of costulation: pronounced, densely arranged ribs where intercalar spacingis similar to the rib width characterise the subadult stage.The adult stage has visibly lower rib density where the ribsare bifurcating and their width after bifurcation is almostthe same. Frequently, inserted simple secondary ribs are present.By its whole habit, our species is near to *Dactylioceras (O.)clevelandicus* Howart, 1973.

Stratigraphic span: Toarcian, Bifrons zone.

fam. *HILDOCERATIDAE* Hyatt, 1867
subfam. *Hildoceratidae* Hyatt, 1867
gen. *Orthildaites* Buckman, 1923
Orthildaites gr. ***douvillei*** (Haug, 1884)
Pl. II., Fig. 2, Pl. IV. and Pl. V.

1899 *Harpoceras boreale Seebach.* - Schaffer, p. 655

Material: Three deformed specimens deposited in collections of NHMW.

Remarks: There are three individuals in the ammonite collection that were originally assigned by Schaffer (p. 655) as *Harpoceras cf. boreale Seebach.* Despite their deformation it is clearly visible that these species have pronounced, rectiradial and broadly spaced ribs. The ribs begin in periumbilical parts of lateral sides and terminate at transition between the lateral and ventral sides. The lateral furrow lacks and the ventrum shows pronounced keel completed by furrows. The ribbing type of these species is nearest to that of *Ortholdaites douvillei* (cf. Gabilly, 1976, Pl. 20, Figs. 1, 2).

Stratigraphic span: Toarcian, Serpentinus zone.

gen. *Hildoceras* Hyatt, 1867
Hildoceras cf. ***bifrons*** (Bruguiere, 1792)
Pl. I., Fig. 2

1899 *Harpoceras bifrons Brug.* - Schaffer, p. 655

Material: Three deformed and incomplete specimens; one represents subadult stage, the second is an adult specimen reaching about100 mm in diameter; the third specimen is part of body chamber of adult specimen. All three specimens deposited in collections of NHMW.

Remarks: Despite deformations, the first two specimens bear typical ornamentation with visible lateral furrow placed at the half height of coil. Peripheral ribs are clearly thicker and wedge-shaped, weakening towards the ventral groove. The venter carries a visible keel rimmed with furrows.

Stratigraphic span: Toarcian, Bifrons zone.

fam. *PHYMATOCERAS* Hyatt, 1867
subfam. *Phymatoceratinae* Hyatt, 1867
gen. *Haugia* Buckman, 1888
Haugia (Haugia) metallaria (Dumortier, 1874)
Pl. III.

1874 *Ammonites metallarius nov.* sp. - Dumortier, p. 73, Pl.16, Fig. 2 - 4

Material: Four relatively well preserved specimens the largest of which (about 170 mm diameter) is probably an adult one with preserved body chamber.

Description: This broad umbilical form bears characteristic ornamentation composed of pronounced ribs and periumbilical nodes (bullae). The radial line is versiradiate. Subadult stages have periumbilical nodes from which two or three ribs are spreading. On adult whorls the ribs in periumbilical parts show tendency to unite or become nearer. However the feature is not a regular one. The ventral projection of ribs is clear but not long. The venter carries a relatively pronounced keel.

Remarks: Our specimens may be well compared with description and picture of the species given by Gabilly (1976).

Stratigraphic span: Toarcian, Variabilis zone.

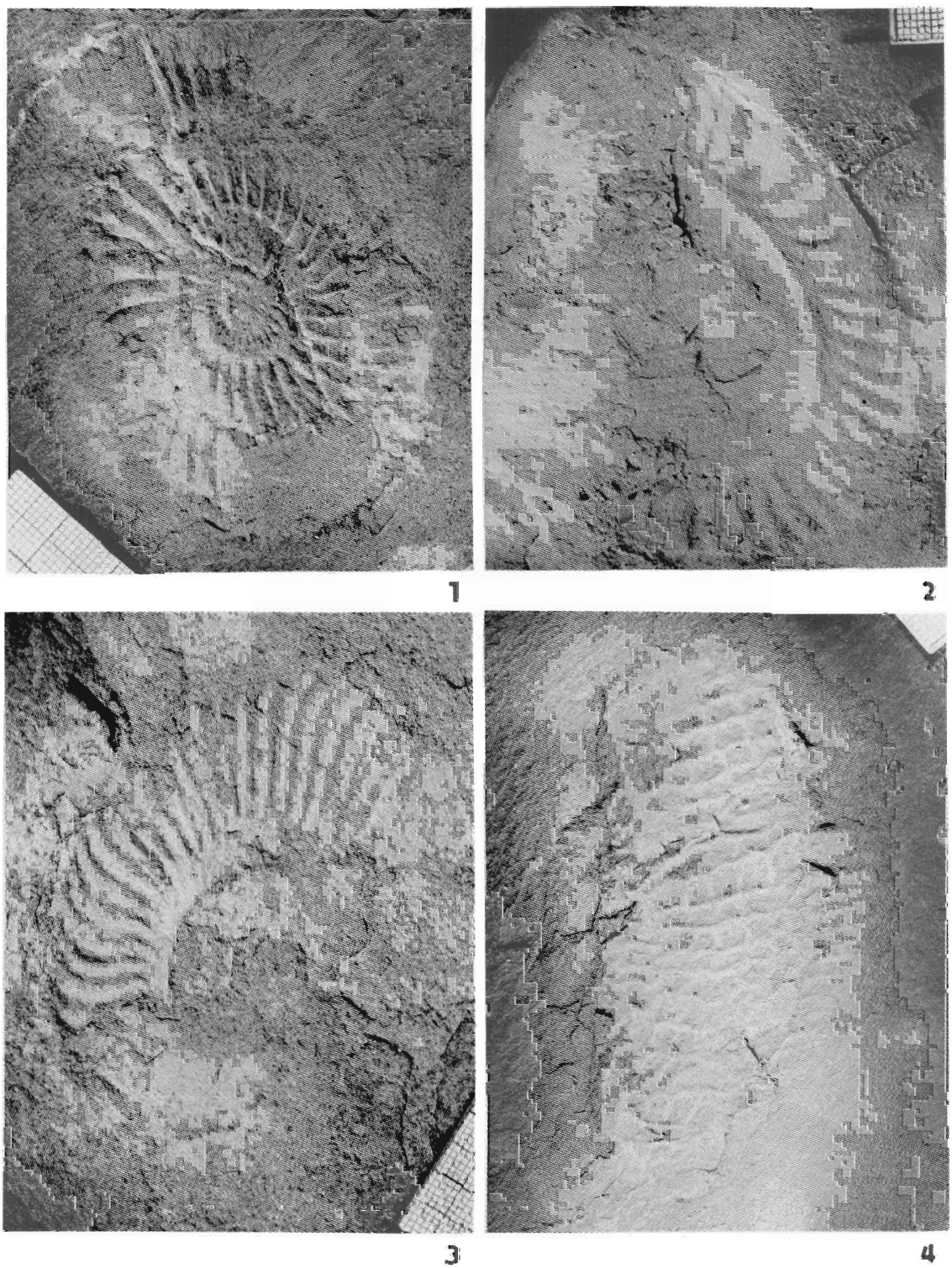
Stratigraphic position of the ammonite fauna

As it follows from systematic description, the ammonite fauna in Marianka shales does not abound in forms and specimens. In spite of that there occur species allowing quite accurate stratigraphic determination of Marianka shales. In agreement with Schaffer (1899), the following species have been confirmed: *Lytoceras* cf. *cornucopiae* (Young et Bird), *Dactyloceras* (*D.*) cf. *comunae* (Sowerby), *Dactyloceras (Orthoactylites)* sp., *Orthildaites* ex. gr. *douvillei* (Haug), *Hildoceras* cf. *bifrons* (Brugiere) and *Haugia* (Haugia) *metallaria* (Dumortiere).According to Gabilly (1976) this assemblage may be ranged into the upper part of Lower Toarcian (Serpentinus zone) till the upper part of the Middle Toarcian (Variabilis zone).

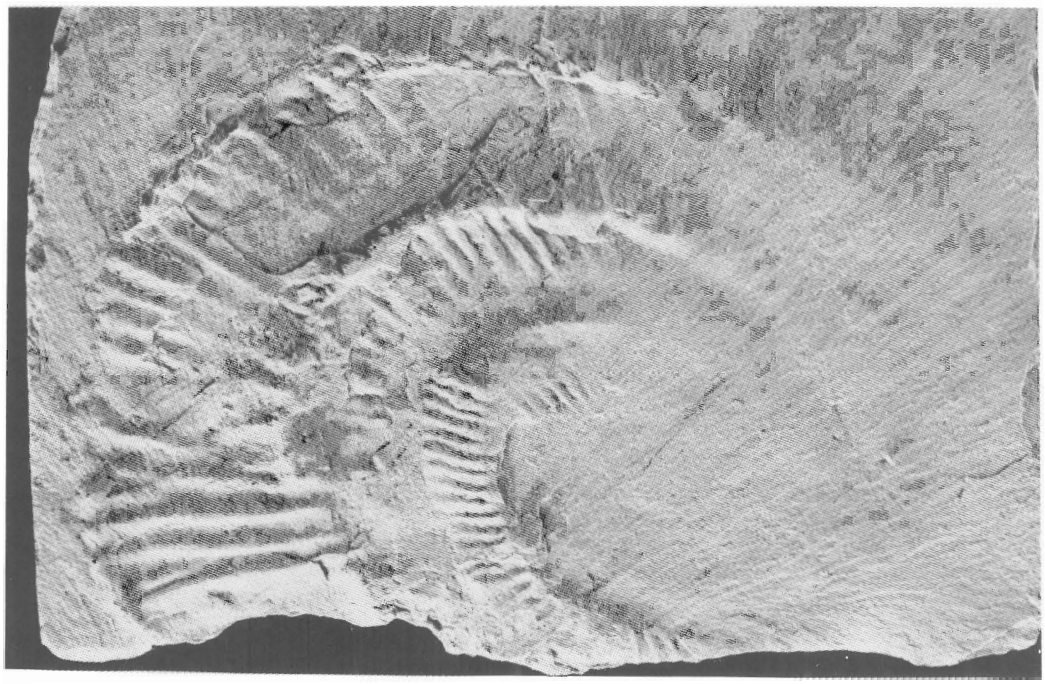
Surprisingly, no single specimen of the order Phylloceratida occurs in this fauna although, e. g. in the Toarcian of the Krížna nappe, its occurrences are very frequent.

Such stratigraphic span may show also the bellemnite fauna revised by Dr. E. Činčurová from Schaffer's figures. The determined species are: *Salpingoteuthis* cf. *ilmistrensis* (Phillips), *S.*cf. *persulcatus* (Janesch) and *S. acuarius* (Quenstedt).

The indicated assemblage indicates the Toarcian age and no species is younger than Middle Toarcian.



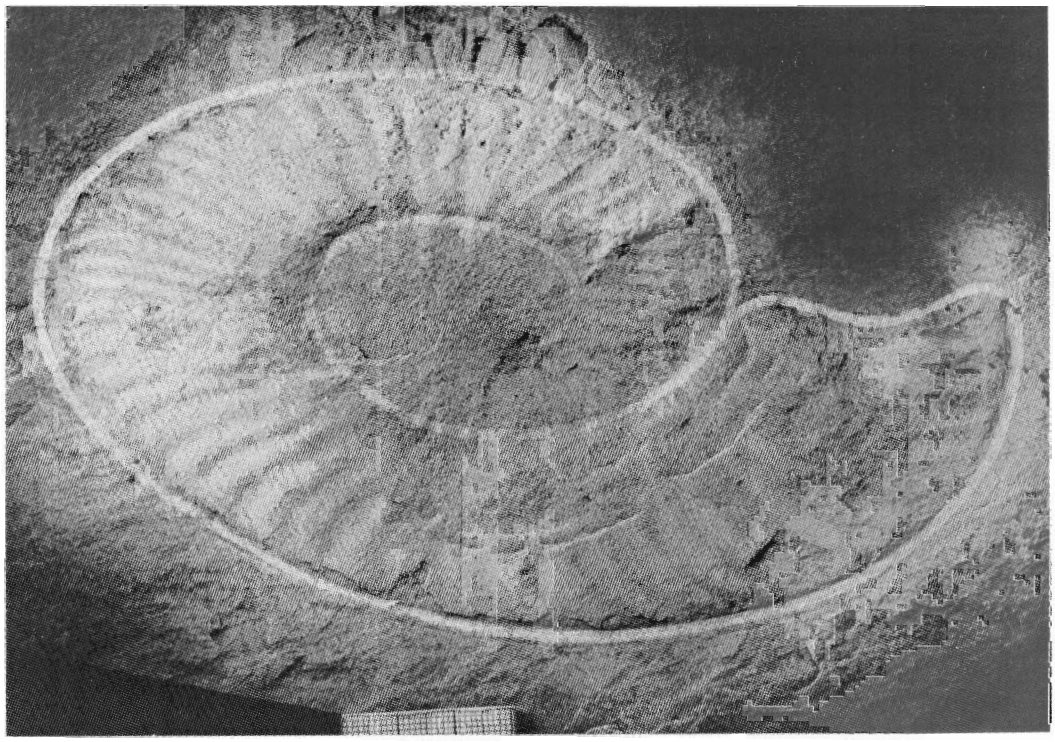
Pl. I. 1 - *Dactyloceras* cf. *communae* (Sow.), Lower Toarcian, Bifrons zone, loc.: Marianka quarry, 2 - *Hildoceras* cf. *bifrons* (Brug.), Lower Toarcian, Bifrons zone, loc.: Marianka quarry, 3 - *Haugia* (*Haugia*) *metallaria* (Dum.), Middle Toarcian, Variabilis zone, loc.: Marianka quarry, 4 - *Lytoceras* cf. *cornucopiae* (Young et Bird), Toarcian, loc.: Marianka quarry. All specimens are in natural size and deposited in collection of NHMW.



1

2

Pl. II. 1 - *Dactylioceras (Orthodactylites)* sp., Lower Toarcian,loc.: Marianka quarry; natural size (specimen deposited in collection of GÚDŠ), 2 - *Orthildaites* gr. *douvillei* (Haug, 1884), Lower Toarcian,? Serpentinus zone, loc.: Marianka quarry, natural size (specimen deposited in collection of NHMW).



Pl. III. *Haugia* (Haugia) *metallaria* (Dum.), Middle Toarcian, Variabilis zone, loc.: Marianka quarry, natural size.

Pl. IV. *Orthildaites* gr. *douvillei* (Haug, 1884), Lower Toarcian, ? Serpentinus zone, loc.: Marianka quarry, natural size.

Pl. V. *Orthildaites* gr. *douvillei* (Haug, 1884), Lower Toarcian, ? Serpentinus zone, loc.: Marianka quarry, natural size.

Remarks to the stratigraphic span of Marianka shales

The view on much broader stratigraphic span of Marianka shales than Upper Liassic was expressed several times during the last years (Maheľ 1981, Plašienka 1987, 1991). These authors presumed even Upper Jurassic to Lower Cretaceous age of these shales. As it appears from the respective citations, the main motive for such span was their view that the Marianka shales represent either the Southern Penninicum or a very near unit.

The indicated authors did not mention any paleontological evidence for the stratigraphic span assumed, therefore we must consider these views unproved. In spite that paleontological age remains still unknown for the uppermost part of the Marianka shales, one may draw attention to two significant points:

1) Maheľ et al. (1972) mapped a sequence of dark silicite and radiolarian limestone along the NW margin of the Little Carpathians in Heštún area (SW from Pernek) which is generally assumed to represent Doggerian in the West Carpathians.

2) The Marianka shales may be without difficulties well correlated with anoxic black shales mainly situated into theToarcian - Aalenian time span. For such shales, younger than Liassic age is nowhere proved in the West Carpathians.

The above points led the author to the view that no sufficient proofs exist to assume Upper Jurassic to Lower Cretaceous age of Marianka shales.

Acknowledgement. The author will express his thanks to Dr. H. Summesberger from Naturhistorischer Museum in Vienna who allowed the study of Schaffer´s collection as well as the taking of photographs of it. Thanks are due to Dr. O. Ebli from Munich for the determination of microfauna from Marianka shales.

Literatúra

Buckman, S. S. 1923: Type Ammonites, part 4 and 5. *Cramer, J. and H. K. Swanr (Eds.), Reprint 1972, New York.*

Buday, T., Cambel, B. & Maheľ, M. 1962: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 Wien-Bratislava. *Geofond, Bratislava, 1 - 253.*

Dumortier, E. 1874: Étude Paléontologiques sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône. *T. IV Le Lias supérieur. Savy ed. Paris, 335.*

Gabilly, J. 1976: Evolution et systematique des Phymatoceratinae et des Grammoceratinae (Hildocerataceae, Ammonitina) de la région de Thouars, stratotype du Toarcien. *Mém. Soc. géol. France, N. S. LIV (1975), Mém. 124, 1 - 196.*

Gabilly, J. 1976: Le Toarcien a Thouars et dans le centre-ouest de la France. Biostratigraphie-Evolution de la Faune (Harpoceratinae, Hildoceratinae). *Ed. C. N. R. S., Les Stratotypes francais, 1 - 217.*

Haug, E. 1884: Note sur quelques espéces nouvelles ou peu connues du Lias superieur. *Bull. Soc. géol. France, 3, XII, 346 - 357.*

Howarth, M. K. 1973: The Stratigraphy and Ammonite fauna of the Upper Liassic Grey shales ofthe Yorkshire coast. *Bull. Brit. Mus. natur. Hist., Sér. Geol., 24, 4, 238 - 275.*

Koutek, J. & Zoubek, V. 1936: Vysvetlivky ku geologické mapě v měřítku 1:75 000 list Bratislava 4758. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 18, 1 - 92.*

Maheľ, M. 1981: Penninikum v Západných Karpatoch z pohladu globálnej tektoniky. *Mineralia slov., 13, 289 - 306.*

Maheľ, M. et al. 1972: Geological map of the Malé Karpaty Mts. 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Plašienka, D. 1987: Litologicko-sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch. *Mineralia slov., 19, 217 - 230.*

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M. 1991: Paleotectonic evolution of Malé Karpaty Mts. An overview. *Geol. Carpath., 42, 4, 195 - 208.*

Polák, S. 1957: Mangánové rudy Malých Karpát. *Geol. Práce, Zoš. 47, 39 - 82.*

Schaffer, F. 1899: Die Fauna des Dachschiefers von Mariathal bei Presburg (Ungarn). *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XLIX, 649 - 658.*

Schlegelmilch, R. 1976: Die Ammoniten des süddeutschen Lias. *Gustav Fischer Verlag; Stuttgart - New York, 1 - 211.*

Seebach, V. K. 1864: Der Hannoversche Jura. *Verlag von W. Hertz, Berlin, 1 - 158.*

Revízia amonitov z mariánskych bridlíc (Malé Karpaty)

Mariánske bridlice (= Mariathal Dachschiefer Schaffer, 1899, a Koutek a Zoubek, 1936) sú v západokarpatskej jure ojedinelou litofáciou, ktorá budí záujem bádateľov už od konca minulého storočia. V posledných rokoch sa tento záujem ešte znásobil, lebo tektonická jednotka, v ktorej vystupujú, sa pokladá za jednotku susediacu s južným penninikom (Plašienka, 1987, 1991). Toto porovnanie vychodí z predpokladu, že stratigrafické rozpätie mariánskych bridlíc je oveľa väčšie, t. j. až vrchná jura - spodná krieda (Plašienka, op. cit.).

Hoci sa mariánske súvrstvie vyskytuje len na obmedzenom území (okolie Mariánky, Záhorskej Bystrice, Jablonova a Lozorna), je jednou z najtypickejších fácií malokarpatského mezozoika. Ale pre slabú odkrytosť terénu možno toto súvrstvie študovať len v najbližšom okolí opusteného lomu pri východnom okraji obce Mariánka, kde sa dá sledovať profil v dĺžke cca 18 m (text obr. 1).

Podľa Plašienku (1987) mariánske súvrstvie spočíva na súvrství Korenca, z ktorého sa postupne vyvíja. Litologicky ho možno charakterizovať ako súbor tmavosivých až čiernych jemnozrnných dokonale bridličnatých ílovito-vápnitých bridlíc. Obsah $CaCO_3$ môže byť pomerne vysoký (podľa Schaffera, 1899, až 34,5 %) a významný podiel tvorí grafitický pigment. V monotónnom súvrství bridlíc sa občas vyskytujú tenké vložky (od 5 do 20 cm) detritických, piesčito-krinoidových kalkarenitov. Tie bývajú gradačne zvrstvené (text obr. 1). Typickým znakom mariánskych bridlíc je hodvábny lesk. Lokálne sú v nich polohy manganolitov (Polák, 1957).

Súvrstvie mariánskych bridlíc možno zaradiť do skupiny tmavých anoxických bridlíc hemipelagickej povahy, ktoré sedimentovali medzi úpätím svahu a osovou časťou bazéna (Plašienka et al., 1991).

Amonitová fauna mariánskych bridlíc neoplýva bohatstvom foriem a jedincov, ale napriek tomu sú tam druhy dovoľujúce ich dostatočne presné stratigrafické zaradenie. V súlade so Schafferom (1899) potvrdzujeme prítomnosť týchto druhov: *Lytoceras* cf. *cornucopiae* (Young et Bird), *Dactylioceras* (*D.*) cf. *comunae* (Sowerby), *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) sp., *Orthildaites* ex gr. *douvillei* (Haug), *Hildoceras* cf. *bifrons* (Bruguiere) a *Haugia* (Haugia) *metallaria* (Dumortiero). Podľa Gabillyho (1976) možno toto spoločenstvo začleniť do vrchnej časti spodného toarku (zóna serpentinus) až vrchnej časti stredného toarku (zóna variabilis).

Mineralia slovaca, 26 (1994), 126 - 143

Príspevok k poznaniu procesov a časového priebehu zarovnávania v slovenských Karpatoch - ich vzťah k neotektonickým fázam a paleogeografickému vývoju v Paratethýde

LADISLAV DZUROVČIN

Správa CHKO a BR Východné Karpaty, Lipová 19, 066 01 Humenné

(Doručené 20.10.1993, revidovaná verzia doručená 2.2.1994)

Contribution to the identification of the processes and progress of the planation in the Slovak Carpathians: their relation to the neotectonic phases and paleogeographical evolution in the Paratethys

Levelled surfaces defined in the area of the Slovakian Carpathians were analysed in relation to new knowledge about stratigraphy, tectonics and paleogeography of Neogene, and compared with the levelled surfaces in the surrounding territories. They were completed and revised using ideas about the course of relief planation in the Slovakian Carpathians, using the application of new knowledge. After-Laramide and Neotectonic two periods of continental evolution with intense planation were identified. In the After-Laramide period the large peneplain before the Eocene was formed. This is exposed in the contemporary under the basal conglomerates. In the neotectonic period there are the levelled surfaces before the Attic phase - plain level (Badenian, Sarmatian, Panonian), before the Rhodanian phase - slope level (Pontian) and before the Valachian phase - river level (Romanian). In the Quaternary there was formed the erosion level - glacis on the foothills of the Carpathians. The origin of planational surfaces control processes of the deep tropic weathering, solifluction, pedimentation, lateral erosion, abrasion and accumulation of sediments. The levelled surfaces of identical stage are polygenetic and independent from the milieu in which was formed by the combination of these processes.

Key word: planation, surfaces, neotectonic, paleogeographical evolution in the neogene

Úvod

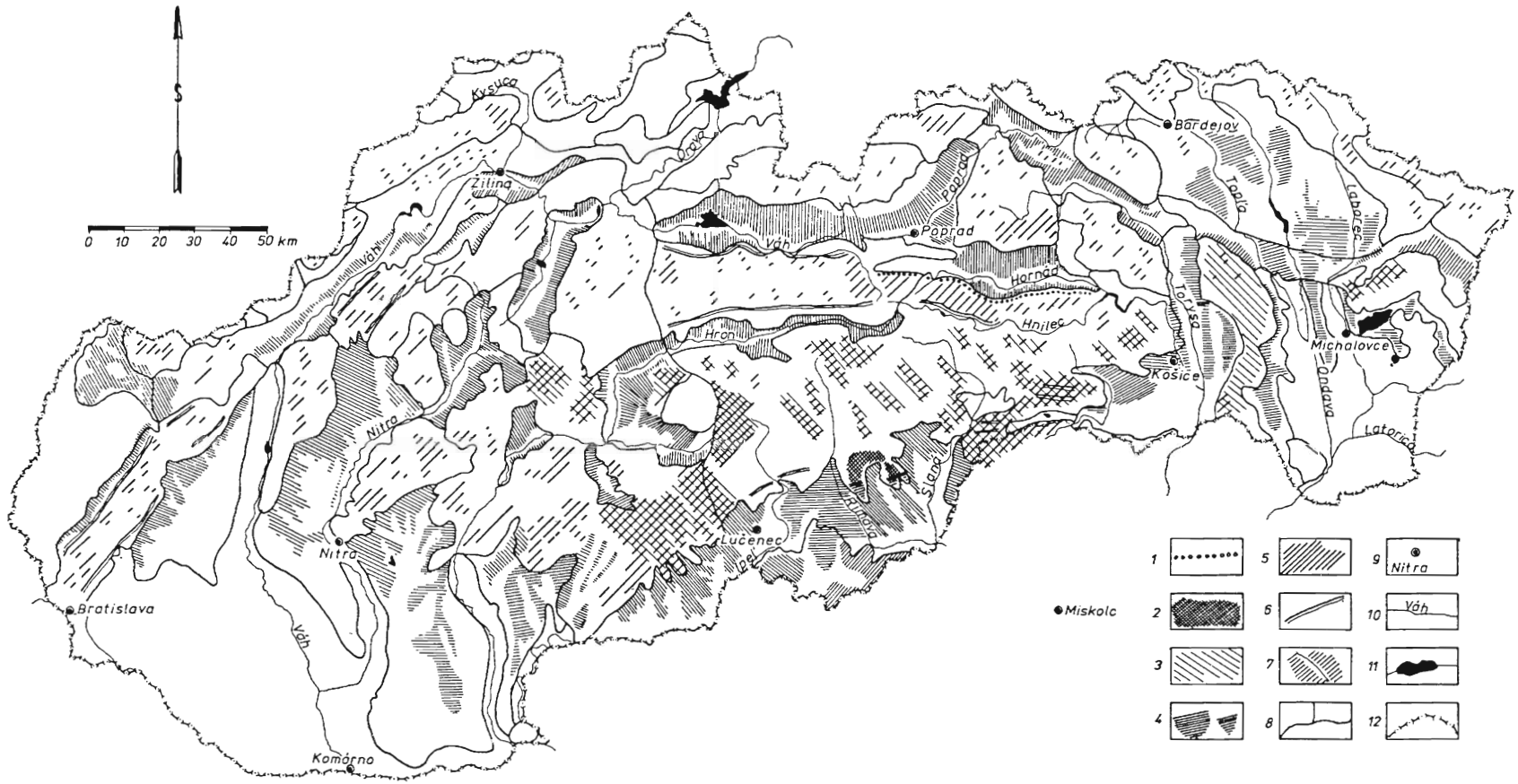
Zarovnaný povrch je pri štúdiu reliéfu dôležitým fenoménom, lebo poukazuje na stupeň rozrušenia pôvodných morfoštruktúr a na ich následné tektonické rozčlenenie. Okrem toho tiež vystupuje aj ako dôležitá morfostratigrafická úroveň, poukazujúca na etapy stabilného, resp. vzostupného vývoja reliéfu. Preto je problematika zarovnaných povrchov doteraz jednou z najdôležitejších teoretických otázok súčasnej geomorfológie.

V slovenskej geomorfológii vznikli v posledných desaťročiach dve základné koncepcie o priebehu zarovnávania v Západných Karpatoch. Prvú prezentuje Lukniš (1962, 1964, 1972), ktorý v súčasnom reliéfe slovenských Západných Karpát rozlíšil viac typov zarovnaného povrchu, odlišných tak genézou, ako aj súčasným postavením v tektonickom pláne česko-slovenských Karpát (obr. 1). Druhú reprezentuje Mazúr (1963, 1964, 1965; Mazúr a Činčura, 1975), ktorý vyčlenil v Západných Karpatoch systém troch typov povrchu. Priebeh zarovnávania v slovenskej časti Východných Karpát opísal Kvitkovič (1961, 1964, 1965, 1968; Karniš a Kvitkovič, 1970; Kvitkovič a Harman, 1962, Kvitkovič a Plančár, 1975, 1979). Nadviazal na údaje predchádzajúcich autorov a doplnil ich o poznanie ich neotektonického vývoja. Zarovnané povrchy v krasových oblastiach študoval Jakál (1983). Jednotlivé typy povrchu sa definovali nasledujúco:

Predeocénny povrch (Lukniš, 1964). Tvorí pás povrchu s hojnými zvyškami zarovnaných plôch pozdĺž severného okraja Slovenského rudohoria. Na nivelizovaných plochách sa vyskytujú ostrovčeky bazálnych konglomerátov alebo len obliačiky kremeňa predstavujúce ich rezíduum. Povrch je sčasti tektonicky deformovaný a v súčasnosti je spod eocénu exhumovaný.

Helvétsko-tortónsky (karpatsko-bádenský) povrch (Lukniš, 1964). Je opísaný z južného okraja Slovenského rudohoria, a to z Revúckej vrchoviny. Ako dôkaz na jeho vyčlenenie slúži fosílna kôra zvetrávania tvoriaca sa v málo členitom reliéfe. V tomto území je zachovaná medzi prúdmi lávy vyliatej v starších eruptívnych fázach.

Iniciálny (sarmatsko-panónsky) povrch (Lukniš, 1962, 1964). Je výsledkom mladomiocénneho vývojového cyklu, ktorý v sarmate a spodnom panóne dospel k značnej nivelizácii reliéfu. Na veľkých plochách sa rozprestieral výškovo málo diferencovaný reliéf, ktorý niesol pomerne mocnú kôru zvetranín. Tá sa aj v súčasnosti zachovala na zvyškoch zarovnaných povrchov neovulkanických pohorí, vo vrcholových častiach Pohronského Inovca, Štiavnických vrchov, Kremnických vrchov, Slanských vrchov a Vihorlatu. Vznik reziduálnej kôry zvetrá-



Obr. 1. Zarovnané povrchy v slovenských Karpatoch. Spracované podľa Lukniša (1964), Mazúra (1964, 1965), Kvitkoviča (1961, 1964), Jakála (1983). 1 - zvyšky predeocénneho povrchu, 2 - zvyšky helvétsko-tortónskeho povrchu, 3 - zvyšky iniciálneho povrchu, 4 - zvyšky podhorskej tufovoaglomerátovej tabule, 5 - zvyšky stredohorskej rovne, 6 - zvyšky krasovej okrajovej roviny, 7 - zvyšky poriečnej rovne, 8 - hranice orografických celkov, 9 - mestá, 10 - vodné toky, 11 - vodné nádrže, 12 - štátne hranice.

Fig. 1. Levelled surfaces in the Slovak Carpathians. Adapted according to Lukniš (1964), Mazúr (1964, 1965), Kvitkovič (1961, 1964), Jakál (1983). 1 - relics of the Pre-Eocene surfaces, 2 - relics of the Helvetian-Tortonian surfaces, 3 - relics of the Initial surfaces, 4 - relics of the Foothills tuff-aglomerates table, 5 - relics of the Middle level, 6 - relics of the Karst marginal plains, 7 - relics of the River level, 8 - boundary of the orographic units, 9 - towns, 10 - rivers, 11 - dams, 12 - state boundary.

vania sa na základe vtedajšieho stratigrafického zatriedenia vulkanitov a zaradenia poltárskej, banskobystrickej a košickej štrkovej formácie datuje do sarmatu a panónu. Keďže kôra zvetrávania je korelačným sedimentom zarovnania, do rovnakej doby sa zaraďuje aj vznik zarovnaného povrchu vo vrcholovej oblasti Slovenského rudohoria a Slovenského stredohoria. Na povrchu týchto náhorných plošín sa doteraz zachovali hojné zvyšky pokrovov andezitového tufu a aglomerátov, resp. zvyšky andezitových prúdov (Klenovský Vepor, Ľubietovský Vepor).

Podhorská tufovoaglomerátová tabuľa (Lukniš, 1964). Predstavuje akumulačný povrch, ktorý tvoria bahnovo-štrkové prúdy peleéského typu. Podobá sa dodnes zachovanej Krupinskej tabuli. Jej pokrov zafixoval silne zarovnaný predtortónsky (predbádenský) povrch západnej časti Slovenského rudohoria.

Vrcholová roveň (Mazúr 1963, 1964, 1965; Mazúr a Činčura, 1975). Vytvárala sa do atickej horotvornej fázy v spodnom sarmate a čiastočne v tortóne (bádene). Zvyšky tohto povrchu sú väčšinou silne tektonicky a erózne deformované a prejavujú sa v podobe rozčlenených chrbtov či hrebeňov. Vo viacerých pohoriach sa zachovali aj výraznejšie enklávy s pomerne výraznými znakmi starého zarovnania - Malé Karpaty (500 - 550 m n. m.), Lúčanská Malá Fatra (1400 m n. m.), Veľká Fatra (1400 - - 1500 m n. m.), Nízke Tatry (1600 - 1700 až 2000 m n. m.), Slovenské rudohorie (1200 - 1400 m n. m.). Tento povrch prekryla kaolinicko-montmorillonitová kôra zvetrávania. Začiatok jeho formovania sa kladie do štajerskej fázy. Poukazuje na to úlomkovitý charakter tortónskych (bádenských) sedimentov, ako aj fakt, že sa stará zvetraninová kôra v súčasnosti zachovala len zriedka, a to najmä v premiestnených sedimentoch.

Stredohorská roveň (Mazúr, 1963, 1964, 1965; Mazúr a Činčura, 1975). Formovala sa medzi atickou a rodanskou fázou horotvorných pohybov v panóne. Jej vek je jednoznačne určený zrezaním vulkanických hornín sarmatského veku v Slovenskom stredohorí. Korelačným sedimentom zarovnávania sú mocné polohy panónu v prikarpatských nížinách a vnútrohorských kotlinách. Klasickou oblasťou rozšírenia stredohorskej rovne je oblasť Slovenského rudohoria. Tá je v centrálnej časti v nadmorskej výške okolo 1000 m a smerom na J klesá na úroveň 500 m n. m. Pokračovaním tohto povrchu sú aj planiny Slovenského raja (800 m n. m.), Muránskej planiny (800 m n. m.) a Slovenského krasu (800 - 400 m n. m). V Nízkych Tatrách dosahuje nadmorskú výšku 1200 - - 1400 m. V Slovenskom stredohorí sú zvyšky stredohorskej rovne v nadmorskej výške od 300 do 1000 m - Poľana (1000 m n. m.), Kremnické vrchy (800 - 900 m n. m.), Pohronský Inovec (700 - 800 m n. m.), Štiavnické vrchy (500 - 800 m n. m.), Krupinská planina 300 - 650 m n. m.). Aj v Malých Karpatoch sa takýto povrch skláňa od S na J a dosahuje nadmorskú výšku od 600 m na S do 400-500 m na J. Plošiny stredohorskej rovne zrezávajú aj flyšové vrstvy a v jednotlivých pohoriach dosahujú nadmorskú výšku od 300 do 1000 m.

Krasová okrajová rovina (Jakál, 1983). Tvorí pás nešírokých pruhov pozdĺž krasových oblastí, resp. ploché dná krasových priehlbín na Silickej a Plešivskej planine. Nachádzajú sa okolo 60 m pod úrovňou stredohorskej rovne. Vek tejto roviny sa kladie do pokojnej medzifázy v rámci rodanských tektonických pohybov.

Poriečna (vrchnopliocénna) roveň (Mazúr, 1963, 1964, 1965; Mazúr a Činčura, 1975; Lukniš 1964, 1972). Tvorí niekoľko sto metrov široké pruhy plochého územia pozdĺž všetkých väčších tokov na Slovensku. Jej sklon je 2 - 3° až 5 - 8° smerom k hlavnej rieke. Relatívna výška je od 70 - 80 do 120 - 150 m. Absolútna výška na okraji Karpát je 150 - 200 m n. m., v ich centrálnej časti 800 - - 900 m n. m. Roveň je porušená častými následnými tektonickými pohybmi. V Turčianskej, Oravskej a Košickej kotline je sčasti zaklesnutá a pochovaná pod kvartérnymi sedimentmi. Miestami ju pokrýva kôra zvetrávania malej mocnosti. Pokladá sa za tzv. úpätnú plochu, t. j. glacis, resp. pediment. Poriečna roveň sa formovala vo vrchnom pliocéne a čiastočne v staršom pleistocéne. Vrchnú hranicu jej vzniku určujú kvartérne formy, ktoré ju rozrušujú, a spodnú fakt, že zarovnaný povrch zrezáva popanónske štrkové formácie.

Glacis (Lukniš, 1964). Tvoria ho úpätné plošiny pokryté slabým povlakom sutiny a naplaveného štrku, ktoré vznikali v kvartéri. Má sklon od 1 - 2° do 5 - 6°. Jeho vytváranie do veľkej miery podporilo preťažovanie riek štrkom, ktoré dodávala soliflukcia.

Z prehľadu vyplýva, že sa názory na čas vzniku rovnakých typov povrchu predovšetkým v Slovenskom stredohorí a Slovenskom rudohorí rôznia. Nerovnako sa interpretuje aj ich počet.

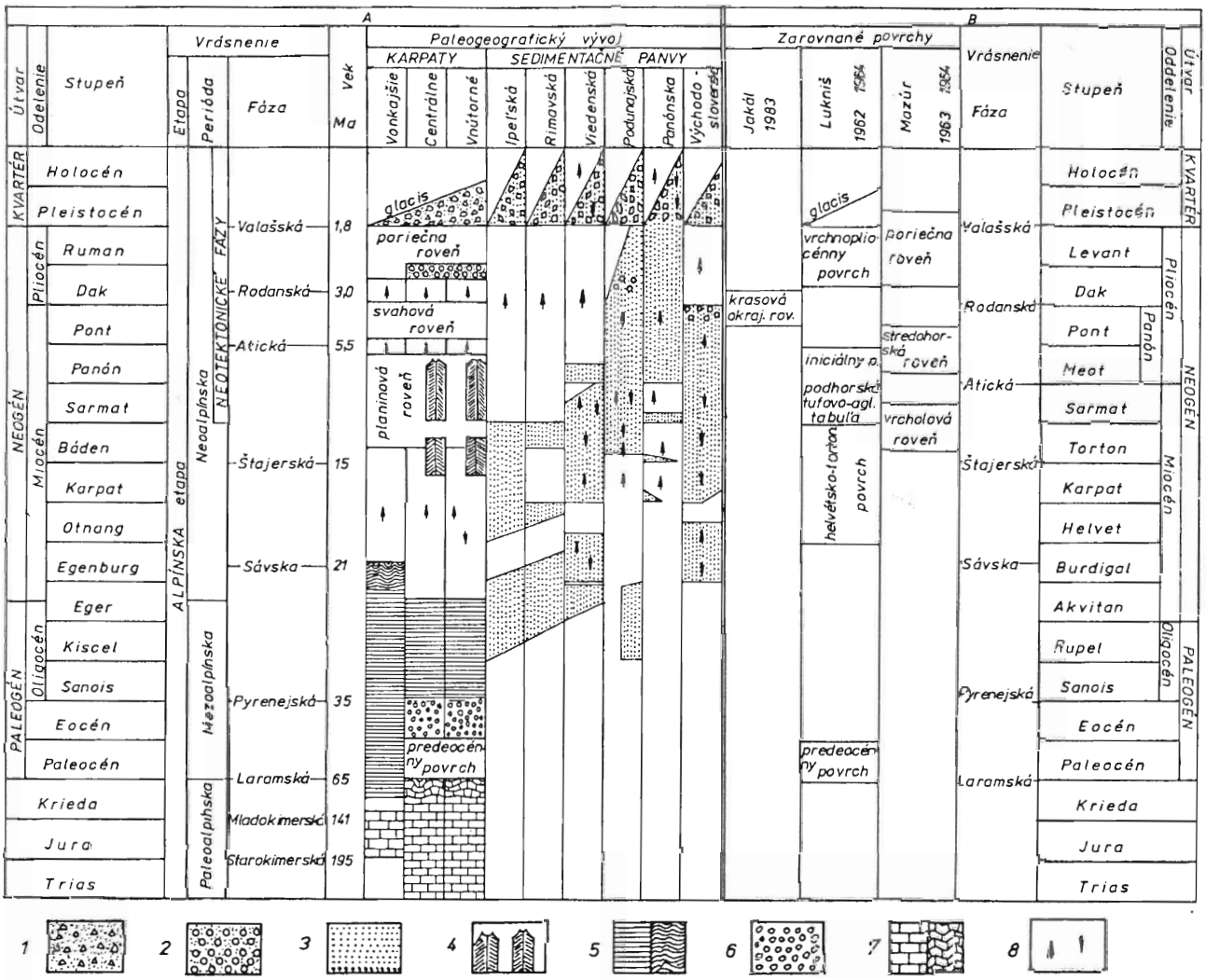
Zarovnané povrchy slovenských Karpát - ich vzťah k neogénnym horninám a litologickým komplexom

Generácie zarovnaných povrchov sa vyčleňujú podľa ich absolútnej a relatívnej výšky. Vek generácií sa stanovil na základe: 1. polohy zarovnaného povrchu na horninách a litologických komplexoch známeho veku a genézy; 2. veku a genézy hornín, ako aj litologických komplexov prekrývajúcich zarovnaný povrch; 3. známeho veku foriem rozrušujúcich zarovnaný povrch; 4. korelačných sedimentov denudácie a zarovnávania uložených v neogénnych súvrstviach.

Údaje o veku hornín a litologických komplexov sa čerpali z poznatkov získaných pri prehľadnom geologickom mapovaní Slovenska v mierke 1:200 000. Boli publikované vo forme vysvetliviek ku geologickým mapám, resp. zhrnuté v Regionálnej geológii ČSSR (Buday et al., 1967).

Nový metodický a teoretický prístup v geológii, ale aj podrobnejší geologický výskum prebiehajúci na Slovensku v ostatných rokoch značne pozmenili mnohé poznatky o stratigrafii a paleogeografii najmä neogénu na území Slovenska. Väčšina z týchto poznatkov slúžila ako báza na stratigrafické zaradenie najrozšírenejších zarovnaných povrchov na území Slovenska (obr. 2).

Najväčšie zmeny sa týkajú stratigrafického zaradenia vulkanitov, ktorých vek sa stanovil metódami rádiometrického datovania. Mnohé z vulkanických útvarov spočívajú na biostratigraficky určených súvrstviach neogénnej molasy.



Obr. 2. Korelačná tabuľka kenozoika Západných Karpát (Samuel, 1980; Stille, 1953). 1 - kvartérne sedimenty vcelku, 2 - neogénne sedimenty - štrk, 3 - neogénne sedimenty - piesok, íl, 4 - neogénne vulkanity, 5 - flyšové sedimenty - nezvrásnené, zvrásnené, 6 - paleogénny zlepenec, 7 - mezozoické sedimenty - nezvrásnené, zvrásnené, 8 - smer pohybu tektonických krýh.

Fig. 2. Correlation table of Cenozoic in the Western Carpathians (Samuel, 1980; Stille, 1953). 1 - Quaternary sediments of a piece, 2 - Neogene sediments gravels, 3 - Neogene sediments - sands, clays, 4 - Neogene volcanites, 5 - Paleogene flysch sediments - unfolding, folding, 6 - Paleogene conglomerates, 7 - Mesozoic sediments - unfolding, folding, 8 - movements directory of the tectonic blocks.

Vyčlenením samostatných stupňov pontu (pont sa v zmysle Stevanoviča, 1951, v súčasnosti chápe ako panónske vrstvy E - F) a romanu sa zmenilo samo stupňové delenie neogénu. V stratigrafickom členení sa objavili nové foraminiferové, nanoplanktonické, ostrakódové a mikroferové biozóny.

Náplň stupňov je opísaná v podobe litostratigrafických jednotiek budujúcich výplň neogénnej molasy. Mnohé skôr vyčlenené jednotky (t. j. formácie a súvrstvia) stratili alebo pozmenili svoj litostratigrafický význam.

Ako dôkaz o neogénnom veku zarovnaných povrchov v Západných Karpatoch slúžia najmä nasledujúce fakty:

a) Známy vek vulkanitov stredoslovenskej oblasti pretvorených planáciou poslúžil ako dôkaz o panónskom veku stredohorskej rovne.

b) Zrezanie popanónskych štrkových formácií poslúžilo ako dôkaz o vrchnopliocénnom veku poriečnej rovne.

c) Známy vek zvetraninovej kôry poslúžil ako dôkaz o veku iniciálneho povrchu a stredohorskej rovne.

d) Korelačné sedimenty zarovnávania akumulované vo vrstvách neogénnej molasy poslúžili ako dôkaz veku iniciálneho povrchu, vrcholovej a stredohorskej rovne.

Revízia geologických poznatkov o veku a stratigrafickom zaradení jednotlivých hornín a litologických komplexov, ktoré tvorili bázu informácií na časové zaradenie planačných procesov, si žiada prehodnotenie faktov slúžiacich ako dôkaz o veku jednotlivých zarovnaných povrchov:

a) Vulkanická činnosť na území Slovenska prebiehala prevažne pred atickou hercynskou fázou. V jej vývoji sa dajú

pozorovať obdobia relatívneho pokoja, počas ktorých boli staršie vulkanické štruktúry intenzívne denudované. V bádene sa zarovnali produkty starších erupčných fáz (Konečný et al., 1969; Bagdasarjan et al., 1970). Na zarovnaný povrch sa ukladali vulkanické formácie mladších eruptívnych fáz za vzniku stratovulkanických kužeľov. Ak sa lokalizujú zarovnané povrchy vyčlenené Mazúrom (1964) vo vrcholových častiach Slovenského stredohoria vo vzťahu k vulkanickým formáciám vyčleneným v sledovanom území (Konečný et al., 1983), vznikne nasledujúci obraz:

- Zarovnaný povrch vystupujúci na severovýchodnom okraji Poľany v nadmorskej výške okolo 1000 m zrezáva horniny veporika (paleozoikum + mezozoikum). Je prekrytý stratovulkanickým komplexom Poľany - veľkodetvianska a abčinská formácia. Ich mocnosť je do 400 m. Nadmorská výška Poľany je 1458 m. Stratigraficky sa formácie zaraďujú do stredného až vrchného sarmatu.

- Zarovnaný povrch v oblasti Kunešova (Kunešovská planina, 800 - 850 m n. m.) tvorí zlatostudnianska, kremnickoštítska, turčocká a rematská formácia. Ich stratigrafický rozsah je spodný báden až spodný sarmat. Na SV tento povrch prekrýva flochovská formácia (Flochová, 1318 m n. m.), na JZ ekvivalentný povrch prekrýva vtáčnická formácia (Vtáčnik, 1346 m n. m.). Vek týchto formácií je stredný až vrchný sarmat a mocnosť do 500 m.

- Pohronský Inovec a Štiavnické vrchy sú prevažne budované horninami bádenského veku, len miestami ich prekrývajú sarmatské efúzie mocné do 300 m. Zarovnané povrchy sú tu v nadmorskej výške 500 - 600 m.

- Krupinskú planinu budujú vulkanické horniny bádenského veku - vinická, opanská a lysecká formácia. V ich zjavnej superpozícii sa nachádza stratovulkanický komplex Javoria (1044 m n. m.) - javorská formácia. Jej vek je stredný až vrchný sarmat, mocnosť 150 - 350 m. Krupinská planina je zvyškom rozsiahleho zarovnaného povrchu, ktorý vystupuje v nadmorskej výške od 300 do 650 m a zrezáva tak vulkanické, ako aj sedimentárne horniny.

Obdobnú situáciu možno sledovať v neovulkanitoch východného Slovenska (Dzurovčin, 1993b).

- Zvyšky rozsiahlej plošiny (Kyjovská planina) vystupujú na západných svahoch Vihorlatu v nadmorskej výške 450 - 800 m. Na jej povrchu je miestami kôra zvetrávania (Kvitkovič a Harman, 1962). Južný okraj plošiny prekrývajú zvyšky najmladšieho vulkanizmu, ktorý sa odohral po vytvorení tejto plošiny (Kvitkovič, 1965; Dzurovčin, 1993a). Plošina je podľa súčasného stratigrafického zaradenia vulkanitov (Bacsó, 1986) vytvorená na horninách bádenu až spodného sarmatu.

- V Slanských vrchoch sú v rozličnej tektonickej pozícii zarovnané povrchy v nadmorskej výške od 450 do 850 m, a to na horninách bádenu až spodného sarmatu. Strednosarmatské až spodnopanónske stratovulkány sú v priamej superpozícii na takýchto povrchoch (Dzurovčin, 1989, 1990).

Z uvedeného vychodí, že väčšina typov zarovnaného povrchu stredoslovenskej, ako aj východoslovenskej neovulkanickej oblasti zrezáva horniny bádenu a spodného sarmatu.

b) *Košická štrková formácia*, ktorú vyčlenil Švagrovský (1956), sa v súčasnosti zaraďuje ako člen do stratavského súvrstvia spodnosarmatského až strednosarmatského veku (Kaličiak et al., 1992). Poltárska štrková formácia sa na základe nových biostratigrafických a rádiometrických výskumov datuje do pontu (Balogh et al., 1981; Vass a Kraus, 1985; Planderová, 1986).

c) V neogéne sa na granitoidných a vulkanických horninách Slovenska konštatujú *dve fázy kaolinizácie* - vrchnomiocénna a pliocénna (Kraus a Hano, 1976).

Prvá prebehla na rozhraní sarmatu a panónu. Jej spodnú hranicu indikuje kaolinická kôra, ktorá v stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitoch vznikla na andezitoch a ryolitoch bádenu až stredného sarmatu. Na jej vek poukazujú nasledujúce fakty (Kraus, 1989):

- Prekrytie kaolinickej kôry zvetrávania vzniknutej na báze granitu veporidného masívu stratovulkanickým komplexom Poľany (Ondrášik, 1970).

- Nálezy „terra rossy" stredného a juhovýchodného Slovenska, zloženej z kaolinitu a voľných hydroxidov Fe, ktoré potvrdzujú jej spojitosť s andezitmi (Andrusov et al., 1958; Borza a Martíny, 1964; Borza et al., 1969).

Výskyt kaolínu vysokej štruktúrnej usporiadanosti v brakickom súvrství spodného sarmatu - vrt Blatné Revištia 2.

Výsledkom najmladšej fázy kaolinizácie je vznik kaolinického materiálu s vysoko neusporiadanou štruktúrou „fire clay". Celková mocnosť kaolinickej kôry nepresahuje 5 m, čo súvisí s málo priaznivými klimatickými podmienkami, ako aj s relatívne veľmi krátkym časovým intervalom jej formovania. Jej vznik sa datuje do pontu až rumanu.

- Na kaolinizáciu v priebehu pontu poukazuje kaolinický íl poltárskej štrkovej formácie spočívajúci na bazaltoch podrečianskej bazaltovej formácie alebo ležiaci uprostred nich. Jeho rádiometrický vek 6 - 7 mil. rokov (Balogh et al., 1981) zodpovedá pontu. Poukazujú naň aj biostratigrafické údaje datovania poltárskej štrkovej formácie (Planderová, 1986). Do tohto obdobia kladie Kraus a Hano (1976) aj kaolinitovo-montmorillinitovo-halloyzitovú kôru zvetrávania, ktorú opísal Kvitkovič a Harman (1962) z podhoria sopečného oblúka Vihorlat - Popriečny.

- Dôkazy o kaolínovom zvetrávaní v pliocéne poskytuje kôra zvetrávania zachovaná na bazaltoch Cerovej vrchoviny. Jej vek je stanovený na 1,35 až 2,75 mil. rokov (Balogh et al., 1981), čo zodpovedá vrchnému pliocénu (romanu) a pleistocénu. Röntgenografické analýzy potvrdili prítomnosť kaolínu s nedokonale usporiadanou štruktúrou (Kraus, 1989).

d) *Sedimentom* poukazujúcim na etapy zarovnávania je *preplavená zvetraninová kôra*, akumulovaná predovšetkým v severných oblastiach centrálnej Paratethýdy. Íl majúci pôvod v kôre zvetrávania opisuje Kvitkovič a Harman (1962) zo severovýchodnej časti Východoslovenskej nížiny. Nachádza sa vo vrstvách pliocénu, ale aj kvartéru. Preplavenú bielu, bielosivú, žltú a ružovkastú kôru zvetrávania opisuje Lukniš (1972), Mazúr a Činčura (1975) v pontských sedimentoch Podunajskej nížiny. Ílové minerály východoslovenskej panvy podrobne študoval Kraus a Šamajová (1978), a riešili aj ich genézu a dobu vzniku. Vyčlenili viac minerálnych asociácií charakteristických pre jednotlivé obdobia neogénu. Prítomnosť kaolínu tu pozo-

rovať od karpatu (25 %). Minerálne asociácie bádenu už obsahujú 30 - 40 % kaolinitu a spodného sarmatu až 42 % kaolinitu. V strednom a vrchnom sarmate sa stupňovala vulkanická aktivita a jej výsledkom bol vznik ílov s prevahou montmorillonitu (smektitu). V nadloží panónu vystupuje zväčša íl zaraďovaný do rumanu, zložený z kaolínového minerálu s neusporiadanou štruktúrou - „fire clay".

Formovanie zarovnaných povrchov v závislosti od tektonického a paleogeografického vývoja regiónu

Tektonický vývoj regiónu je výsledkom alpínskeho cyklu. V dôsledku tektoniky litosférických platní Euroázie a Afriky (Stegena, 1975) sa sedimentačné priestory severnej Tethýdy striedavo stláčali a rozpínali, vyvrásňovali sa mladé pásmové pohoria alpíd a vznikali sedimentačné priestory Paratethýdy. Pri kompresnom tlaku dochádzalo k vrásneniu za vzniku príkrovov, synklinórií a antiklinórií, ale aj k zlomovej tektonike. Pri uvoľnení kompresného napätia sa podložie lámalo na sústavu krýh, a skôr vyzdvihnuté bloky sa zaklesňovali. Pozdĺž hlavných zlomových línií sa vylievali vulkanické hmoty, vznikali stratovulkány a kyslé extrúzie, resp. sa vyzrážal travertín.

- Vrásnenie a vznik mohutných príkrovov sú charakteristické pre nekonsolidované členy centrálnych a Vonkajších Západných Karpát. Týmito procesmi sa vo vrchnej kriede preformoval západokarpatský a v oligocéne a miocéne flyšový trog.

- Megaantiklinálne vyklenutia a megasynklinoriálne prehnutia sú charakteristické pre konsolidované časti centrálnych Karpát. Vznik týchto štruktúr sa kladie do neoalpínskej (sávske vrásnenie; Andrusov et al., 1983), resp. do konca paleoalpínskej, ale prevažne do mezoalpínskej periódy (Maheľ, 1986). Pre neotektonickú etapu je charakteristické vyklenutie Karpát en bloc (Mazúr, 1964, 1965, 1979; Kvitkovič a Plančár, 1975, 1979; Maheľ, 1986 a i.).

- Zlomová tektonika je výsledkom tak kompresného tlaku, ako aj dekompresie. V genetickej nadväznosti na vznik karpatského oblúka sa vytvorili početné zlomy najmenej dvoch nápadných systémov (Kubíny, 1969; Maheľ, 1969). Tieto zlomy sa výrazne uplatnili v morfoštruktúrnej členitosti Karpát a pri formovaní ich kotlín (Maheľ, 1986). V Západných Karpatoch sa za najstaršie považujú zlomy centrálnokarpatského smeru, kde sa predpokladá, že tektonika alpínskeho cyklu zdedila staršie smery zlomov, vytvorené ešte počas hercýnskej orogenézy. Zlomy karpatského smeru geneticky súvisia s priebehom alpínskej orogenézy.

Štruktúrne a tektonické štýly budujúce Západné Karpaty, ako aj procesy, ktoré toto územie formovali, sa odrážajú v ich morfológii. Plošné a výškové rozloženie zarovnaných povrchov, ich pozícia v rámci jednotlivých morfoštruktúr odráža tektonickú mobilitu územia v čase a priestore.

Morfoštruktúry Karpát sú výsledkom zlomovej tektoniky neoalpínskej etapy. Odrážajú priestorové pôsobenie tektonických procesov v oblasti alpínskej orogenézy. Na štruktúrnej stavbe slovenských Karpát sa zúčastňujú tieto základné neotektonické bloky (obr 3): 1. podunajský, 2. rudohorsko-pilišský, 3. potiský, 4. fatransko-tatranský, 5. slovensko-moravský, 6. slovensko-sliezsky, 7. beskydsko-bukovský a 8. krakovský (Plančár a Fusán, 1981). Bloky navzájom oddeľuje peripieninský lineament, skýcovský (přerovsko-štiavnický) a rábsky (veporský) hlbinný zlom a línia Darnó (Čech, 1988). Na stavbe morfoštruktúr sa zúčastnili čiastkové zlomy a pozdĺž nich sa tiež štruktúry individualizovali. Tieto zlomy sú aj v súčasnosti seizmoaktívne (muránska, rožňavská, számošská, hornádska línia) a prejavujú sa aj v priestorovom usporiadaní čiastkových foriem reliéfu (svahov, dolín, vulkánov, vulkanických telies, travertínových kôp).

Celkový priebeh zarovnávania závisel od všeobecných paleogeografických podmienok vývoja regiónu. Tie sú predovšetkým výsledkom priestorového pôsobenia tektonických procesov, ako aj celkových zmien paleoklímy. Časové a priestorové pôsobenie tektonických procesov podmieňovalo rozdelenie územia na more a súš a malo vplyv na ústupové fázy a vysladzovanie morí. Zatiaľ čo vynorené časti v Paratethýde boli intenzívne denudované, v morských bazénoch prebiehala sedimentácia. Denudačný proces ovplyvňovali zmeny paleoklímy, čím pôsobili na vývoj morfoskulptúry. Eróznu bázu v jednotlivých etapách vývoja morfoskulptúry tvorila morská hladina.

Zarovnané povrchy v Karpatoch sú najmä na pevných predneogénnych horninách, ale zrezávajú aj vulkanity a horniny neogénnej molasy sedimentované v morských, resp. jazerných panvách. Na styku Karpát s Panónskou panvou sú často vytvorené v rovnakej nadmorskej výške a plynule prechádzajú z pohorí do okolitých pahorkatín. V poklesávajúcich oblastiach Panónskej panvy sú zarovnané povrchy pochované pod vrstvami neogénnych a kvartérnych sedimentov.

V paleogeografickom obraze vývoja Paratethýdy a jej okrajov možno rozlíšiť niekoľko období charakteristických špecifickými tektonickými pomermi, ktoré ovplyvňovali aj transgresiu alebo regresiu mora. Vynorené časti boli pretvárané geomorfologickými procesmi, ktoré vystupujúce časti pevniny postupne znižovali. Produkty denudácie sa ukladali ako ich korelačné sedimenty v morských a jazerných panvách.

Najstaršie prejavy geomorfologického vývoja sú v Západných Karpatoch zdokumentované pred eocénom. Pre toto obdobie sú charakteristické nasledujúce paleogeografické fenomény:

- Existencia rozsiahlej súše v Panónskej panve (Ďurica et al., 1987), ktorej súčasťou boli aj konsolidované oblasti v centrálnych Karpatoch. Na S od pevniny sa rozprestieralo flyšové more.

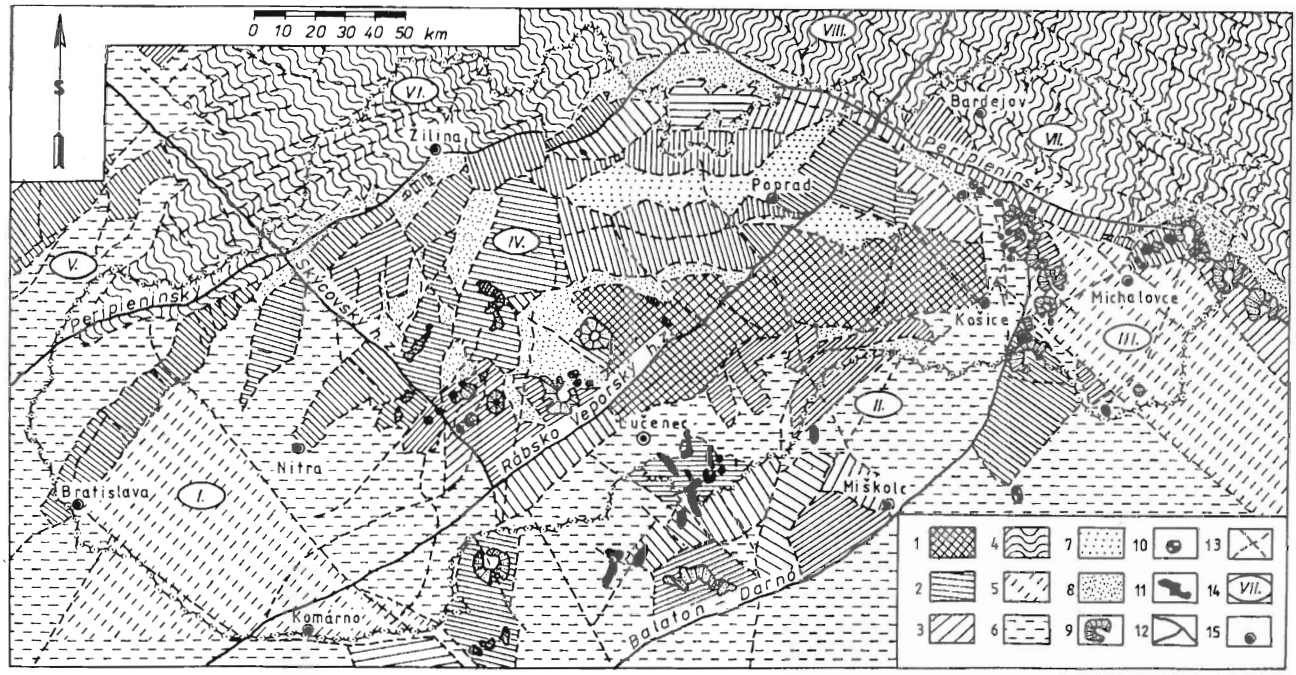
- Intenzívne zvetrávanie mezozoických a paleozoických hornín v tropickej klíme so vznikom kôry zvetrávania, odnos zvetraných a erodovaných sedimentov.

- Planácia reliéfu za vzniku zarovnaného povrchu, ktorý je v súčasnosti spod bazálnych konglomerátov čiastočne exhumovaný (Lukniš, 1964).

- Depozícia zvetraných a erodovaných hornín vo forme pestrých sérií v kriedových a paleocénnych vrstvách flyšového mora.

Eocén až oligocén sú charaktristické:

- Prehlbovaním flyšového trogu na severnom okraji



Obr. 3. Základné morfoštruktúrne jednotky slovenských Karpát a priestorové rozloženie najvýznamnejších zlomov (spracované podľa Fusána et al., 1979, Čecha , 1988, Maheľa, 1986). 1 - relatívne stabilné tektonické kryhy slovenského bloku, 2 - vysoko vyzdvihnuté tektonické kryhy - hrastové, monoklinálne štruktúry, 3 - mierne vyzdvihnuté tektonické kryhy, 4 - kombinované vrásovo-tektonické štruktúry flyša, 5 - poklesávajúce kryhy Panónskej panvy aktívne prevažne v miocéne, 6 - poklesávajúce kryhy Panónskej panvy aktívne prevažne v pliocéne, 7 - karpatské kotliny formujúce sa v paleogéne, 8 - karpatské kotliny formujúce sa v neogéne, 9 - vulkanické štruktúry - zvyšky andezitových stratovulkánov, 10 - vulkanické telesá - vulkanické dómy, neky, 11 - lávové prúdy finálneho vulkanizmu, 12 - hlbinné zlomy, lineamenty, 13 - morfotektonické línie, geologicky overené zlomy, 14 - základné neotektonické bloky, 15 - mestá.

Fig. 3. Mophostructural units of Slovakian Carpathians and areal distribution of important faults. Adapted according to Fusán et al. (1979), Čech (1988), Maheľ (1986). 1 - relatively stable tectonic blocks of Central Carpathians, 2 - intensively uplifted tectonic blocks - horsts, iniclined-monoclinal structures, 3 - mild uplift of tectonic blocks, 4 - combination folding-faults structures of the flysch, 5 - subsidence blocks of Pannonian basin, active predominantly in Miocene, 6 - subsidence blocks of Pannonian basins active predominantly in Pliocene, 7 - intermountain basins formed in Paleogene, 8 - intermountains basins formed in Neogene, 9 - volcanic structures - relicts of the stratovolcanoes, 10 - volcanic bodies - volcanic domes, necks, 11 - lava flows of the final volcanism, 12 - deep-seated faults, lineaments, 13 - morphotectonic line, faults, 14 - basic neotectonic blocks, 15 - towns.

centrálnych Karpát a formovaním sedimentačného bazénu v Panónskej panve.

- Transgresiou flyšového mora do oblasti centrálnych Karpát a akumuláciou morských sedimentov. Flyšové more zaplavilo poklesávajúce časti centrálnych Karpát. Vo vnútrohorských kotlinách sa transgresia paleogénneho mora začala sčasti už v paleocéne (Gros et al., 1984). Jej výsledkom sú polohy bazálnych konglomerátov akumulované v karpatských kotlinách, ktoré čiastočne alebo úplne prekryli skôr formovaný reliéf. V neskorom oligocéne nastala regresia mora.

Začiatkom miocénu došlo v sávskej horotvornej fáze k vrásneniu vo flyšovom trogu. V konsolidovaných oblastiach Vnútorných Karpát sa formovali megaantiklinály a megasynklinály (Maheľ, 1986). Staromiocénne horotvorné pohyby vyvolali novú transgresiu v západnej Paratethýde, ktorá sa postupne rozširovala na V (Durica et al., 1987). Ich výsledkom sú aj prvé prejavy vulkanizmu na jej severnom okraji. V egenburgu tieto pohyby viedli k erozívnemu zrezu v neogéne Ipeľskej a Lučenskej kotliny. Vtedy sa celá juhoslovensko-severomaďarská oblasť vyzdvihla (Vass et al., 1992).

V bádene (štajerská horotvorná fáza) nastalo ďalšie oživenie tektonických pohybov. Tieto pohyby podmienili:

- Sinistrálne pootočenie terciérneho karpatsko-transylvánskeho bloku (Roth, 1986) a pokles Viedenskej panvy. V Poľsku, na Ukrajine a v Rumunsku sa to prejavilo dosúvaním Karpát na severoeurópsku platformu.

- Morfologickú individualizáciu Západných Karpát. Oblasť Západných Karpát sa klenbovite vyzdvihovala a rozčleňovala na sústavu kryh (Lukniš, 1972). V Ipeľskej a Lučenskej kotline na výzdvih poukazuje čiastočná, resp. absolútna absencia karpatu, kde bádenské vulkanoklastiká ležia transgresívne na rôznych členoch modrokamenského (karpat), alebo salgótarjánskeho (otnang) súvrstvia (Vass et al., 1979).

- Kulmináciu staromiocénnych tektonických procesov v orogénnom zázemí a intenzívnu subsidenciu. Tá mala pulzatívny charakter. Pozdĺž hlbinných zlomov sa prejavovala vulkanická činnosť a vznikali nerovnako veľké stratovulkány.

- Intenzívny pokles v osi vyklenutia, ktorého výsledkom bolo ďalšie zaklesnutie Hornádskej, Popradskej a Liptovskej kotliny. V rámci tektonických, ale aj vulkanických morfoštruktúr sa vo Vnútorných Karpatoch formovali kotliny a subsekventné erózno-denudačné brázdy.

- Kulmináciu morskej transgresie, čo sa prejavilo aj vo výplni karpatských kotlín. Absencia miocénnych sedimen-

tov v Hornádskej, Popradskej a Liptovskej kotline poukazuje na ich terestický vývoj v neoalpínskej etape.

- Formovanie prvotnej riečnej siete, ktorá v kotlinách sledovala smer pôvodných hercýnskych tektonických štruktúr a v pohoriach sa konzekventne zarezávala do ich svahov. Vynorené morfoštruktúry sa ďalej formovali geomorfologickými procesmi (geomorfologická etapa).

Pre vrchný báden, sarmat a panón sú charakteristické nasledujúce paleogeografické fenomény:

- Upokojenie tektonických pohybov v slovenských Karpatoch. Pomerne konsolidované centrálnokarpatské bloky formovala len málo výrazná germanotypná tektonika.

- Zvýšenie tektonickej aktivity na styku Karpát s Panónskou panvou. Pozdĺž hlbinných zlomov sa vylievali magmatické hmoty, a tie v súčasnosti tvoria hlavnú masu vulkanických hornín Slovenského stredohoria, matransko-slanského vulkanického oblúka, ako aj Vihorlatských vrchov. Výstup magmatických hmôt kompenzovali rozsiahle poklesy severných okrajov Panónskej panvy.

- Akumulácia sedimentov v morskom a brakickom prostredí Panónskej panvy. Paratethýdne more postupne vypĺňal íl, piesok a štrk, redeponované z okolitých pozitívnych morfoštruktúr, sformovaných v terestických podmienkach. Z plytkého mora v Lučensko-košickej zníženine vystupoval matransko-slanský ostrovný archipelág (Székely, 1982),

- Pokročilá nivelizácia povrchu slovenských Karpát. Územie stýkajúce sa s mediterránnym morom intenzívne formovala abrázia aj sedimentácia. Abráziou a na ňu nadväzujúcou pedimentáciou sa pomerne veľmi rýchlo zarovnali staršie bádenské vulkanity matransko-slanského vulkanického oblúka, Slovenského stredohoria, ale aj Vihorlatských vrchov. Poklesnuté časti starších vulkánov boli prekryté 300 - 450 m mocnými sedimentmi ílu a piesku, v Maďarsku aj litavským vápencom (Székely, 1982). Ak sa neskôr vynorili, pedimentácia ďalej zarovnávala tak vulkanické horniny, ako aj horniny neogénnej molasy. To v súčasnosti možno pozorovať v rôznych pohoriach matransko-slanského vulkanického oblúka - Visegrádske vrchy, Börzsöny, Cserehát, Milič. Zvetrávanie granitoidných a vulkanických hornín vyvrcholilo v stredne humídnej až humídnej klíme sarmatu a panónu. Jeho redeponované ekvivalenty vystupujú vo forme kaolínových a montmorillonitových (smektitových) sedimentov vo vrstvách sarmatu a panónu. V tomto období sa vytvorili vulkanické štruktúry záverečných fáz neogénneho vulkanizmu a prekryli starší nivelizovaný povrch systémom vulkanických plášťov (Poľana, Javorie, Bogota, Popriečny). V Krupinskej planine poukazuje na planáciu reliéfu aj poloha konglomerátov s početnými obliakmi neovulkanických hornín uzatvorená medzi vinickú a mladšie vulkanické formácie (Vass et al., 1979).

Koniec panónu je charakteristický:

- Najvýznamnejším výzdvihom Karpát v atickej horotvornej fáze a ich formovaním do tvaru klenby. Mazúr (1964) z celkového rozloženia tzv. vrcholovej rovne predpokladá skončenie tortónsko-sarmatskej etapy vyklenutím Západných Karpát en bloc. Pohyby krýh a zdvihy čiastkových klenieb či hrastov prebiehali pozdĺž starších poruchových zón.

- Štruktúrnou prestavbou tektonického plánu Panónskej panvy a presunom tektonickej aktivity z okrajov do jej centra. V centrálnej časti Panónskej panvy prebiehala intenzívna subsidencia a v okrajových častiach sa ukladali klastické sedimenty znesené z intenzívne sa dvíhajúcich a erodovaných území. Tie sedimentovali formou podmorských delt, resp. boli uložené v prostredí plytkých močiarov a lagún.

Obdobie pontu charakterizuje:

- Upokojenie tektonickej aktivity v Západných Karpatoch. V Panónskej panve nastúpila akumulácia (Ďurica et al., 1987), čo sa prejavilo aj vo výplni na J ležiacich karpatských kotlín.

- Zníženie tektonickej aktivity sprevádzala laterálna erózia tokov, čím sa v dnách dolín vytvoril nerovnako široký povrch, ktorý sa na svahoch vrchov zachoval dodnes. Najmä v blízkom okolí hlavnej eróznej bázy (neogénneho jazera) územie zarovnávala pedimentácia. Vzhľadom na krátke obdobie tektonického pokoja zarovnávanie postihlo len malé plochy.

- Pont bol oproti panónu charakteristický znížením teploty pri ešte stále vysokej humidite (Činčura, 1970). V takejto klíme sa na plochých formách reliéfu vytvorili polohy neusporiadaného kaolínového ílu typu „fire clay" malej mocnosti, charakteristického pre najmladšiu fázu kaolinizácie Západných Karpát. Ako korelačný sediment sa vyskytuje vo vrstvách pontu až romanu.

Spodný pliocén (dák) je charakteristický:

- Novou vlnou tektonických pohybov rodanskej fázy.

- Spätnou eróziou tokov a ďalším rozčlenením územia systémom eróznych foriem. Rozrušené masy hornín sa uložili vo forme klastických sedimentov v hlbších, intenzívnejšie poklesávajúcich častiach panvy.

Vo vrchnom pliocéne (romane) nastalo:

- Upokojenie tektonických pohybov rodanskej fázy.

- Nahradenie hĺbkovej erózie tokov laterálnou eróziou, čím sa dná karpatských riek začali rozširovať. Eróznu bázu tvorila hladina rozsiahleho jazera v južnej časti Panónskej panvy. Výsledkom eróznych procesov bol pediment nadväzujúci na miestnu eróznu bázu. Ten v podobe nerovnako širokých pruhov zasahoval pozdĺž karpatských riek hlboko do vlastného pohoria. Zarovnávanie prebiehalo v semiaridnej klíme. V nej sa tvorila kôra zvetrávania typu „fire clay", ktorá sa doteraz zachovala na bazaltoch Cerovej vrchoviny. Povrchy vytvorené vo vrchnom pliocéne zrezávajú na J sedimenty štrkových formácií, ako aj produkty finálnho vulkanizmu.

Starší pleistocén je charakteristický:

- Novou vlnou tektonickej aktivity, ktorá sa v Karpatoch prejavila len miernym vyklenutím a slabšou vnútornou diferenciáciou (Mazúr, 1964).

- Redepozíciou hornín z Karpát a ich následnou sedimentáciou v poklesávajúcich častiach Panónskej panvy vo forme niekoľko sto metrov mocných polôh kvartérnych sedimentov.

V kvartéri boli charakteristické nasledujúce paleogeografické fenomény:

- Opätovné rozčlenenie nivelizovaného reliéfu. Ako výsledok klimatickej a tektonickej interferencie vznikol

zložitý systém riečnych terás takmer pozdĺž všetkých väčších riek.

- Sedimentácia v poklesávajúcich častiach Panónskej panvy, kde bol terasový vývoj nahradený superpozičným a kvartérne sedimenty sa ukladali v normálnom stratigrafickom slede.

- Intenzívna svahová modelácia okrajov pohorí budovaných najmä málo odolnými horninami neogénnej molasy. Tie boli formované svahovými procesmi periglaciálnej klímy. Ich výsledkom sú formy glacis sklonené k poklesávajúcim častiam nížiny.

Zarovnané povrchy slovenských Karpát a ich vzťah k počtu a veku zarovnaných povrchov v okolitých územiach

Zarovnávanie v čase stabilného vývoja regiónu postihuje pomerne veľké priestory. Preto sa dá predpokladať, že zarovnané povrchy rovnakej genézy a veku vystupujú po celom obvode Panónskej panvy alebo aj v iných regiónoch s rovnakým geomorfologickým vývojom (obr. 4).

- Sústavu troch, resp. štyroch generácií zarovnaného povrchu opisuje Pinczés (1969, 1970) v Tokajských a Bukových vrchoch, Leél-Öszy (1984) v Börzsöny a Cserehát, Pécsi (1965) v Maďarskom stredohorí. Najstarší povrch sa charakterizuje ako peneplén a podľa veku sa zaraďuje do bádenu až sarmatu. Pod ním vystupujú pedimenty z vrchného panónu a vrchného pliocénu, ale aj zo spodného panónu. Vek zarovnaných povrchov sa určuje na základe kôry zvetrávania a korelačných sedimentov denudácie a zarovnávania.

- Z ukrajinskej časti Karpát zarovnané povrchy a predhorské zarovnané povrchy opisuje Gofštejn (1964). Prvé z nich patria do systému zarovnávania juhozápadných svahov Karpát a tam sa rozlišuje kýčerský a podpoloninský zarovnaný povrch a úroveň Urdu. Kýčerský povrch má bezprostredný vzťah k formovaniu sa vulkanických pohorí Východných Karpát, ale názory na jeho úlohu v reliéfe a na jeho vek sa rozchádzajú. Kým Alferev (1948) a iní ho pokladajú za znížený a na J sklonený časť poloninského peneplénu formovaného v sarmate a panóne, Spiridonov (1952), Gofštejn (1964, 1985, 1986) a iní ho považujú za samostatný povrch zaraditeľný do vrchného panónu. Podľa Piotrovskej (1960) možno na mnohých miestach pozorovať prekrytie tohto povrchu vulkanickými hmotami. Hlavná masa vulkanitov formujúca súčasné stratovulkány sa pritom v tomto území nakopila v pliocéne (Maheľ, 1978; Aprodov, 1982).

Predhorské zarovnané povrchy predstavujú erózno-akumulačné plošiny vyčlenené na základe výskytu starých alúvií. Tvorí ich dilokský, šardinský a bornjavský zarovnaný povrch. Gofštejn (1985) považuje šardinský povrch za ekvivalent poriečnej rovne a zaraďuje ho do vrchného pliocénu. Do tohoto obdobia zaraďuje aj formovanie sa dilokského zarovnaného povrchu. Ten má charakter pedimentu a zrezáva aj vulkanity.

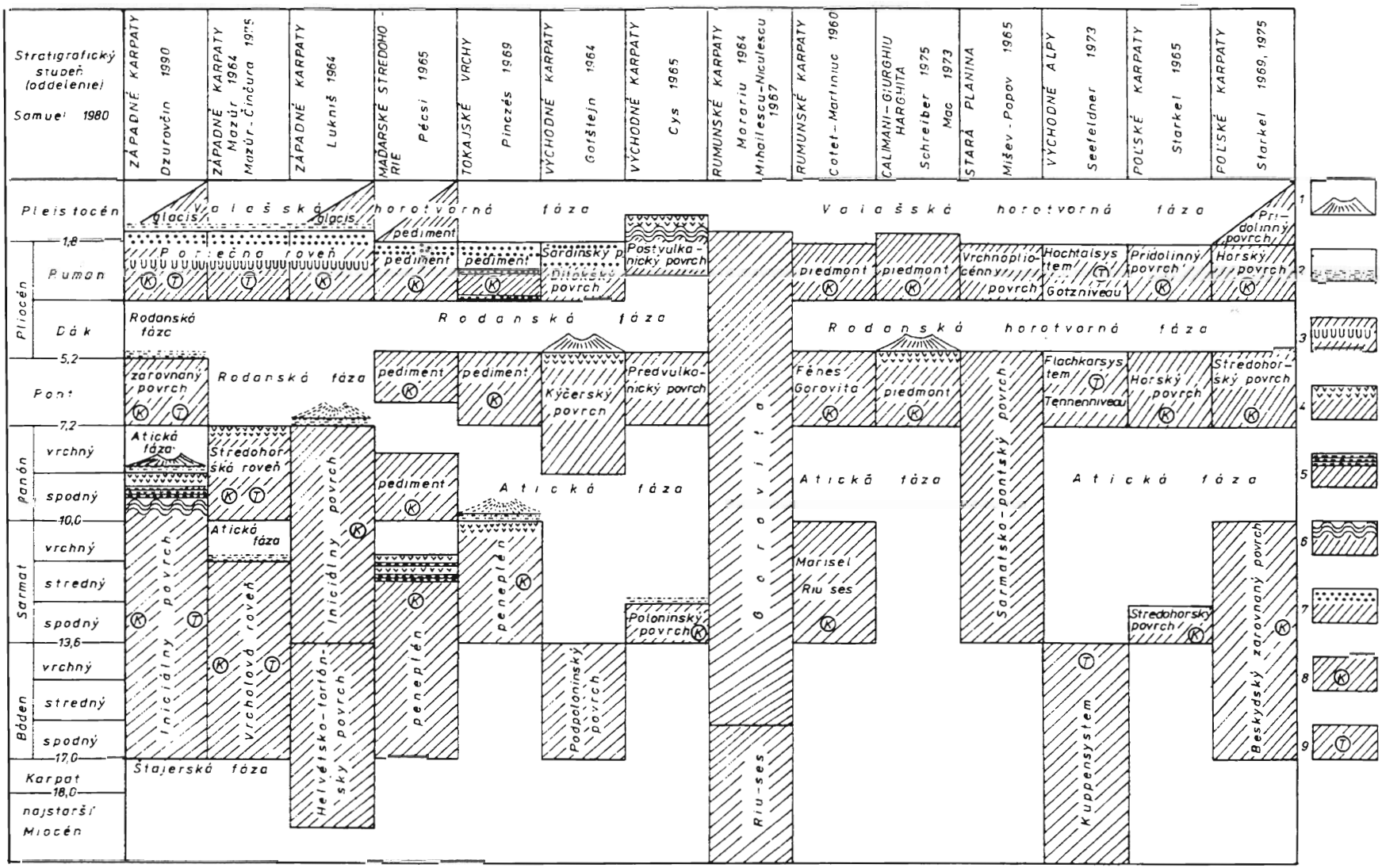
Cys (1965) v ukrajinskej časti Karpát rozlišuje poloninský peneplén vytvorený v strednom a vrchnom sarmate, predvulkanický zarovnaný povrch, sformovaný v staršom pliocéne, a postvulkanický zarovnaný povrch, utvorený v staršom pleistocéne. Jermakov (1948) vyčlenil na severnej strane ukrajinských Východných Karpát dve generácie zarovnaného povrchu, z ktorých vyšší sa formoval v ponte a nižší vo vrchnom pliocéne.

- Prvé štúdie eróznych platforiem rumunských Karpát pochádzajú od Martoneho (1907, 1922). Na jeho výsledky nadviazal Morariu (1937), Pop (1957), Posea (1963), Savu (1963) a i. Hlavným kritériom na stanovenie veku zarovnaných povrchov boli analýzy korelačných sedimentov zarovnávania. Na základe nich sa v neogéne opísali nasledujúce etapy zarovnávania: akvitánsko-burdigalská, tortónsko-sarmatská a pliocénna, resp. burdigalsko-spodnotortónska (povrch Riu-ses) a vrchnotortónsko-levantská (povrch Gorovita; Morariu, 1964; Mihailescu a Niculescu, 1967). Podľa Coteta a Martiniuca (1960) je povrch Riuses vytvorený v južných Karpatoch ekvivalentom povrchu Marisel, ktorý sa vyskytuje v západnej časti rumunských Karpát. Vek týchto typov povrchu je sarmatský. V ponte sa vytvoril povrch Fenes a Gorovita. Pre vrchný pliocén sú charakteristické piedmontové stupne. Mac (1973) a Schreiber (1975) opisujú na západnom úpätí vulkanických vrchov Calimani, Giurghiu a Harghita dva rozličné piedmontové stupne. Vyšší je na epiklastikách pontu, čo zároveň určuje jeho vek. Prekrývajú ho vulkanické hmoty pliocénnych stratovulkánov. Vek nižšieho stupňa sa kladie do pliocénu až vilafranku.

- Mišev a Popov (1965) opisujú zo severných svahov Starej planiny zarovnaný povrch zo sarmatu, ktorý sa potom formoval až do pontu. Po výzdvihu staroplaninskej geosynklinály a ústupe Čierneho mora sa vo vrchnom pliocéne zálivovite rozšíril nový zarovnaný povrch.

- Seefeldner (1973) rozlišuje v celej horskej sústave Álp tri rozličné úrovne zarovnania. Najvyššia (Kuppensystem) sa sformovala do atickej horotvornej fázy, nižšia (Flachkarsystem, Tennen-niveau) po jej skončení a najnižšia (Hochtalsytem, Gotznniveau) sa sformovala najskôr vo vrchnom pliocéne.

- Tri úrovne zarovnaného povrchu stredohorskú, horskú a pridolinnú - opísal z poľskej časti Karpát Starkel (1965). Datoval ich podľa známeho veku neogénnych sedimentárnych hornín, ktoré tieto povrchy zrezávajú, ako aj koreláciou so známym vekom zarovnaných povrchov v iných častiach Karpát. Podľa týchto údajov ich zaraďuje do spodného sarmatu, pontu a vrchného pliocénu. Nové poznatky o veku hornín slúžiacich ako informačná báza datovania zarovnaného povrchu viedli aj k revízii ich datovania v poľskej časti Karpát (Starkel, 1969, 1975). Formovanie pridolinného povrchu, ktorý sa charakterizuje ako glacis, je datované do staršieho pleistocénu - vilafranku. Horský povrch sa formoval vo vrchnom pliocéne a stredohorský v ponte. V sarmate a bádene sa formoval beskydský zarovnaný povrch, opísaný už Sawickým (1909). Tento povrch bol v atickej horotvornej fáze tektonicky silne deformovaný. Zuchiewicz (1984) na základe podrobného štúdia korelačných sedimentov zarovnávania uložených v čelnej karpatskej priehlbine vyčlenil viac etáp zvýšenej eróznej aktivity. Etapy vhodné na vývoj beskydského, stredohorského a podhorského povrchu sú kosov - - spodný sarmat - panón, pont, roman.



Obr. 4. Zarovnané povrchy v Karpatoch a v pohoriach lemujúcich Panónsku panvu. Vek zarovnaných povrchov je určený na základe: 1 - prekrytia vulkanickými formáciami známeho veku, vulkanické formácie sú v rôznom štádiu deštrukcie, 2 - prekrytia kôrou zvetrávania známeho veku, 3 - deštrukčných foriem reliéfu známho veku, 4 - zrezania vulkanických hornín známeho veku, 5 - zrezania sedimentov neogénnej molasy známeho veku, 6 - zrezania flyšových hornín známeho veku, 7 - zrezania štrkových formácií známeho veku, 8 - korelátnych sedimentov denudácie a zarovnávania, 9 - neotektonických fáz.
Fig. 4. Levelled surfaces in the Carpathians and in the marginal mountains of Pannonian basin. The age of leveled surfaces is defined on the basis: 1 - overlap by the volcanic formations of known age, the volcanic formations is in the different stage of destruction, 2 - overlap by crust of weatherings of known age, 3 - destructive relief forms of known age, 4 - truncation of volcanic rocks of known age, 5 - truncation of Neogene sediments of known age, 6 - truncation of flysch layers of known age, 7 - truncation of gravel formations of known age, 8 - correlation sediments, 9 - neotectonic phases.

Z uvedeného vyplýva, že systém troch ekvivalentných zarovnaných povrchov je opísaný z Maďarského stredohoria, Východných Álp, ale aj z poľskej a ukrajinskej časti Karpát.

Časový priebeh a zarovnávanie v slovenských Karpatoch

Tento príspevok poukazuje na nové možnosti datovania rozličných typov zarovnaného povrchu, vyplývajúce zo súčasných poznatkov o stratigrafii neogénu a na základe paleogeografických poznatkov opisuje procesy, ktoré ich formovali. Za ostatných sto rokov vznikol rad definícií zarovnaného povrchu a pohľadov na jeho genézu. V súčasnosti obsah termínu „zarovnaný povrch" zahŕňa povrchy vytvorené nielen denudačnými, ale aj akumulačnými procesmi a stále významnejšie sú predstavy o polygenetickosti zarovnaných povrchov. Tento termín zároveň vystupuje ako nadradený, zahŕňajúci plošiny rozličnej genézy a vývojového štádia. Formovanie zarovnaných povrchov pritom zodpovedá istému štádiu geomorfologického vývoja charakteristickému svojráznou kombináciou exogénnych a endogénnych procesov prebiehajúcich v stabilnom alebo zostupnom vývoji reliéfu. Z čisto morfologického hľadiska a podľa polohy vzhľadom na okolité tvary sa zarovnané povrchy rozdeľujú do troch skupín (Král, 1970):

Úpätné plošiny (Fussfläche, piedmont plain, footplain) sú zarovnané povrchy na okrajoch horských pásiem a masívov. Všeobecne sa pokladajú za primárne tvary, ktorých vývoj smeruje k vzniku zarovnaných povrchov veľkých plošných rozmerov. Označujú sa termínom Mc Geeho (1897) ako pedimenty. Vo francúzskej geomorfologickej literatúre sa na pomenovanie úpätných plošín aridných a semiaridných oblastí vzniknutých na sedimentárnych horninách používa termín glacis (Dresch, 1951, 1957, 1961; Dumas, 1970).

Zarovnané povrchy veľkých rozmerov (abrázne povrchy, peneplény, pediplény, etschplény) sú dominujúcim tvarom krajiny. Ich formovanie predpokladá dlhé obdobie tektonickej stability a vhodné klimatické pomery. Ich vznik sa dlhý čas pripisoval abráznej činnosti mora (Ramsay, 1846; Richthofen, 1886). Na subaerický pôvod väčšiny peneplénov poukázal Davis (1896). Vývoj rozsiahlych zarovnaných povrchov pedimentačnými procesmi opísal King (1953). Ich výsledný tvar nazval v zmysle Maxona a Andersona (1935) pediplain (pediplén). Zarovnané povrchy zvetraninovo-denudačného pôvodu (etschplény) sformované v tropickej klíme opísal Wayland (1933).

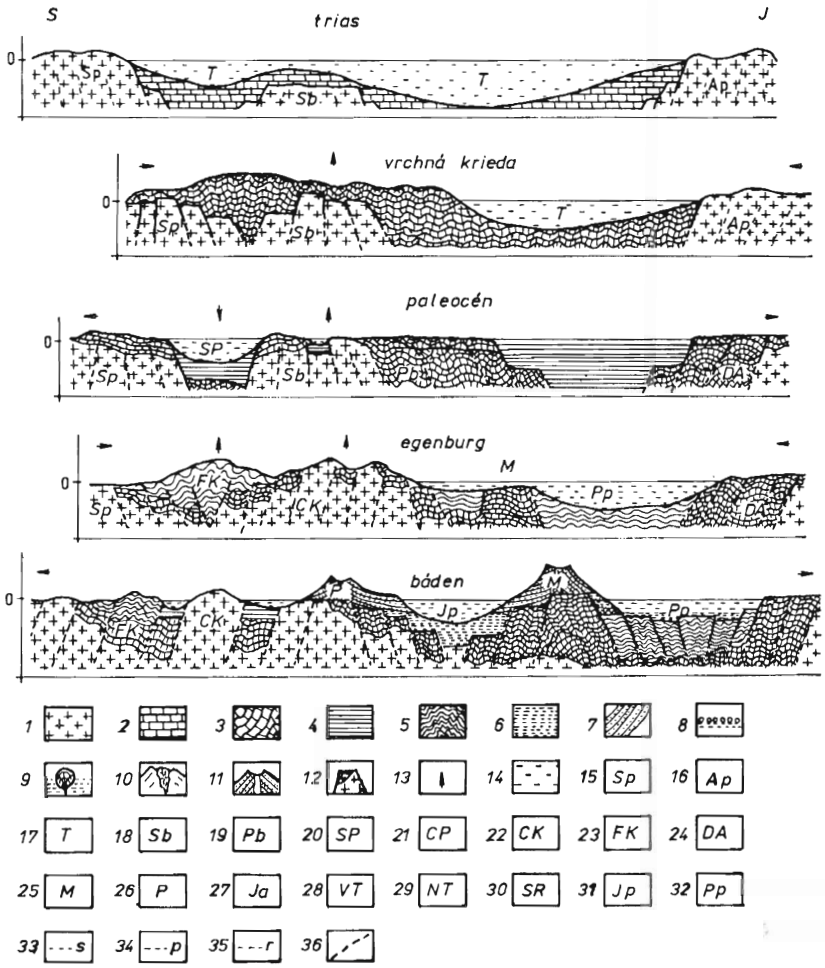
Stupňovité zarovnania sú súbory zarovnaných povrchov vyskytujúce sa v horských oblastiach v rozličnej nadmorskej výške. Takéto povrchy označil Penck (1924) ako Piedmontflächen a ich súbory ako Piedmonttreppen. V súvislosti s kritikou ich genézy sa pôvodné termíny nahradili termínom Rumpffläche a Rumpfftreppe (Gelert, 1955). Klimaszewski (1981) ich označuje ako neúplné zarovnané povrchy (parapeneplény, parapedimenty).

Zarovnané povrchy v Karpatoch vystupujú vo vrcholových častiach morfoštruktúr ako trosky zarovnaných povrchov veľkých plošných rozmerov, ako neveľké stupne na svahoch masívov, alebo ako úpätné plošiny na ich okrajoch.

Až do polovice 30. rokov sa vznik zarovnaných povrchov Západných Karpát spájal s abráznou činnosťou morí. Neskôr geomorfologické výskumy a aplikácia moderných pohľadov na ich formovanie viedli k revízii staršieho trendu a nastolili otázku zarovnávania Západných Karpát v subaerických podmienkach. Okrem skôr charakterizovaných abráznych povrchov a stupňov sa opísali aj sedimentačné povrchy (podhorská tufovoaglomerátová tabuľa), pedimenty (poriečna roveň), glacis, peneplény a pediplény, resp. tropické zarovnané povrchy - etschplény (iniciálny povrch, stredohorská roveň). Vytvárali sa v štádiách stabilného vývoja regiónu, abráziou, akumuláciou, zvetrávaním a následnou pediplanáciou. Pre rôznorodosť prostredia sa zarovnané povrchy toho istého štádia stabilného vývoja regiónu formovali viacerými procesmi súčasne, t. j. v morskom a jazernom prostredí akumuláciou, na jeho okraji abráziou a na pevnine pedimentáciou. V neoalpínskom vývoji slovenských Karpát možno rozlíšiť dve obdobia kontinentálneho vývoja (polaramské a neotektonické), v ktorých sa mohli plne uplatniť geomorfologické procesy. V rámci týchto období bolo viac štádií stabilného vývoja regiónu, počas ktorých sa zarovnané povrchy mohli vytvárať. Boli to obdobia relatívnej tektonickej stability medzi laramskou a pyrenejskou (obr. 5), štajerskou a atickou, atickou a rodanskou fázou a medzi rodanskou a valašskou horotvornou fázou (obr. 6).

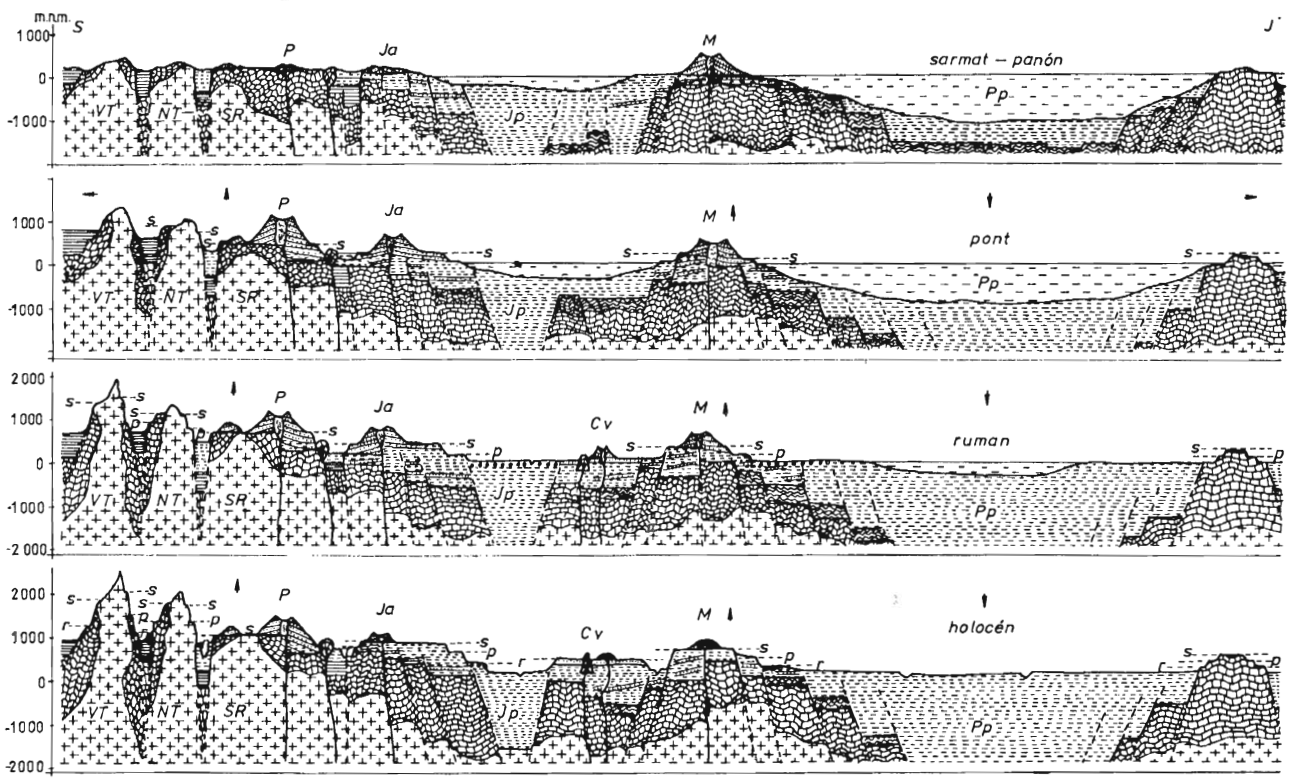
Obdobie tektonickej stability paleocénu. Je charakteristické planáciou reliéfu veľkého plošného rozsahu. Výsledný zarovnaný povrch sa formoval na stabilných kryhách centrálnokarpatského bloku, ale aj na S od flyšového trogu. Jeho pozostatkom sú v súčasnosti exhumované trosky predeocénneho povrchu (Lukniš, 1964), ale aj paleogénne povrchy opísané z poľskej časti Karpát. Proces zarovnávania tohto obdobia prerušila eocénna morská transgresia.

Obdobie tektonickej stability bádenu, sarmatu a panónu. Za iniciálne štádium formovania súčasného reliéfu sa považuje obdobie štajerských horotvorných pohybov, keď sa individualizovali karpatské morfoštruktúry. Tie boli už v čase svojho vzniku intenzívne rozrušované a v období pred atickou horotvornou fázou dosiahol povrch slovenských Karpát stav takmer dokonalého zarovnania. Svedčia o tom mnohé plošiny vo vrcholových častiach karpatských morfoštruktúr. Najvhodnejšie podmienky na planáciu reliéfu boli v centrálnej časti Západných Karpát, ktorú budovali paleozoické a mezozoické horniny. Táto oblasť už bola pomerne konsolidovaná, a tak zarovnávanie tu mohlo prebiehať už pred neogénom. Rozsiahly zarovnaný povrch opísaný z vrcholových častí Slovenského rudohoria sa dotváral až v miocéne, na čo poukazuje akumulácia miocénnych vulkanických hornín, ktoré ho prekrývajú (Klenovský a Ľubietovský Vepor). Na Z je tento povrch prekrytý stratovulkanickým plášťom Poľany. Za jeho súčasť pokladáme aj zarovnané povrchy vo vrcholových častiach Slovenského krasu, na ktorých sa zachovala „terra rossa" prvej fázy kaolinizácie na Slovensku. V tejto etape sa zarovnali aj vynorené časti flyšového trogu na S (poloninský peneplén, beskydský zarovnaný povrch), ale aj bádenské a sarmatské vulkanity na J. Poukazuje na



Obr. 5 a 6. Formovanie reliéfu Slovenska v kenozoiku. 1 - kryštalinikum, 2 - nezvrásnené mezozoické horniny, 3 - zvrásnené mezozoické horniny, 4 - nezvrásnené paleogénne horniny, 5 - zvrásnené paleogénne horniny, 6 - neogénne sedimenty, 7 - neovulkanity, 8 - štrkové formácie, 9 - vulkanické telesá, 10 - prívodné kanály - neky, plug, 11 - stratovulkány, 12 - tektonické kryhy, 13 - smery pohybu tektonických krýh, 14 - morské a jazerné bazény, 15 - severoeurópska platforma, 16 - africká platforma, 17 - Tethys, 18 - slovenský blok, 19 - panónsky blok, 20 - severná Paratethýda, 21 - centrálna Paratethýda, 22 - centrálne Karpaty, 23 - flyšové Karpaty, 24 - Dinárske Alpy, 25 - Mátra, 26 - Poľana, 27 - Javorie, 28 - Vysoké Tatry, 29 - Nízke Tatry, 30 - Slovenské rudohorie, 31 - juhoslovenská panva, 32 - Panónska panva, 33 - zarovnaný povrch - sarmat - panón, 34 - zarovnaný povrch - pont, 35 - zarovnaný povrch - roman, 36 - zlomy.

Fig. 5 and 6. The formation of relief in Slovakia in Cenozoic. 1 - crystalline complex, 2 - Mesozoic rocks - unfolded, 3 - Mesozoic rocks - folded, 4 - Paleogene rocks - unfolded, 5 - Paleogene rocks - folded, 6 - Neogene sediments, 7 - neovolcanites, 8 - gravel formations, 9 - volcanic bodies, 10 - vents - necks, plugs, 11 - stratovolcanoes, 12 - tectonic blocks, 13 - movements directory of the tectonic blocks, 14 - sea and lake basins, 15 - North-European platform, 16 - Africa plate, 17 - Tethys, 18 - Slovakian block, 19 - Pannonian block, 20 - North Paratethys, 21 - Central Paratethys, 22 - Central Carpathians, 23 - Flysch Carpathians, 24 - Dinarides, 25 - Mátra, 26 - Poľana, 27 - Javorie, 28 - High Tatra, 29 - Lower Tatra, 30 - Slovenské rudohorie Mts., 31 - South-Slovakian basin, 32 - Pannonian basin, 33 - levelled surfaces - Sarmatian to Panonian, 34 - levelled surfaces - Pontian, 35 - levelled surfaces - Romanian, 36 - faults.



to pozícia najmladších stratovulkánov na denudovaných zvyškoch bádenských a spodnosarmatských vulkanitov. Z tohto hľadiska považujeme stredohorskú roveň v Slovenskom stredohorí, ktorú opísal Mazúr (1964), za starší povrch, ekvivalent iniciálneho povrchu centrálnych častí Karpát. Na J Karpát sa povrch formoval tak abráziou, ako aj akumuláciou sedimentov na okrajoch neogénneho mora. V bádene až panóne sa formovala aj podhorská tufovo-aglomerátová tabuľa na okraji neogénneho mora. Do centrálnych časti Karpát sa povrch rozširoval pediplanáciou v prostredí mocných zvetranín tropickej klímy. Jeho zvyšky vystupujú v súčasnom reliéfe slovenských Karpát vo forme početných planín (Sihlianska, Muránska, Koniarska, Plešivská, Silická, Zádielska, Jasovská, Lehotská, Dačolmanská, Oľšavická a Kyjovská planina), resp. plochých chrbtov mnohých hornatín a vrchovín. Zarovnaný povrch tvoriaci uvedené plošiny, alebo chrbty sa v súčasnej geomorfologickej literatúre všeobecne označuje termínom stredohorská roveň. Ale keďže priestorové rozloženie a obdobie formovania daného povrchu je charakteristické v zmysle starého stratigrafického členenia neogénu, zarovnaný povrch bádensko-panónskeho veku možno z hľadiska jeho pozície označiť ako planinovú roveň (ekvivalent poloninského povrchu).

Obdobie tektonickej stability pontu. V krátkom období tektonického pokoja medzi atickou a rodanskou horotvornou fázou sa v ponte sformoval zarovnaný povrch, ktorý v súčasnosti vystupuje vo forme nešírokých stupňov na svahoch horských masívov. Vznikol po diferencovanom výzdvihu Západných Karpát a ústupe hladiny mediterránneho mora. V súčasnosti je hlavne na južných okrajoch Karpát, odkiaľ bol opísaný na vulkanitoch matransko--slanského vulkanického oblúka (Székely, 1969, 1970, 1971, 1977; Pinczés, 1969, 1970; Dzurovčin, 1990). Jeho ekvivalentom je najskôr aj krasová okrajová rovina, ktorú opísal Jakál (1983) v krasových oblastiach Západných Karpát. Ekvivalenty tohto povrchu sú opísané aj z iných častí Karpát, ale aj z Álp (obr. 4). Vo vulkanických oblastiach Východných Karpát sa tento povrch datuje prekrytím pontských sedimentov, na ktorých je vytvorený produktmi najmladšieho vulkanizmu. Na styku Karpát s Panónskou panvou sa povrch vytváral pedimentáciou a eróznu bázu tvorila morská, alebo jazerná hladina. V uzavretých sedimentačných oblastiach (Lučensko-košická zníženina) sa tvoril akumuláciou limnických sedimentov. Vo vyzdvihnutých karpatských morfoštruktúrach ho formovala laterálna erózia karpatských riek. Vzhľadom na postavenie tohto povrchu na svahoch jednotlivých morfoštruktúr je vhodné nazývať ho svahová roveň.

Obdobie tektonickej stability romanu. Vo vrchnom pliocéne sa formoval zarovnaný povrch, ktorý Mazúr (1963) priliehavo nazval poriečna roveň. Tento povrch sa v podobe pruhov zálivovite rozšíril pozdĺž všetkých väčších riek. Je vo veľkej miere zastúpený nielen v oblasti Západných Karpát, ale má bohaté regionálne zastúpenie vo všetkých horstvách lemujúcich Panónsku panvu.

Zarovnávanie okrajových častí neprestalo ani v *kvartérnej epoche* (Lukniš, 1964), keď prevládalo všeobecné prehlbovanie dolín. Na sedimentoch neogénnej molasy sa vytvorili úpätné plošiny typu glacis a tie prekryli polohy sutiny a naplaveného štrku malej mocnosti.

Záver

Zo súčasných stratigrafických a paleogeografických poznatkov, z poznatkov o procesoch formovania zarovnaných povrchov možno vyvodiť nasledujúce závery:

1. Zarovnané povrchy slovenských Karpát sa formovali v štádiách stabilného vývoja regiónu. Najstabilnejšie boli obdobia medzi laramskou a pyrenejskou, štajerskou a atickou, atickou a rodanskou a medzi rodanskou a valašskou horotvornou fázou.

2. Zarovnávanie prebiehalo v období polaramického a neotektonického kontinentálneho vývoja. Zarovnávanie v neotektonickom období bolo etapovité a staršie zarovnané povrchy sú nad mladšími (terasový vývoj zarovnaných povrchov).

3. Zarovnané povrchy formovalo hlboké tropické zvetrávanie, soliflukcia, pedimentácia, laterálna erózia tokov, abrázia i akumulácia sedimentov. Zarovnané povrchy toho istého štádia sú polygenetické a v závislosti od prostredia sa formovali kombináciou uvedených procesov.

4. Každá etapa stabilného vývoja regiónu je charakteristická zarovnaným povrchom s nasledujúcimi špecifickými znakmi:

Predeocénny povrch. Je výsledkom paleocénneho štádia tektonickej stability. Zachoval sa pozdĺž severného a južného okraja Slovenského rudohoria v nadmorskej výške 800 - - 400 - 200 m. Povrch je subhorizontálny. Na nivelizovaných plochách sú ostrovčeky bazálnych konglomerátov eocénneho veku, obliačiky kremeňa tvoriace ich rezíduum, ale aj zvetraniny typu „terra calcis". Povrch je sčasti tektonicky deformovaný a v súčasnosti je spod eocénu exhumovaný.

Planinový povrch. Je výsledkom bádensko-panónskeho štádia tektonickej stability. Vystupuje vo forme planín vo vrcholových častiach centrálnokarpatského bloku alebo vo forme plochých chrbtov v oblasti Vonkajších Západných Karpát. Je v nadmorskej výške od 300 m na J (Krupinská planina), 800 - 1000 m v centrálnych častiach Karpát (Slovenské stredohorie, Slovenské rudohorie) až do 1400 - - 2000 m na S (Nízke a Vysoké Tatry). Povrch je polygenetický, vytvorený na pevných horninách paleozoika, mezozoika a paleogénu, ale aj na sedimentoch neogénu. Na J zrezáva staršie neovulkanity. Prekrývajú ho vulkanické formácie najmladšieho vulkanizmu. Na báze povrchu sa sčasti zachovala montmorillonitovo-kaolinitová kôra zvetrávania, ktorá vystupuje aj medzi vrstvami lávy.

Svahový povrch. Je výsledkom pontského štádia tektonickej stability. Vystupuje vo forme nešírokých pruhov na svahoch morfoštruktúr v nadmorskej výške 300 až 800 m, resp. ako plošiny pedimentov na južných okrajoch Karpát. Ich relatívna výška nad súčasnými tokmi je 200 m a viac, v krasových oblastiach okolo 60 m pod planinovým povrchom. Výsledkom zarovnávania je aj kaolínový íl typu „fire clay", ktorý je uložený najmä v okolitých depresiách.

Poriečny povrch. Je výsledkom vrchnopliocénneho štádia tektonickej stability. Vystupuje vo forme pruhov

pozdĺž všetkých väčších karpatských riek v relatívnej výške 70 až 150 m. Jeho absolútna výška na J je okolo 150 m n. m. a na S až 900 m n. m. Je často rozrušený následnými tektonickými pohybmi. Na J Karpát, ale aj v Turčianskej a Oravskej kotline je zaklesnutý a pochovaný pod kvartérnymi sedimentmi. Miestami ho pokrýva kôra zvetrávania malej mocnosti.

Glacis. Je výsledkom svahových procesov (najmä soliflukcie) v periglaciálnych podmienkach staršieho pleistocénu. Je na južných okrajoch Karpát a zrezáva málo odolné sedimenty neogénnej molasy. Je prekrytý pokrovmi detritických zvetranín a naplaveného štrku.

5. Zarovnané povrchy slovenských Karpát majú svoje ekvivalenty v maďarskej, ukrajinskej aj rumunskej časti Karpát, ako aj v okolitých územiach s rovnakým neotektonickým vývojom.

Otázky planácie reliéfu Karpát sú stále aktuálne z hľadiska datovania jeho foriem vzniknutých v neotektonickom období. Na revíziu starších pohľadov sme sa podujali na základe nových geologických výskumov a celkového paleogeografického vývoja územia. Pritom si uvedomujeme zložitosť problému a nekompatibilnosť mnohých starších a nových informácií.

Poďakovanie. Ďakujem RNDr. D. Vassovi, DrSc., za mnohé cenné podnety a pripomienky ku kapitolám o tektonickom a paleogeografickom vývoji v Paratethýde, ako aj za posúdenie celého článku.

Literatúra

Alferev, G. O. 1948: Nekotoryje soobraženija o molodych dviženijach Karpat. *Trudy Lvov. geol. Obsč., Ser. geol., 1, 87.*

Andrusov, D., Borza, K., Martíny, E. & Pospíšil, A. 1958: O pôvode a dobe vzniku tzv. „terra rossy" južného a stredného Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 9/1, 27 - 39.*

Andrusov, D., Fusán, O. & Samuel, O. 1983: Stručný prehľad geologickej stavby Československých Karpát. *In: Kol.: Stratigrafický slovník Západných Karpát - 1. Bratislava, GÚDŠ, 41 - 48.*

Aprodov, V.A. 1982: Vulkany. *Mysľ, Moskva.*

Bacsó, Z. 1986: Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov. *Mineralia slov., 18, 97 - 120.*

Bagdasarjan, G. P., Konečný, V. & Vass, D. 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 51, 47 - 69.*

Balogh, K., Miháliková, A. & Vass, D. 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 113 - 126.*

Baňacký, V., Halouzka, R., Horniš, J., Kernáts, S., Maglay, J. & Pristaš, J. 1993: Geodynamický vývoj územia Slovenska počas kvartéru. *In: Rakús, M. a Vozár J. (red.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 239 - 242.*

Bezák, V. 1993: Hercýnska a alpínska tektogenéza západnej časti Slovenského rudohoria: základné štádia vývoja. *In: Rakús, M. a Vozár, J. (red.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 243 - 248.*

Borza, K., Činčura, J. & Martíny, E. 1969: Herkunft der Roterden der Südwestlichen Slowakei. *Geol. Zbor. Geol. carpath., XX/2, 351 - 359.*

Borza, K. & Martíny, E. 1964: Kôry vetrania, ložiská bauxitu a terra rossa v slovenských Karpatoch. *Geol. Zbor. Geol. carpath., XV/1, 9 - 26.*

Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR - II/2. *Academia, Praha, 651.*

Cotet, P. & Martiniuc, C. 1960: Geomorfologia. *In: (Kol.): Monografia geografica a republici Populare Romine I. Acad.R.P.R., Bucuresti.*

Cys, P.N. 1965: Some problems of the Soviet Carpathians during Tertiary. *In: Mazúr, E. (red.): Geomorphological problems of Carpathians. SAV, Bratislava, 221 - 234.*

Čech, F. 1988: Dynamics of Neogene Carpathian Basins in Relation to Deep Structure, Crustal Type and Fuel Deposits. *GÚDŠ, Bratislava, 293.*

Čech, F. & Zeman, J. 1985: Genéza a dynamika medzihorských panví v alpínsky mobilnej Európe. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 10, 67 - 108.*

Činčura, J. 1970: Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne. *Geogr. Čas., 22/2, 148 - 162.*

Davis, W. 1896: Plains of marine and suaerial denudation. *Bull. Geol. Soc. Amer., 7, 377 - 398.*

Dresch, J. 1951: Sur les pédiments n Afrique méditérranéenne et tropicale. *Congr. Int. Géogr., Lisabon, 2, 19 - 28.*

Dresch, J. 1957: Pédiments et glacis d érosion, pédiplains et inselbergs. *Ĺ Information Géogr., 21, 5, 183 - 196.*

Dresch, J. 1961: Novejšie issledovanija francuzskich geografov v aridnich oblastjach Afriki. *Vest. Mosk. Univ., Ser. Geogr., 3, 8 - 13.*

Dumas, B. 1970: The origin of Glacis. *In: Pécsi, M. (Ed.): Problems of relief planation. Akademiai, Kiadó.*

Ďurica, D., Namestnikov, J.G., Pagáč, P. & Roth, Z. 1986: Ložiská ropy a zemného plynu v strednej Európe. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 284.*

Ďurica, D., Namestnikov, J.G., Streľcova, T.V. & Dongarov, J.G. 1987: History of the Pannonian Basin and its margins in the Cenozoic. *Mineralia slov., 19, 385 - 400.*

Dzurovčin, L. 1989: Morfológia vulkanických telies v strednej časti Slanských vrchov. *Geogr. Čas., 41, 226 - 233.*

Dzurovčin, L. 1989: Reliéf vulkanického masívu Mošník v Slanských vrchoch. *In: Zbor. ref. z geogr. sem., Prešov, 7 - 11.*

Dzurovčin, L. 1990: Geomorfologická analýza strednej časti Slanských vrchov. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - archív GÚ SAV, Bratislava, 161.*

Dzurovčin, L. 1993a: Vznik a formovanie reliéfu Humenských vrchov. *Mineralia slov., 25, 183 - 192.*

Dzurovčin, L. 1993b: Reliéf Slanských vrchov, možnosti jeho využívania a ochrany. *Ochr. Prír., 12, 139 - 163.*

Fusán, O, Ibermajer, J. & Plančár, J. 1979: Neotectonic blocks of the West Carpathians. *In: Maheľ, M. (Ed.): Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Veda, Bratislava, 187 - 192.*

Gellert, J, 1955: Morphologische Probleme im Rumpftreppengebirge und Schichstufenland. *Wiss. Päd. Hochsch. 2, 65 - 80.*

Gofštejn, I.D. 1964: Neotektonika Karpat. *AN USSR, Kijev, 182.*

Gofštejn, I.D. 1985: O pedimentach v poľsko-slovackich i ukrajinskich Karpatach. *Geomorfologija, Nedra, 2, 70 - 77.*

Gofštejn, I.D. 1986: Ukrajinskije Karpaty. *In: (Kol.): Morfostruktura i morfoskulptura gor i obščije zakonomernosti strojenija reljefa SSSR. Nauka, Moskva.*

Gross, P., Köhler, E. & Samuel, O. 1984: Litostratigrafická klasifikácia vnútrokarpatského paleogénneho cyklu. *Geol. Práce, Spr., 81, 103 - 117.*

Horváth, F. & Royden, L. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basin: A Review: *Earth evolution Sci., Berlin, 3-4, 307 - 316.*

Jakál, J. 1983: Krasový reliéf a jeho význam v geomorfologickom obraze Západných Karpát. *Geogr. Čas., 35, 2, 160 - 183.*

Jermakov, N.P. 1948: K stratigrafii neogenovych otloženij sovetskogo Zakarpatia. *Trudy Lvov. Geol. Obšč., Sér. geol. 1.*

Kaličiak, M. et al. 1992: Geologická mapa severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny - 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava.*

Karniš, J. & Kvitkovič, J. 1970: Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. *SPN, Bratislava, 220.*

King, L. 1953: Canons of landscape evolution. *Bull. Geol. Soc. Amer., 64, 7, 721 - 752.*

Klimaszewski, M. 1981: Geomorfologia. *PAN, Warszava, 1067.*

Konečný, V., Lehotayová, R., Marková, M. & Vass, D. 1969: Relations between tectonic mobility of sedimentary basins and subsequent volcanism. *Geol. Práce, Spr., 48, 29 - 38.*

Konečný, V., Lexa, J. & Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *GÚDŠ, Bratislava, 203.*

Kováč, M., Marko, F. & Baráth, I. 1993: Štruktúrny a paleogeografický vývoj západného okraja centrálnych Západných Karpát v neogéne. *In: Rakús, M. a Vozár, J. (red.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 45 - 56.*

Král, V. 1970: K terminologii a problematice zarovnaných povrchů. *Acta Univ. Carol., Geògr., I, 3 - 14.*

Kraus, I. 1989: Kaolíny a kaolínové íly Západných Karpát. *GÚDŠ, Bratislava, 287.*

Kraus, I. & Hano, V. 1976: Genetická klasifikácia a vek ložísk minerálov kaolinitovej skupiny v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 8, 5, 431 - 446.*

Kraus, I. & Šamajová, E. 1978: Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém., Metalogen., 5, 29 - 82.*

Kvitkovič, J. 1961: Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a priľahlých oblastiach. *Geogr. Čas., 12, 3, 176 - 194.*

Kvitkovič, J. 1964: Concerning the basic geomorphological problems of the east Slovakian lowland. *Geogr. Čas., 15, 2, 143 - 159.*

Kvitkovič, J. 1965: La jeune tectonique et son reflet dans le relief sur Í exemple de Í arc volcanique de Vihorlat-Popričny et la plaine de Í Est. *Geogr. Polon. 9.*

Kvitkovič, J. 1968: Die geomorphologischen verhältnisse im Noteil des Ostslowakischen Tieflandes. *Wurzb. geogr. arb., 22, 3, 1 - 35.*

Kvitkovič, J. & Harman, M. 1962: Niekoľko poznámok o výskyte kôry zvetrávania a jej vzťahu k reliéfu v podhorí sopečného oblúka Vihorlat-Popričný. *Geogr. Čas., 13, 3, 213 - 228.*

Kvitkovič, J. & Plančár, J. 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinnej geologickej stavbe Západných Karpát. *Geogr. Čas., 27, 4, 309 - 325.*

Kvitkovič, J. & Plančár, J. 1979: Recent vertical movement tendenciens of the Earth crust in the West Carpathians. *In. Maheľ, M. (red.): Geodynamic investigations Czechoslovakia. Veda, Bratislava, 193 - 200.*

Kubíny, D. 1969: Hlbinné zlomy Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 47, 45 - 50.*

Leél-Össy, S. 1984: A Börszonyes a Cserhát domborzattipusai. *Foldr. Ertes., 33, 3, 207 - 218.*

Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M. & Hojstričová, V. 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónského regiónu v priestore a čase. *In: Rakús, M. a Vozár, J. (red.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, 57 - 70.*

Lukniš, M. 1962: Die Reliefentwicklung der Westkarpaten. *Wiss. Z. Mart. Luth. Un. Halle-Wittenberg Mathem.-Natur., 11, 10.*

Lukniš, M. 1964: Pozostatky starších povrchov zarovnávania v československých Karpatoch. *Geogr. Čas., 15, 3, 289 - 298.*

Lukniš, M. 1972: Relief. *In: (Kol.): Slovensko II Príroda. Obzor, Bratislava, 124 - 202.*

Mac, I. 1973: Les problems des piemonts sur le versant de Í ouest des montagnes Calimani-Gurghiu-Harghita. *Piemonturile, Bucuresti, 267 - 279.*

Maheľ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geol. Práce Spr., 47, 7 - 29.*

Maheľ, M. 1978: Gotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *GÚDŠ, Bratislava, 173.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky 1. *Veda, Bratislava, 503.*

Martone, E. 1907: Recherces sur Í évolution morphologique des Alpes de la Transylvanie (Carpates Meridionales). *Paris.*

Martone, E. 1922: Excursion géographiques de Í Institut de Í Université de Cluj, en 1921. *Lucr. Inst. Gogr. Univ., Cluj, I.*

Máška, M. & Zoubek, V. 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. *Academia, Praha, 245.*

Matějka, A. et al. 1961: Tektonický vývoj Československa. *Věst. Cs. Akad. Věd, Praha, 249.*

Mazúr, E. 1963: Žilinská kotlina. Geomorfológia a kvartér. *SAV, Bratislava, 184.*

Mazúr, E. 1964: Intermountain basins a characteristic element in the relief of Slovakia. *Geogr. Čas., 16, 2, 105 - 126.*

Mazúr, E. 1965: Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. *In: Mazúr, E. (red.): Geomorphological problems of Carpathians. SAV, Bratislava, 9 - 54.*

Mazúr, E. 1976: Morphostructural features of the West Carpathians. *Geogr. Čas., 28, 2, 101 - 111.*

Mazúr, E. 1979: Morfoštruktúry Západných Karpát a ich vývoj. *Acta Univ. Comen., Geogr., 17, 21 - 30.*

Mazúr, E. & Činčura, J. 1975: Poverchnosti vyravnivanija Zapadnych Karpat. *Stud. geomorphol. carpatho-balcanica (Kraków), IX, 27 - 36.*

Maxon, J.M. & Anderson, G.H. 1935: Terminology of surface forms of the erosion cycle. *J. Geol., 43, 88 - 96.*

McGee, J.W. 1897: Sheetflood erosion. *Bull. Geol. Soc. Amer., 8, 87 - 112.*

Mihailescu, V. & Niculescu, G. 1967: Les surfaces d aplanissement dans les Carpates Roumaines. *Stud. geomorphol. carpatho-balcanica (Kraków), I, 1 - 12.*

Mišev, K. & Popov, V. 1965: Gomorphologic development of sreden Predbalkan highland during Neogene period. *In: Mazúr, E. (Ed.): Geomorphological problems of the Carpathians. SAV, Bratislava, 235 - 251.*

Morariu, T. 1937: Viata pastorala in Muntii Rodnei. Bucuresti, Morariu, T. 1964: Metódy geomorfologického výskumu použité v rumunských Karpatoch. *Geogr. Čas., 15, 3, 233 - 244.*

Nemčok, M., Hók, J., Kováč, P., Marko, F., Madarás, J. & Bezák, V. 1993: Tektonika Západných Karpát v terciéri. *In: Rakús, M. a Vozár, J. (red.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, 263 - 268.*

Ondrášik, R. 1970: Inžiniersko-geologický výskum v kôre zvetrávania na Slovensku. *Manuskript - archív PFUK Bratislava.*

Pécsi, M. 1965: Upper Pliocene post Pannonian pediments in the middle mountains of Hungary. *In: Mazúr, E. (red.): Geomorphological problems of Carpathians. SAV, Bratislava, 199 - 220.*

Penck, W. 1924: Die morphologische Analyse. *Stuttgart, 355.*

Pinczés, Z. 1969: Tertiary surfaces of the Tokaj (Zemplén) mountains. *Stud. geomorphol. carpatho-balcanica (Kraków), III, 3 - 16.*

Pinczés, Z. 1970; Planated surfaces and pediments of the Bükk Mountains. *In: Pécsi, M. (red.): Problems of relief planation. Akad. Kiádó, Budapest, 55 - 64.*

Piotrovskaja, T. J. 1960: K voprosu o četvertičnym vulkanizme v Vigorlatsko-Gutinskoj vulkanogennoj grjade. *Trudy lab. vulk. AN SSSR.*

Planderová, E. 1986: Biostratigrafické zhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia. *Geol. Práce Spr., 84, 113 - 118.*

Pop, G. 1957: Contributiuni la stabilirca virstei si a sonditiilor morfoclimatic in geneza suprafetei de eroziune Marisel din Muntii Gilau Muntele Mare. *Stud. Cerc. Geol. Geogr., VIII, 3 - 4.*

Posea, G. 1963: Tara Lapusului. *Bucuresti.*

Ramsay, A. 1846: On the denudation of South Wales. *Geol. Surv. Great Brit., 1, 797 - 335.*

Richthofen, F.V. 1886: Führer für Forschungsreisende. *Hannover, 734.*

Roth, Z. 1986: Kinematic model of the tectonic development of the Carpathians and Alps in Cenozoic times. *Čas. Mineral. Geol., 31, 1, 1 - 15.*

Samuel, O. 1980: Chronostratigrafická a synoptická tabuľka. *GÚDŠ, Bratislava.*

Savu, A. 1963: Podisul somesau. *Stud. geom. Cluj.*

Sawicki, L. 1909: Z fizjografii Karpat Zachodnich. *Arch. Nauk. Lwov.*

Seefeldner, E. 1973: Zur Frage der Korrelation der Kalkalpinen Hochfluren mit den Altformenresten der Zentral Alpen. *Mitt. Österr. geogr. Gesell., 115, 106 - 123.*

Schreiber, W.E. 1975: Vulkanmophologische Aspekte der Hargita Gebirges. *Rev. roum. Géogr., 19, 2.*

Spiridonov, A.N. 1952: Dnudacionnyje i akumulativnyj poverchnosti južnogo sklona Ukrajinskich Karpat. *B.M.O.I.P., Geol., XXVII.*

Starkel, L. 1965: Evolution of the Upper San Basin during the Neogene. In: Mazúr, E. (red.): Geomorphological problems of Carpathians. *SAV, Bratislava, 127 - 180.*

Starkel, L. 1969: The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations. *Stud. geomorphol. carpatho-balcanica (Kraków), III, 33 - 44.*

Starkel, L. 1975: Soobščenie o sovremennom sostojanii isledovanij razvitja poverchnostej viravnivanija v Poľskich Karpatach. *Stud. geomorphol. carpatho-balcanica (Kraków), IX, 75 - 81.*

Stegena, L. 1975: Plattentektonik, Tethys und das Ungarische Becken. *In: Maheľ, M. (red.): Tectonic Problems of the Alpine System. Veda, Bratislava, 87 - 108.*

Stevanovič, P. M. 1951: Pontisch Stufe in engeren Sinne Ober Congerienschichten in Serbien und angrenzenden Gebieten. *Serb. Akad. Wiss., 1 - 187.*

Stille, H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpathen. *Beih. Jb. Geol. Landesanst. Hannover.*

Székely, A. 1969: Possible origin of surfaces of planation in Tertiary volcanic mountains, by taking as example the Intracarpathian volcanic belt. *Stud. geomorphol. carpatho- balcanica (Kraków), III, 17 - 28.*

Székely, A. 1970: Land forms of the Mátra mountains and their evolution with special regard to surfaces of planation. *In: Pécsi, M. (Ed): Problems of relief planation. Akademiai Kiadó, Budapest, 41 - 54.*

Székely, A. 1971: Das system dr Einebenungsflächentypen anhand ungarländischen Beispielen. *Ann. Univ. Sc. Bud. Rol. Eötv. nom. Geograph., VII, 29 - 38.*

Székely, A. 1977: Die verschiedenen Einebenungflächen des Mátra-Gebirges. *Würzb. geogr. Arb., 45, 155 - 175.*

Székely, A. 1982: Vergleichende vulkanische Mittelgebirgsforschung in Ungarn. Ein Beitrag zur morphostrukturellen Gliederung. Ung. Deutsch. *Stud. Sprach. Kult. Geogr., Gesich., Hamburg, 207 - 238.*

Šucha, V., Vass, D. & Macíková, M. 1993: Illitizácia smektitu indikátor diagenetických premien v neogénnych sedimentoch podunajskej panvy. *In: Rakús, M. a Vozár, J. (red.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, 219 - 226.*

Švagrovský, J. 1956: Neogén širokého okolia Košíc. *Geol. Práce Zpr., 9, 84 - 102.*

Vass, D. 1976: Molasové panvy a globálno-tektonický model Karpát. *Zbor. ref. ved. konf.: Československá geológia a globálna tektonika, Smolenice, 1976.*

Vass, D., Konečný, V. & Šefara, J. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *GÚDŠ, Bratislava, 1 - 227.*

Vass, D. & Kraus, I. 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskému súvrstviu. *Mineralia slov., 17, 5. 435 - 440.*

Vass, D., Elečko, M. et al. 1989: Geológia Rimavskej kotliny. *GÚDŠ, Bratislava, 1 - 162.*

Vass, D., Elečko, M. et al. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. *GÚDŠ, Bratislava, 1 - 196.*

Vass, D., Hók, J., Kováč, P. & Elečko, M. 1993: Prínos napäťových analýz pre terciérny tektonický model južného Slovenska. *In: Rakús, M. a Vozár, J. (red.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, 279 - 286.*

Wayland, J.E. 1933: Peneplain and some other erosional platforms. *Geol. Surv. Dep., 1, 74, 376 - 377.*

Zuchiewicz, W. 1984: Ewolucja pogladow na geneze i wiek karpackich powierzchni zrównania. *Przegl. geol., 8 - 9, 468 - 477.*

Contribution to the identification of the processes and progress of the planation in the Slovak Carpathians: their relation to the neotectonic phases and paleogeographical evolution in the Paratethys

Two primary concepts analysing the progress of planation in Western Carpatians, originated in Slovakian geomorphology in recent decades. The first has been presented by Lukniš (Lukniš, 1962, 1964, 1972), who in the contemporary relief of the Slovak West Carpathians distinguished the Pre-Eocene surfaces, Helvetian-Tortonian surfaces, Foothil tuff-aglomerates table, Over-Pliocene level and glacis. The second presents Mazúr (Mazúr, 1963, 1964, 1965; Mazúr and Činčura, 1975), who defined the system of three levels - High, Middle and River level, in the area of the Western Carpathians. Jakál (1983) investigated levelled surfaces in the karst region of Slovakia, and described the Karst marginal plain (Fig. 1).

Leveled surfaces of Slovak Carpathians - their relation to the Neogene rocks and litology complexes

The single generation of levelled surfaces is divided on the basis of their absolute and relative heighs. The dates on their age were drawn from the knowledge acquired during the geological mapping of Slovakia in the scale 1:200 000. Much knowledge on the stratigraphy and paleogeography, above all of the Neogene in Slovakia, has been altered (Fig. 2) by the new methods and theories introducted to geology in recent years, but especialy by the detailed geological investigation occuring in Slovakia. This knowledge forced us to revise the methods used to date the levelled surfaces, and to answer many controversial points. As a proof of dates for the Neogene levelled surfaces the Western Carpathians provided the following facts:

a) The well-known age of volcanites of the Middle Slovakian region, transformed by the planation processes, served as a proof of Pannonian age of the Middle level. The new knowledge refers to the fact that volcanic activity on the territory occurred predominantly before the Atic phase. In the Badenian and lower Sarmatian came the planation of the products of volcanism (Konečný et al., 1969; Bagdasarjan et al., 1970). On these levelled surfaces were placed volcanic formations of the younger eruptive phases. These have been conserved in the form of volcanic cones, and in smaller volcanic bodies. Their age is Middle Sarmatian to Panonian (Konečný et al., 1983; Bacsó 1986; Kaličiak et al., 1992).

b) The cut Post-Panonian gravel formations serve as a proof of the Upper-Pliocene age of the river level. The contemporary classification of the Košice and Banská Bystrica gravel formations is practically unchanged, and their upper parts are dated to the Pliocene. The Poltar gravel formations are tabled to the Pontian (Planderová, 1986), on the basis of new stratigraphic investigations

c) The well-known age of weathered crusts served as a proof of the date of Initial and Middle level. Two phases of kaolinization - Upper Miocene and Pliocene (Kraus and Hano, 1976) were indicated on the granitic and volcanic rocks of Slovakia, in the course of the Neogene. The first occurred in the Sarmatian and Pannonian. The kaolinic crust, which on the andesites and ryolites from Badenian and Middle Sarmatian indicated this lower boundary. The remainder of the youngest kaolinization phases gave rise to kaoline clays with highly unorganised structures fire clay. The total height of kaoline crust does not exceed 5 metres, related to a few favourable climatic conditions, but with a relatively shorter temporal interval, during which it was formed. Its origin is dated in Pontian to Romanian.

d) Correlation sediments of planational processes, which were accumulated in the Neogene layers, served as a proof the age of the Initial surface, High and Middle level. The correlation sediments created, first of all, the redeposited crusts of weathering, accumulated in the northern area of Paratethys. The specific mineral association is characteristic for the single Neogene stages. From the Carpathians was observed the 25 % presence of kaolines. Mineral association of Badenian by now contained 30 - 40 % kaolines, and lower Sarmatian up to 42 % kaolines. In the middle and upper Sarmatian there was stepped up volcanic activity, which resulted in the origin of clays with a preponderance of montmorillonites (smektites). The fire clay created with highly unorganised structure of kaoline minerals, classified as Romanian, are on the overlay of Panonian sediments (Kraus and Šamajová, 1978).

The forming of levelled surfaces in the dependence from the tectonic and paleogeographic evolution of region

The tectonic evolution of the region is a result of the Alpine cycle. Within the framevork of this is distinguished the tectonic folding-blocks of the Paleoalpine and Mezoalpine stages which originated of the bulky nappes, the megaanticlinale upwarp and megasynclinale downwarp, and fault tectonics of the neoalpine stage.

The levelled surfaces in the Carpathians was formed first of all on the ridges of the pre-Eocene rocks, but cut too were the volcanites and the rock of Neogene molase, that sedimentated in the sea or limnic basins. The contact between Carpathian and Pannonian basin were frequently created at identical altitudes with fluent passage from the hills to the foothills. The subsidence areas of the Pannonian basin are buried below the layers of Neogene and Quaternary sediments.

The paleogeographic pictures of Paratethys evolution and its borders may by divided into serveal stages that are characterised by the specific tectonic relations influencing sea transgression or regression. The emerged parts were transformed by the geomorphological processes that gradually destroyed the exposed parts of continents. The products of denudation were deposited as correlations sediments in the sea and limnic basins.

- Before the Eocene there existed in the area of the Pannonian Basin extensive dry land (Ďurica et al., 1987), that too was a component of the consolidated areas in the Central Carpathians. North from the continent extended the flysch sea.

- From the Eocene till Oligocene came the transgresion of the flysch sea. The shallow flysch sea flooded the sinking areas of the Central Carpathians. In the late Oligocene came the regresion of the sea.

- In the early Miocene (Savic orogene phase) came the folding of the flysch trough and the new transgression in the West Paratethys.

- In the Badenian (Styirian orogene phase) came the revival of tectonic movements, morphological individualization of the West Carpathians and the intense sinking of the Pannonian Basin. The intermountain basins and subsequent erosion-denudation valleys filled often by the sea and limnic sediments, and were formed in the Inner Carpathians in the tectonic but also volcanic morpostructures.

- The upper Badenian, Sarmatian and Pannonian were characterised by the calming of tectonic movements, and by the advanced levelling of West Carpathian surfaces. On the contact of the Carpathians with the Pannonian Basin came extensive volcanism, represented by the andesite stratovolcanoes and volcanic domes. The exit of volcanism was compensated by the intensive sinking and origination of the Danube and Trancarpathians marginal depressions (Čech, 1988). The weatherings processes on the granites and volcanic rocks culminated in the medium humid to humid climate of Sarmatian and Pannonian. Its redeposited equivalents were raised in the forms of kaoline and montmorillonite (smektite) sediments.

- The end of the Panonian was characterised by the uplifting of the Carpathians in the Atic orogene phase, by their megaanticlinale-shaped form (Mazúr, 1964), by the structural rebuilding of the tectonic plane of the Pannonian Basin, and by the shifting of tectonic activity from the margin of basin to its centre.

- In the Pontian stage came the calming of tectonic activity in the Western Carpathians. In the Pannonian basin area began the bed accumulation (Ďurica et al., 1987), manifested in the southern Carpathian intermountain basins. Pontian is opposite to the Pannonian which characterized with lowering of temperatures and still hight humidity (Činčura, 1970). In this climate was formed, at the levelled relief a few thick layers of the unorganised kaoline fire clay (Kraus, 1989).

- Lower Pliocene (Dacian) was characterized by a new wave of tectonic mobility (Rhodanian phase).

- In the Upper Pliocene (Romanian) came the calming of tectonic movements of the Rhodanian phase, and the vertical cutting was substituted with lateral cutting. The erosion base created the Sea level, to be found in the southern part of the Pannonian Basin. The result of erosional processes was pediment taken to the local erosion base.

- Pleistocene is characterised by a new wave of tectonic activity and by the start of a cold climate. The river terraces were formed. In the sinking areas of lowlands was substituted terraces evolved by super-position evolution. On the southern part of the Carpathians were formed the footplains glacis, by the slope processes in periglacial climate.

Levelled surfaces of Slovak Carpathians, their relation to the numbers and ages of levelled surfaces in the surrounding territories

The levelled processes found in the stable times of regional evolution the relatively extensive spaces. We may therefore presume, that levelled surfaces of like genesis and age stand out on the whole periphery of the Pannonian Basin, respectively in the other regions with identical geomorphological evolution (Fig. 4). The system of three levelled surfaces of equivalent age is described in the Hungarian Middlemountains, eastern Alps, and in the Polish and Ukrainian parts of the Carpathians.

The temporal evolution and the processes of levelling in the region of the Slovak Carpathians

The levelled surfaces in Western Carpathians are exposed in the top parts of single morphostructures, as outliers on the levelled surfaces of large dimension, in a small degree at the slopes, respectively and as footplains at the borders of the Carpathians. The stages of stable regional development were created by the processes of abrasion, accumulation, weatherings, and by the resulting pedimentation. From the heterogenous milieu, the levelled surfaces of identical stages of regional development were formed by the cooperation of multiple processes: in the Sea and limnic milieu by accumulation, on their borders by abrasion, at the continent by pedimentation and peneplanation. In the Neoalpine development of the Slovak Carpathians we may distinguish two phases of continental evolution - the After-Laramide and the Neotectonic. In these phases the geomorphological processes would have applied. In that context existed more stages of stable regional development that the leveled surfaces could have created. They are the stages of relative tectonic stability between the Laramide and Pyreneyan orogenous phase (Fig. 5), between Styrian and Attic, Attic and Rhodanian, and between the Rhodanian and Valachian orogenous phase (Fig. 6). The single stages of stable regional development are characteristic of the specific levelled surface. In the context of single stages were distinguished the following levelled surfaces that are partially equivalent to the levelled surfaces of the older authors.

- Pre-Eocene surfaces. It is the result of Paleocene stages of tectonic stability. Along the northern and southern borders of Slovenské Rudohorie Mts. it is preserved, in the altitudes 800 - 400 - 200 metres. The surface is subhorizontal. On the planed areas are islets of basal conglomerates from the Eocene, quartz crystals which made their residues, and terra calcis too. The surface is partially tectonically deformed, and in the contemporaneous exhumated bottom of the Eocene.

- Plain level. It is the result of Badenian-Pannonian stages of tectonic stability. On plains in the upper parts of the Central Carpathians are mirrored in the forms of flat tops in the External Carpathians. Occurring in the altitudes from 300 metres in the South (Krupinská planina), 800 - 1000 metres in the Central Carpathians (Slovenské stredohorie and Slovenské rudohorie Mts.), and 1400 - 2000 metres of the North (Low and Hight Tatras). The surface is polygenetic, created at the ridge rocks of the Paleozoic, Mesozoic and Paleogene, but also at the Neogene sedimentary rocks. In the South planational procceses are cutting

the oldest neovolcanic rocks. All are covered by the youngest volcanic formations. On the base level they are partially conserved by the montmorillonit-kaoline crust of weatherings, which also occur between lava layers.

- Slope level. It is the result of the Pontian stages of tectonic stability. The level appears in the form of narrov strips at the slopes of single morphostructures, from 300 to 800 metres in altitude, respectively at the pediment plains at the south borders of the Carpathians. The relative altitudes at the slope levels and the rivers are 200 or more metres. In the karst regions it is found about 60 metres under the Plain level. The result of weathering is unorganised kaoline fire clay, deposits above all in the sourrounding depresion.

- River level. It is the result of the Upper-Pliocene stage tectonic stability. In form the strips appear allong all the bigger Carpathian rivers, with relative altitudes 70 to 150 metres. Absolute altitudes are, in the South about 150 metres and, in the North, about 900 metres. They are often destroyed by lates tectonic movements. They are sunken and buried under the quaternary deposits on the southern parts of the Western Carpathians, but also in the Turiec and Orava Basins. They are locally covered by the thin crust of weatherings.

- Glacis. It is the result of slope processes (above all solifluction process) in the periglacial climate of the oldest Pleistocene. At the southern borders of the Carpathians it was formed, and cut down the little-resisting sediments of Neogene molase. It is covered by the solid products of weathering processes and by proluvial deposits.

Mineralia slovaca, 26 (1994), 144 - 148

Svahové deformácie Abovskej pahorkatiny (východné Slovensko)

ĽUBOMÍR PETRO

Geologický ústav D. Štúra, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 30. 12. 1993)

Slope deformations in the Abovská pahorkatina upland (Eastern Slovakia)

In the area of Abovská pahorkatina upland which is mostly built by Neogene and Quaternary sediments there are favourable conditions for the slope deformations - origin of landslides and their development. The whole area of landslides represents nearly 13 % of the studied upland. The map of the land susceptibility to landsliding was prepared on the basis of conditions of the landslides origin and development as well as the main landslipping factors evaluation. This type of map can help the local authorities in land-use planning and in protection of the environment.

Key words: slope deformations (landslides), Abovská pahorkatina upland, map of the land susceptibility to landsliding

Úvod

Svahové deformácie sú jedným z najdôležitejších geologických faktorov životného prostredia, a to nielen z inžinierskogeologického hľadiska. Podľa Matulu a Ondrášika (1990) majú prevažne charakter tzv. geobariér, t. j. tvoria prekážku výstavby inžinierskych diel, ohrozujú už existujúce diela, znehodnocujú poľnohospodársku pôdu alebo sťažujú jej využívanie a pod. Poznanie ich rozšírenia, zákonitostí vzniku a vývoja, príp. rôznych parametrov umožňuje predchádzať mnohým rizikám pri využívaní zosuvných území, resp. toto využívanie racionalizovať.

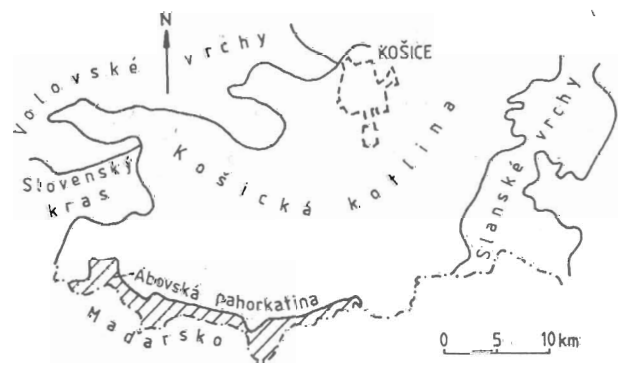
Jedným z území Slovenska vyznačujúcim sa hojným výskytom svahových deformácií je aj oblasť Abovskej pahorkatiny (obr. 1). Svahové deformácie sa tu študovali v súvislosti s ich prebiehajúcou registráciou (Petro in Modlitba et al., 1987; Petro in Modlitba a Petro, 1990), ako aj so zostavovaním základných geologických máp 1:25 000 (Petro in Pristaš et al., 1987; in Janočko et al., 1989, 1991). Vplyv svahových deformácií na vhodnosť zakladania skládok odpadu v tejto oblasti zhodnotil Petro et al. (1993).

Geologicko-geomorfologické pomery

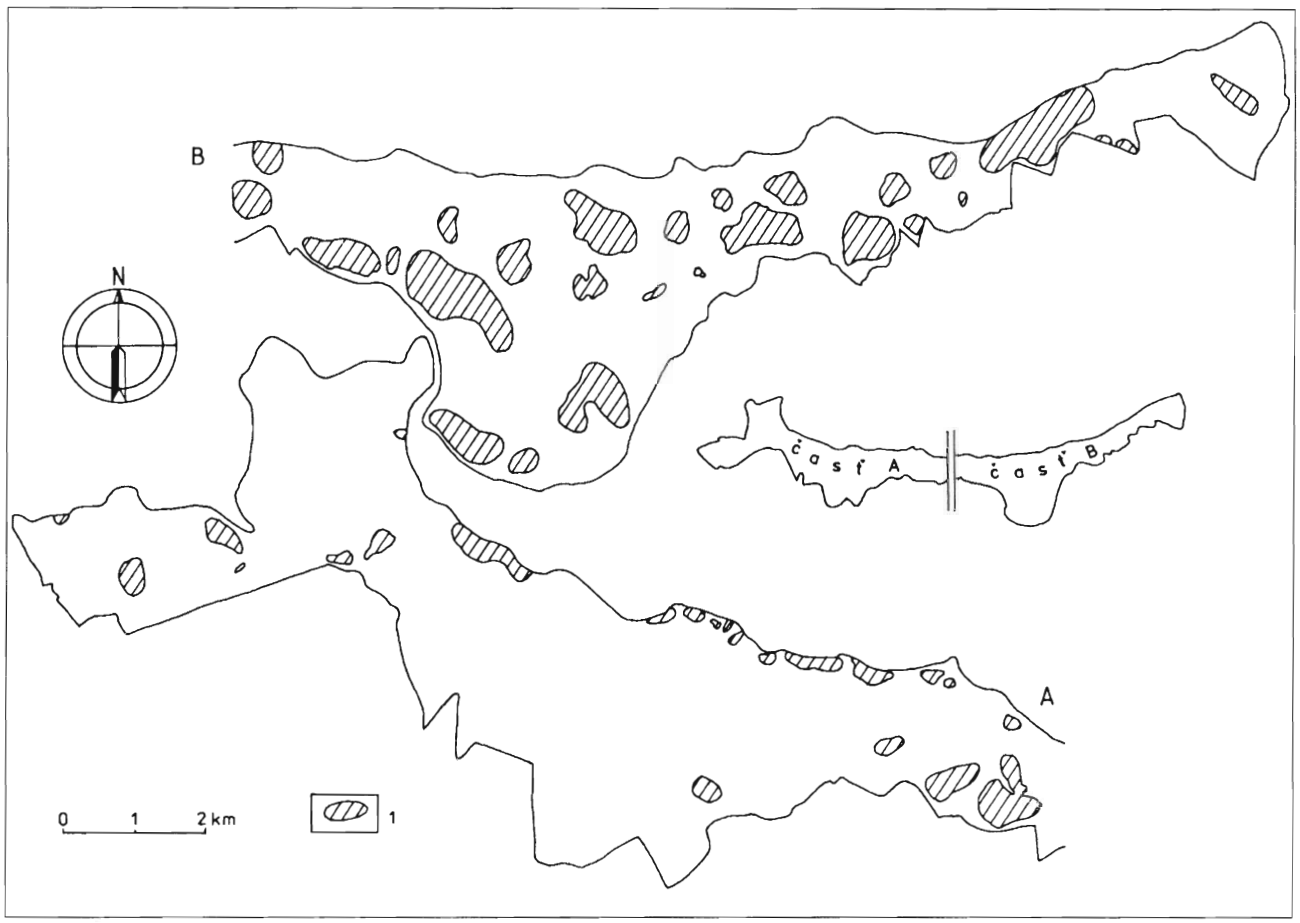
V zmysle geomorfologického členenia Mazúra et al. (1986) Abovská pahorkatina tvorí východnú časť Bodvianskej pahorkatiny, ktorá leží na J a JZ od Košíc na hraniciach s Maďarskou republikou (obr. 1). Jej severné ohraničenie voči Košickej rovine je tektonické. Typickým znakom mierne modelovaného erózno-denudačného reliéfu pahorkatiny je častý výskyt lineárnych eróznych foriem - eróznych rýh a výmolov. Rokliny sa vyskytujú len ojedinele (napr. v okolí Perína). Reliéf zvýrazňujú pomerne početné svahové deformácie typu zosuvov (obr. 2). Priemerná sklonitosť svahov je 2 - 6°. Relatívne výškové rozdiely dosahujú 100 - 120 m a energia reliéfu je nízka.

Abovskú pahorkatinu odvodňuje rieka Bodva, resp. jej ľavostranné prítoky, medzi ktorými dominuje potok Ida. Priemerný ročný úhrn zrážok (za obdobie rokov 1951 - 1980 zo stanice Moldava nad Bodvou) je 655 mm.

Podľa Pristaša et al. (1987) a Kaličiaka et al. (1992) sa na geologickej stavbe územia zúčastňujú hlavne sedimenty kvartéru a neogénu, ojedinele aj horniny predterciérnych útvarov. Z kvartérnych hornín sú plošne najrozšírenejšie deluviálne, v menšej miere proluviálne a fluviálne ílovité a štrkovité sedimenty. Ich hrúbka dosahuje spravidla



Obr. 1. Geomorfologická pozícia študovaného územia (v zmysle Mazúra et al., 1986).
Fig. 1. Location of the area studied with marked morphological units (after Mazúr et al., 1986).



Obr. 2. Schematická mapa výskytu svahových deformácií - zosuvov v Abovskej pahorkatine. 1 - plošné ohraničenie svahovej deformácie (zosuvu).
Fig. 2. Schematic map of slope deformations (landslides) occurrence in the Abovská pahorkatina upland. 1 - areal extent of slope deformation (landslide).

1 - 5 m, redšie 5 - 10 m. Z litologického aspektu možno neogénne sedimenty zaradiť medzi ílovito-prachovité a štrkovito-piesčité typy. Karoli (in Kaličiak et al., 1992) ich zaradil do sečovského súvrstvia (panón). Iní autori, napr. Elečko (in Pristaš et al., 1987) alebo Hodermarská, Varga a Mihalič (1987) na základe pozície litologických zhodností a prítomnosti kaolinitu, resp. podľa sedimentologických znakov a litostratigrafického vývoja korelujú tieto sedimenty s poľárskym súvrstvím (pont). Ide o fluviálno-limnické, resp. deltové sedimenty. Posledné sedimentologické výskumy hruboklastických sedimentov sečovského súvrstvia v moldavskej depresii (Janočko a Šoltésová, in press) potvrdili ich pôvodné depozičné prostredie ako prostredie kužeľovej delty.

Predterciérne horniny sú na území zastúpené rudimentárnymi povrchovými výskytmi vápenca, ílovitej bridlice a dolomitu (okolie Žarnova a Chorvát), zaradených do rudabánskej sekvencie turnaika, resp. do silického príkrovu (Mello et al., 1992).

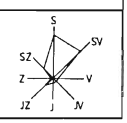
Z tektonických disjunktívnych porúch relevantných z hľadiska vzniku a vývoja svahových porúch treba spomenúť tie, ktoré boli aktívne v kvartéri. Podľa Janočka (1990) sú to zlomy ohraničujúce Abovskú pahorkatinu na S, Z a V voči sedimentom Košickej roviny. Pozdĺž nich bola pahorkatina vyzdvihovaná. Svedčí o tom napr. 40 m výškový rozdiel medzi günzskou (východný okraj územia) a mindelskou terasou Hornádu.

Charakteristika svahových deformácií

Terénnym mapovaním v mierke 1:10 000 sa v oblasti Abovskej pahorkatiny zistilo dovedna 53 svahových deformácií rozličného tvaru, stupňa aktivity a hrúbky. Podľa klasifikácie svahových pohybov Nemčoka et al. (1974) majú všetky charakter zosuvov a patria do skupiny zosúvania. Ich celková plocha je 9 km^2, čo v porovnaní s plochou hodnoteného územia 70 km^2 predstavuje takmer 13 % (obr. 2). Prehľad morfometrických a niektorých ďalších parametrov zosuvov je na obr. 3. Je zrejmé, že dominujú stabilizované a potenciálne plošné, stredne hlboké až plytké zosuvy s miernym sklonom. Mierne prevládajú zosuvy so suchým povrchom. Dominantnou je severná a severovýchodná expozícia. Typickým znakom väčšiny zosuvov je vysoký stupeň modelácie ich pôvodne členitého povrchu svahovými procesmi vyvolanými prírodnými (napr. eróziou, denudáciou) i antropogénnymi (napr. poľnohospodárskou činnosťou, odlesňovaním) činiteľmi. Šmykové plochy väčšiny zosuvov majú rotačno-planárny,

Parameter SD		X_{min}	X_{max}	$\bar{X}$ [N = 53]	Hodnotenie SD
Dĺžka [m]		123	900	367	Priemerná plocha SD: 0,2 km^2
Šírka [m]		65	2000	594	
Hrúbka (odhadnutá) [m]		4	13	6,6	plytké a stredne hlboké SD
Sklonitosť [o]		5	20	7,75	SD s miernym sklonom
Rozdiel výšok [m]		14	80	43,5	SD s malým a stredným prevýšením
Výška odlučnej steny [m]		1	5	2,6	-
Výška čela [m]		0	3	1,4	SD s plochým čelom
Aktivita	počet zosuvov	aktívne	potenciálne	stabilizované	
		3	22	28	-
Tvar		plošný	frontálny	prúdový	Prevládajú SD plošného typu s nevýraznou morfológiou
		46	5	2	
Intenzita porušenia		silná	zreteľná	nepatrná	
		9	32	12	
Stav povrchu		suchý	zamokrený		-
		33	20		

Expozícia [počet zosuvov]	S	SV	SZ	JZ	JV	J	V	Z
	19	16	6	5	2	2	2	1



Obr. 3. Morfometrické a niektoré iné parametre svahových deformácií (SD) Abovskej pahorkatiny.
Fig. 3. Morphometric and some others parameters of slope deformations in the Abovská pahorkatina upland.

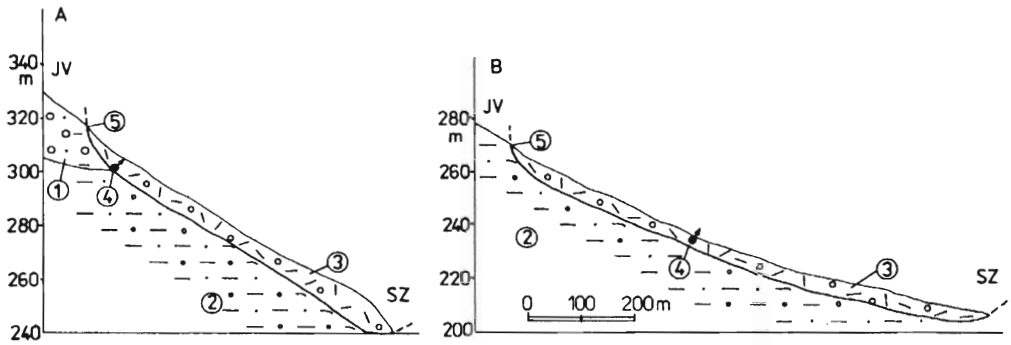
t. j. zložený tvar a prebiehajú spravidla zvetranou časťou neogénnych sedimentov, resp. na rozhraní kvartér - neogén. Ploché čelá a malá výška odlučných stien často sťažujú identifikáciu zosuvov v teréne.

Podmienky vzniku a vývoja svahových deformácií a ich hlavné faktory

Vznikom a vývojom zosuvov, resp. ich hlavnými faktormi v oblasti Abovskej pahorkatiny sa zaoberalo málo autorov. V súvislosti s plánovanou výstavbou štátnej cesty Rešica - Janík (západná časť územia) v dĺžke asi 5 km sa pokúsil Jánoš et al. (1985) analyzovať podmienky vzniku zosuvov a ich hlavné faktory na základe realizovaných technických (vrty a šachtice) a laboratórnych (analýza vzoriek zeminy) prác. Komplexné zhodnotenie sťažovala absencia vhodných geologických máp, ako aj nedostatok údajov o inžinierskogeologických vlastnostiach najmä neogénnych sedimentov. Základné geologické mapy 1:25 000 zostavené v posledných rokoch (Pristaš et al., 1987; Janočko et al., 1989, 1991) vytvorili vhodný podklad na hodnotenie zosuvov. Okrem rozšírenia genetickolitologických typov kvartérnych a neogénnych hornín, ich úložných pomerov či hrúbky sa podrobnejšie zhodnotili aj hydrogeologické pomery územia. Nedostatok údajov o inžinierskogeologických vlastnostiach najmä neogénnych sedimentov Abovskej pahorkatiny bolo možno eliminovať údajmi získanými pri zostavovaní inžinierskogeologickej mapy 1:10 000 z oblasti Moldavy nad Bodvou (Petro et al., 1992). V rámci nej Polaščinová štatisticky zhodnotila obidve hlavné litofácie (v zmysle Karoliho in Kaličiak et al., 1992) sečovského súvrstvia v oblasti Toryskej pahorkatiny ležiacej na S od skúmaného územia. Vzhľadom na preukázanú rovnakú genézu a litológiu neogénnych sedimentov Abovskej a Toryskej pahorkatiny možno predpokladať aj veľmi podobné inžinierskogeologické vlastnosti týchto hornín. Obdobný analogický princíp možno použiť aj pri deluviálnych sedimentoch.

Po analýze uvedených faktov možno konštatovať, že sa v Abovskej pahorkatine v kvartéri vytvorili priaznivé geologické, hydrogeologické a geomorfologické podmienky na vznik a vývoj zosuvov. Zosuvy sa vyskytujú na svahoch budovaných ílovito-prachovitými sedimentmi s nepravidelnými polohami piesku a štrku, ako aj štrkovitými sedimentmi s polohami piesku a ílu (vrcholové časti územia) s pokrývkou deluviálnych ílovitých zemín s premenlivým obsahom štrku aj bez nej. Prakticky všetky zosuvy územia možno zaradiť do dvoch hlavných zosuvných štruktúr (obr. 4). Pri obidvoch hrá dôležitú úlohu podzemná voda. V prvom prípade presakuje z nadložných štrkovitých sedimentov v oblasti odlučnej steny a dostáva sa do telesa zosuvu (na svah), v druhom je zdrojom vody alebo prameň viažuci sa na detritickú polohu v ílovitých sedimentoch, alebo sa voda dostáva do telesa zosuvu presakovaním z povrchu cez kvartérne sedimenty, resp. pozdĺž šmykovej plochy. Podzemná voda zhoršuje aj tak nepriaznivé vlastnosti neogénnych ílov a má vztlakový účinok.

Vzhľadom na to, že pri väčšine zosuvov prebieha predpokladaná šmyková plocha zvetranou časťou neogénnych sedimentov, resp. na rozhraní neogén - kvartér (t. j. po povrchu podložných hornín), vystupujú do popredia hlavne inžinierskogeologické vlastnosti neogénnych sedimentov. Na ich značnú premenlivosť súvisiacu s litologickou pestrosťou upozornila Polaščinová (in Petro et al., 1992). V zmysle ČSN 73 1001 (1987) ide o jemnozrnnú zeminu triedy F6 (CI), F8 (CH, CV), F2 (CG) a F4 (CS) strednej a vysokej plasticity, tuhej a pevnej konzistencie, resp. štrkovitú zeminu triedy G4 a G5 (GM-GC a GC). Pre ílovité zeminy uvádza autorka miestne hodnoty totálneho uhla vnútorného trenia a totálnej súdržnosti pre tuhú (N = 15) a pevnú (N = 9) konzistenciu φ_u = 2,4 - 8,0° a c_u = 0,027 - 0,094 MPa, resp. φ_u = 5,1 - 13,2° a c_u = 0,04 - 0,096 MPa. Z okolia Rešice uvádza Jánoš et al. (1985) pre rovnaké sedimenty hodnotu reziduál-



Obr. 4. Inžinierskogeologické pozdĺžne rezy svahmi reprezentujúcimi dve hlavné zosuvné štruktúry v Abovskej pahorkatine. 1 - štrk s polohami piesku a piesčitého ílu, 2 - íl s polohami a šošovkami štrku a piesku (sečovské súvrstvie, panón), 3 - ílovité a štrkovito-ílovité deluviálne sedimenty v telese zosuvu (kvartér), 4 - prameň, 5 - šmyková plocha zosuvu.

Fig. 4. Engineering geological lenghtwise sections through slopes represented two main sliding structures in the Abovská pahorkatina upland. 1 - gravels with sands and sandy clayey layers, 2 - clays with gravels and sands layers or small lenticular bodies (Sečovce Fm., Pannonian), 3 - clayey deluvial sediments with gravel content in landslide body (Quaternary), 4 - spring, 5 - slip surface of landslide.

nych šmykových parametrov φ_{rez} = 6 - 10° a c_{rez} = 0,0 MPa. Tieto hodnoty vcelku korešpondujú so sklonitosťou svahov postihnutých zosúvaním (obr. 3). Sklonitosť niektorých zosunutých svahov je len 5°. Pri takýchto zosuvoch možno predpokladať mäkkú konzistenciu ílu v oblasti priebehu šmykovej plochy.

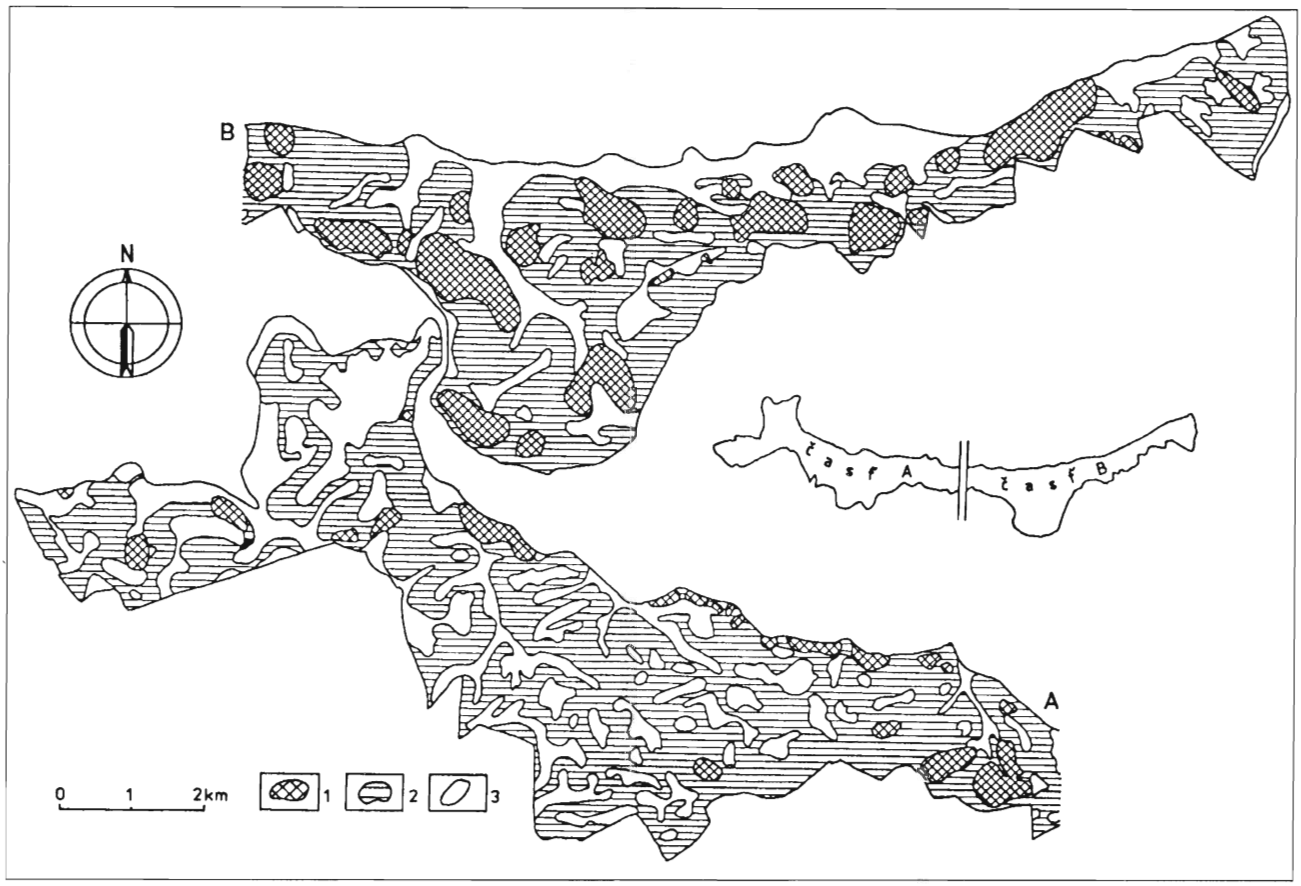
V súlade s uvedenými zisteniami možno medzi hlavné prírodné faktory zosúvania v Abovskej pahorkatine zaradiť zmenu sklonitosti svahu a nasledujúce porušenie stability vyvolané hĺbkovou alebo bočnou eróziou tokov (napr. v okolí eróznych rýh, nárazových brehov potokov), resp. vyzdvihovaním územia pozdĺž už uvedených neotektonických porúch v kvartéri. Ďalším faktorom je priťažovanie svahov rozvoľneným horninovým materiálom pôsobením gravitácie a plošnej erózie (splachy), resp. nepriaznivé účinky podzemnej vody, ako je vztlak a zmena vlastností ílovitej zeminy. Medzi najdôležitejšie antropogénne faktory zosúvania patria zmeny sklonitosti v dôsledku podkopania päty svahu (napr. na JV od Žarnova), resp. prevlhčenie svahu v dôsledku odlesnenia (napr. na J od Chorvát) či poľnohospodárskej činnosti.

Možnosti využitia územia

Vzhľadom na pomerne veľký počet zosuvov, ale aj eróznych rýh, resp. priaznivé podmienky (geologické, hydrogeologické a geomorfologické) na ich vznik a vývoj treba pri projekcii a realizácii inžinierskych diel postupovať veľmi uvážlivo. Potvrdzuje to aj niekoľko porušených obytných domov v dôsledku zosúvania v obci Perín-Chym a Vyšný Lánec. Nároky na kvalitu prieskumu v súvislosti s výberom stavenísk alebo s overovaním základových pomerov sú v tomto území logicky vyššie ako v iných oblastiach. Jedným z podkladov vhodných a použiteľných nielen pri prieskume stavenísk či základových pomerov, ale aj v príprave územnoplánovacích dokumentov (ÚPD) sú tzv. mapy náchylnosti (citlivosti, hazardu, rizika) územia na vznik svahových deformácií (zosuvov). Z oblasti Abovskej pahorkatiny sme takúto mapu zostavili roku 1993 (obr. 5). Mapa berie do úvahy geologickú stavbu (rozšírenie geneticko-litologických typov hornín, ich hrúbku a úložné pomery), hydrogeologické (hladina podzemnej vody) a geomorfologické (skutočná sklonitosť) pomery územia, resp. poznanie hlavných parametrov zosuvov a faktorov zosúvania. Má charakter rajónovej mapy. Rajón nestabilných území zahŕňa všetky typy zosuvov. V prípade podrobnejšej mierky (napr. 1:10 000 alebo 1:25 000) možno v mape vykresliť podrajóny s členením zosuvov na aktívne, potenciálne a stabilizované. Výstavba inžinierskych diel v tomto území je možná, avšak vyžaduje pomerne nákladné technické opatrenia. Týka sa to hlavne aktívnych a potenciálnych zosuvov. Stabilitu svahov a funkčnosť budúcich objektov možno zabezpečiť iba osobitným prieskumom a hodnotením ich interakcie s horninovým prostredím. Rajón podmienečne stabilných území zobrazuje územia s priaznivou geologickou stavbou na vznik zosuvov, t. j. s výskytom ílovitých neogénnych či kvartérnych sedimentov a so sklonitosťou ≥ 5° (minimálny sklon zosuvného svahu). V tomto rajóne treba počítať so zvýšenými nákladmi pri prieskume a výstavbe inžinierskych diel v záujme udržania stability dotknutých svahov. Rajón stabilných území znázorňuje územia s výskytom skalných a poloskalných hornín, resp. územia budované neogénnymi a kvartérnymi sedimentmi so sklonom < 5°. Tento rajón zobrazuje územia vhodné na výstavbu bez špeciálnych technických opatrení. Vznik zosuvov môžu vyvolať len neuvážené antropogénne zásahy (napr. strmé steny stavebných výkopov, rozsiahle terénne úpravy).

Záver

Zostavená mapa náchylnosti územia na vznik svahových deformácií (zosuvov) v Abovskej pahorkatine po predchádzajúcej analýze podmienok ich vzniku a vývoja, resp. hlavných faktorov zosúvania predstavuje v súčasnosti jeden z veľmi žiadaných inžinierskogeologických podkladov pri racionálnom využívaní a ochrane životného prostredia. Rešpektovanie takejto mapy môže v konečnom výsledku v praxi ušetriť značnú časť nákladov spojených s výstavbou rôznych objektov.



Obr. 5. Mapa náchylnosti územia na vznik svahových deformácií v Abovskej pahorkatine. 1 - rajón nestabilných území, 2 - rajón podmienečne stabilných území, 3 - rajón stabilných území.

Fig. 5. Map of the land susceptibility to landsliding in the Abovská pahorkatina upland. 1 - zone of unstable areas, 2 - zone of relative stable areas, 3 - zone of stable areas.

Literatúra

Hodermarská, A., Varga, I. & Mihalič, A. 1987: Kvantitatívna mineralogicko-technologická charakteristika neogénnej výplne sv. časti rimavskej a jz. časti Košickej kotliny ako východisko prognóz keramických surovín. *In: Zborník z konferencie II. Geologické dni Jána Slávika - Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. GP Spišská Nová Ves, 405 - 422.*

Janočko, J. 1990: Kvartér Košickej kotliny a priľahlej časti Slanských vrchov. [Kand. dizer. práca.] *Manuskript - Geofond Bratislava, 149.*

Janočko, J., Karoli, S., Jetel, J., Petro, Ľ., Syčev, V., Fejdiová, O., Jurkovičová, H. & Zlinská, A. 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 37-422 (Moldava-2) a 37-424 (Moldava-4). *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 81.*

Janočko, J., Karoli, S., Jetel, J., Petro, Ľ., Dubéciová, A., Zlinská, A. & Syčev, V. 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 37-421 (Moldava-1) a 37-423 (Moldava-3). *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 78.*

Janočko, J. & Šoltésová, E. 1994: Hruboklastické sedimenty sečovského súvrstvia v moldavskej depresii (východné Slovensko). *Mineralia slov., 50 - 54.*

Jánoš, J., Bačo, J. & Karoľ, J. 1985: Janík-Rešica, štátna cesta III/050 171. [Záverečná správa.] *Manuskript - archív Geoconsultu Košice, 27.*

Kaličiak, M., Bañacký, V., Bodnár, J., Janočko, J., Jetel, J., Karoli, S., Petro, Ľ., Spišák, Z., Syčev, V. & Žec, B. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina - južná časť. *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 272.*

Matula, M. & Ondrášik, R. 1990: Inžinierska geológia v ochrane a tvorbe životného prostredia. *Mineralia slov., 22, 385 - 392.*

Mazúr, E., Lukniš, M., Balatka, B., Loučková, J. & Sládek, J. 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. *Vyd. Slov. kartografia Bratislava.*

Mello, J. et al. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1:50 000. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Modlitba, I., Spišák, Z., Petro, Ľ. & Krippel, M. 1987: Registrácia svahových deformácií v roku 1987. *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 33.*

Modlitba, I. & Petro, Ľ. 1990: Výsledky registrácie svahových deformácií v roku 1990. *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 18.*

Nemčok, A., Pašek, J. & Rybář, J. 1974: Dělení svahových pohybů. *Sbor. geol. Věd, Ř. HIG, 77 - 97.*

Petro, Ľ., Polaščinová, E. & Valušiaková, A. 1992: Základná inžinierskogeologická mapa 1:10 000, oblasť Moldava nad Bodvou. *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 129.*

Petro, Ľ., Spišák, Z., Jetel, J., Kováčiková, M., Liščák, P., Gabauer, G. & Kováčik, M. 1993: Mapa vhodnosti územia pre skládky odpadov 1:50 000 okresu Košice-vidiek. *Vyd. MŽP SR Bratislava, 29.*

Pristaš, J., Elečko, M., Mello, J., Šucha, P., Jetel, J. & Petro, Ľ. 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 37-414 (Turnianske Podhradie-4). *Manuskript - archív GÚDŠ Košice, 72.*

Geovestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia slovaca, roč.26, č. 2

Obsah

Olovo v pôde a ľudské zdravie 1
Terminologický stĺpček 3
Poslanie a štruktúra Medzinárodnej únie geologických vied 4
Geothermie 94 en Europe 6
Informácie zo zahraničia 7
Aktivita SGS, semináre 11
Prírodovedné múzeum SNM ponúka spoluprácu 12

Olovo v pôde a ľudské zdravie

Závislosť obsahu Pb v krvi na obsahu Pb v pôde

Napriek postupnému obmedzovaniu používania olovnatého benzínu a znižovaniu iných olovených emisií množstvo Pb akumulované v pôde v predchádzajúcom období znamená reálne nebezpečenstvo pre obyvateľstvo. Reliktné zdroje Pb, napríklad v starej, odlupujúcej sa maľovke, stále existujú a spolu s kontaminovanou pôdou zvyšujú množstvo Pb v prachu pozdĺž dopravných komunikácií. Nebezpečenstvo trvalého ohrozenia zdravia je osobitne akútne v prípade detí, ktoré trávia mnoho času hraním sa na dvoroch domov a uliciach a nezriedka si kladú špinavé prsty do úst, čo je jedna z častých ciest, ako sa Pb dostáva do tráviaceho traktu a neskôr do krvi.

Nebezpečenstvo olovených rezíduí v pôde a prachu sa dnes všeobecne akceptuje. Donedávna nebola známa koncentrácia Pb v pôde ohrozujúca zdravie ľudí, a najmä detí.

Staršie environmentálne smernice dotýkajúce sa problematiky Pb v pôde nevychádzali z exaktne overených vzťahov medzi koncentráciou Pb v ľudskej krvi a obsahom Pb v životnom prostredí postihnutej populácie. Napríklad úroveň Pb stanovená ako prijateľná pre pôdu vo vnútri priemyselných komplexov nebola jednoznačne prijateľná pre školské ihriská.

Takéto výhrady iniciovali konferenciu Olovo v pôde: Problémy a smernice v USA v marci 1988. Konferenciu sponzorovala Spoločnosť pre environmentálnu geochémiu a zdravie (SEGH), Agentúra pre ochranu životného prostredia (EPA) a ďalšie americké inštitúty. Po konferencii sa zo zástupcov profesionálnych environmentálnych agentúr a odborníkov priemyslu, zdravotníctva a univerzít vytvoril výskumný tím, ktorého úlohou bolo odvodiť kvantitatívne vzťahy obsahu Pb v krvi ako funkcie koncentrácií Pb v pôde a v prachu, pričom sa do úvahy bral aj kombinovaný vplyv iných environmentálnych faktorov. Vnútorná flexibilita vytvoreného modelu mala každému používateľovi umožniť vybrať si konkrétnu cieľovú úroveň Pb v krvi na pozadí rozličných environmentálnych situácií.

V minulosti sa prijateľná úroveň Pb v krvi definovala ako najvyššia koncentrácia, pri ktorej sa ešte nevyskytujú nepriaznivé zdravotné prejavy. Tá sa u dospelých stanovila na 80 μg Pb/dl krvi. Pre občanov narodených v rokoch 1960 - 1965 sa horná hranica stanovila na 50 - 60 μg Pb/dl krvi. Neskôr sa zistilo, že Pb poškodzuje krvnú syntézu a vyvoláva zdravotné ťažkosti u detí, ale aj u dospelých už pri koncentrácii 40 μg Pb/dl krvi. Preto sa roku 1970 zaviedla norma 40 μg Pb/dl krvi ako horný limit koncentrácie Pb v krvi v USA. Normu sprísnili v októbri 1991, keď centrá kontroly ochorení v USA (Centers for Disease Control, CDC) stanovili najvyšší bezpečný obsah Pb v krvi na 10 μg Pb/dl. Nové výskumy konštatujú, že deťom predškolského veku hrozí trvalé poškodenie centrálnej nervovej sústavy, čo sa prejavuje poruchami správania, ak krvný obsah Pb prekročí vyššie uvedenú hodnotu. Novým je aj poznatok agentúry EPA, podľa ktorého biologická dostupnosť a toxicita kovov silne závisí od konkrétnej fyzikálnej a chemickej podoby kovu a od konkrétneho postihovaného biologického druhu. Vplyv na biodostupnosť toxických prvkov má i stravovanie. Výskumy absorpcie Pb

deťmi a dospelými vykazujú, že na absorpciu Pb silne vplýva nedostatok Fe. Ďalej sa zistilo, že kombinácia Ca a P v študovaných zvieratách a u ľudí výraznejšie redukovala absorpciu Pb ako len samo Ca. Dôležité je zistenie, že sa absorpcia Pb môže výrazne znížiť prijímaním potravy, ktorá zvyšuje kyslosť žalúdka na hodnotu pH blízku 6.

Nový model vzťahu Pb v pôde k Pb v krvi

Nový model SEGH vyjadrujúci vzťah Pb v pôde a prachu k Pb v krvi berie do úvahy rozličný charakter znečistenia Pb rovnako ako iné aspekty, napr. návštevnosť poškodených oblastí dotyčnými osobami. Matematickým vyjadrením modelu je vzorec zahŕňajúci rôzne environmentálne situácie. Koncentrácia Pb v krvi sa rovná základnej úrovni plus rastu vyplývajúcemu zo znečistenia v pôde či v prachu. Do úvahy sa berie cieľová koncentrácia a stupeň ochrany, ktorý je nevyhnutný na ochranu ohrozenej populácie. Úmera Pb v krvi - Pb v pôde sa využíva na výpočet rastu Pb v krvi nad základnú hodnotu.

Matematické vyjadrenie prípustného obsahu Pb v pôde a v prachu

$$S = \frac{\left(\frac{T}{G^n} - B \right)}{\delta} \cdot 1000$$

kde

S - smerné číslo pre obsah Pb v pôde a v prachu (ppm)
T - najvyššia prípustná koncentrácia Pb v krvi (μg Pb / dl krvi)
G - štandardná geometrická odchýlka (GSD) koncentrácie Pb v krvi (PbB); bežná je hodnota v rozsahu 1,3 - 1,5
B - základná koncentrácia Pb v krvi skúmanej populácie, spôsobená zdrojmi inými ako je pôda a prach (Pb pozadie)
n - počet štandardných odchýlok, zodpovedajúci stupňu ochrany, ktorá sa vyžaduje u rizikovej populácie. Jeho hodnota vyplýva z požiadaviek na T.
δ - pomerná hodnota, odvodená zo vzťahu Pb v krvi - Pb v pôde (prachu) vyjadrujúca závislosť nárastu PbB (μg/dl) od nárastu obsahu Pb v pôde alebo prachu o 1000 ppm.

Posudzovanie ohrozenia

Nevyhnutnou súčasťou ochrany obyvateľstva v demokratickej spoločnosti je oboznámenie verejnosti s výsledkami expertného posúdenia tej-ktorej rizikovej oblasti. Pri posudzovaní sa za podstatný pokladá počet a veková distribúcia exponovaného obyvateľstva, súčasné a možné budúce využívanie pôdy, ako aj sociálno-ekonomický stav obyvateľov územia. Ekonomické úvahy vychádzajú z obsahu Pb v pôde a po zhodnotení všetkých hľadísk nasleduje návrh rekultivačných prác. Tie môžu zahŕňať odstránenie kontaminovanej pôdy, ako aj kontaminantu, hlboké obrábanie pôdy, zmenu charakteru vegetačného pokryvu, konštrukciu bariér a pod. V správe výskumného tímu SEGH sú navrhované protokoly a metodika vzorkovania pôdy, ako aj metodika analýzy odobratých vzoriek. Kompletná správa sa bude publikovať ako monografia na jeseň 1994.

Tab. 1
Hodnoty prípustného obsahu Pb v pôde v závislosti na konečnom obsahu Pb v krvi a stupni požadovanej ochrany

Konečná hodnota PbB (μg/dl)	Štandarda obsahu Pb v pôde pre % populácie, ktoré má obsahovať PbB < ako konečná hodnota PbB			
	95%	98%	99%	99.9%
10	880	500	300	–
15	2300	1860	1400	700
20	3750	3000	2600	1600
25	5200	4250	3700	2500

Predpoklady: δ= 2, Pb pozadie = 4 μg/dl, G = 1,4, PbB - koncentrácia Pb v krvi

Tab. 2
Závislosť δ a konečnej PbB na Pb v pôde

Konečná hodnota PbB (μg/dl)	δ(μg Pb/dl krvi)(100 mg. Pb/kg pôdy) $^{-1}$			
	1	2	4	8
10	600	300	150	75
15	2900	1400	700	350
20	5200	2600	1300	650
25	7500	3700	1850	925

Predpoklady: 99% populácie < PbB-T, G = 1,4, Pb pozadie = 4 μg/dl

Tab. 3
Závislosť štandardnej geometrickej odchýlky koncentrácie PbB na obsahu Pb v pôde

Konečná hodnota PbB (μg/dl)	Štandardná geometrická odchýlka (G)					
	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8
10	720	300	–	–	–	–
15	2100	1400	930	520	190	–
20	3400	2600	1900	1350	920	560
25	4800	3700	2900	2200	1650	1200

Predpoklady: δ = 2, Pb pozadie = 4,0, 99% populácie = PbB-T

Tab. 4
Závislosť Pb pozadia na maximálnom prípustnom obsahu Pb v pôde

Konečná hodnota PbB (μg/dl)	PbB od iných zdrojov Pb, (μg/dl)				
	2	4	6	8	10
10	1300	300	–	–	–
15	2400	1400	450	–	–
20	3600	2600	1800	600	–
25	4700	3700	2700	1700	700

Predpoklady: δ = 2, G = 1,4, 99% populácie < PbB-T

Akčný plán

Na znečistenie životného prostredia Pb reaguje verejnosť veľmi citlivo. Ignorovanie „normálneho" obsahu Pb v pôde a vyhlasovanie výsledkov na základe nereprezentatívnych vzoriek môže spôsobiť neospravedlniteľnú paniku a neúmerné výdavky. Preto výskumný kolektív navrhuje postupné hodnotenie výsledkov podľa metodiky nazvanej Niekoľkofázový akčný plán.

Iniciáciu akčného plánu môže spôsobiť:

1. Neočakávané zistenie zvýšeného obsahu Pb v pôde (ktoré sa nezistilo pri systematickom vzorkovaní v minulosti).

2. Neočakávané zistenie zvýšenej úrovne Pb v krvi (údaje, ktoré sa môžu získať klinickým výskumom nie nevyhnutne zameraným na zisťovanie Pb).

3. Neočakávané zistenie zvýšeného obsahu Pb u zvierat alebo v rastlinách (opäť mimo systematického skúmania).

4. Očakávané problémy s obsahom Pb v pôde v súvislosti s jej priemyselným využívaním v minulosti.

Ak sa vyskytne niektorá z týchto možností, začína sa testovanie:

5. Určenie priemeraného množstva Pb v pôde podľa uvedeného vzorca.

6. Vzorkovanie pôdy a analýzy ako súčasť systematického výskumu poškodeného územia.

7. Porovnanie získaných údajov s prípustnými. Pri pozitívnych výsledkoch sa môže výskum skončiť. Ak sú získané údaje výrazne vyššie, začína sa ďalšia fáza spracovania, a to hodnotenie rizika vyplývajúceho z Pb kontaminácie:

8. Zohľadnenie ďalších rizikových faktorov - početnosti, vekových skupín obyvateľstva a predpokladané využívanie pôdy. Posudzovanie spravidla treba doložiť ďalším vzorkovaním.

9. Návrh ďalšieho detailného vzorkovania so zreteľom na čas.

10. Zaškolenie zdravotníckeho personálu na presné zisťovanie úrovne Pb v krvi postihnutého obyvateľstva.

11. Výskum pôdy v ďalších rizikových územiach s rovnakým environmentálnym problémom.

12. Výskum obsahu Pb v prachu, vegetácii a vo vode využitím metód podľa zoznamu doplnkového vzorkovania v správe SEGH.

13. Druhé hodnotenie údajov získaných vo fáze posudzovania rizika z Pb kontaminácie. Rozhodnutie sa musí opäť urobiť do konca výskumu alebo postúpiť do ďalšej fázy - realizácie opatrení na elimináciu rizika:

14. Druhé posudzovanie údajov s dôrazom na dostupnosť finančných zdrojov na rozličné typy rekultivácie.

15. Rozhodnutie o povahe rekultivácie konkrétnej lokality.

16. Vytvorenie databázy a archívu využiteľného v budúcnosti.

17. Systematický monitoring rekultivovaného územia na dooverenie účinnosti uskutočnených opatrení.

Podľa článku B. G. Wixsona a B. E. Daviesa Guidelines for lead in soil v ES&T z januára 1994 spracoval zn

Valún, okruhliak a obliak

Starosti s terminologickým pomenovaním oblého, okrúhlastého či mierne zaobleného kameňa, aký z prírody pozná nielen geológia, trvajú už celé desaťročia.

V rukopisných (ale aj v publikovaných) odborných geologických textoch, v ktorých je požiadavka dodržiavať odbornú terminológiu prirodzená, a najmä záväzná, sa dodnes nezriedka objavuje slovo valún, čo nie je nič iné ako nevhodne morfematicky kalkovaná (slovakizovaná) podoba českého termínu valoun. Podľa Slovníka spisovného jazyka českého IV (1971, s. 13) je valoun „1. mírně zaoblený kámen" a exemplifikuje sa spojením „říční valouny a oblázky".

Podobu valún nemožno v slovenskej geologickej terminológii z jazykovej stránky obhájiť ani pripustiť. Hoci motivácia slovesom by sa dala prijať, -ún nie je slovotvorná prípona, lebo v spisovnej slovenčine sa tak odvodeniny s rovnakým (s podobným ani s iným) slovotvorným významom netvoria. Aj preto valún ako nesprávne slovo jednoznačne odmieta Slovník slovenského jazyka V (1965, s. 18) a namiesto neho odporúča v bežnej slovenskej lexike dobre zakotvené (hoci nie veľmi frekventované) slovo okruhliak. Toto slovo má zreteľnú slovotvornú štruktúru, je ústrojné, dobre utvorené od adjektíva okrúhly slovotvornou príponou -iak (je to variant prípony -ák), pričom sa samohláska -ú- v jeho slovotvornom základe rovnako ako v analogických prípadoch skracuje. So Slovníkom slovenského jazyka V je v súlade aj Česko-slovenský slovník (1979, s. 616), ktorý ako slovenský ekvivalent českého slova valoun uvádza okruhliak, ale aj zvarlak a žabica (niečny kameň), ba s kvalifikátorom geol. (čím potvrdzuje jeho terminologickú platnosť) stavia proti českému združenému pomenovaniu valounová hlína slovenský ekvivalent okruhliaková hlína.

Slovom zvarlak a žabica sa tu ďalej nezaoberáme, lebo majú špecifickejšie významy.

Napriek tomu, že proti slovu okruhliak nemožno zo všeobecného jazykového hľadiska nič namietať a že ho ako termín odporúčajú slovenské slovníky aj slovakisti, v odborných geologických textoch sa takmer vôbec nevyskytuje. Nevýhoda slova okruhliak ako termínu je azda v jeho príliš jednoznačnej motivácii, ktorá vychádza z významu koreňa -kruh- (slovo kruh je v základnom význame termín z oblasti geometrie), resp. z bezprostredného motivanta okrúhly. Geológovia proti prijatiu termínu okruhliak argumentujú tým, že základným charakteristickým znakom kameňov, ktoré treba pomenovať, nie je okrúhlosť, ale oblosť. Takáto námietka sa nám vidí dosť presvedčivá, lebo aj keď podľa slovenských jazykových slovníkov (okrem už spomenutých to platí aj o Malom synonymickom slovníku, Pisárčiková a Michalus, 1988, s. 100) sú adjektíva okrúhly a oblý synonymá (a to nazvoľ sú), predsa len nejde o tzv. absolútne synonymá. Preto sa ako termín lepšie (hoci nie úplne jednoznačne) presadzuje slovo obliak, ktoré je derivátom utvoreným podľa toho istého slovotvorného typu ako okruhliak, a to napriek tomu, že na rozdiel od slova okruhliak ho lexikograficky registruje iba Retrográdny slovník slovenčiny (Mistrík, 1976, s. 292).

Termín obliak sa v odborných geologických textoch publikovaných v časopise Mineralia Slovaca vedenie (na konzultáciách s niektorými slovenskými geológmi) a úspešne používa už okolo piatich rokov.

Zhŕňame. Do slovenskej geologickej terminológie nemožno prijať český termín valoun ani jeho nevhodne slovakizovanú podobu valún. Zo správne utvorených spisovných slovenských slov okruhliak a obliak, ktoré v bežných, neodborných textoch možno takmer hocikoho iné synonymá na spresnenie výrazu sprievodať, odporúčame medzi geologické termíny zaradiť a v odborných geologických textoch používať iba slovo obliak.

P. Kušnír

Poslanie a štruktúra Medzinárodnej únie geologických vied (International Union of Geological Sciences; IUGS)

Vedci v celosvetovom meradle už pred desaťročiami pochopili, že v záujme neformálnej koordinácie postupov, ale aj samej vedy treba ustanoviť vrcholné nevládne medzinárodné organizácie. Najvyššou z nich je International Council of Scientific Unions (ICSU). Nás geológov teší, že jedným z najväčších, ale aj najaktívnejších členov ICSU (a nie je to mienka iba autora týchto poznámok) je Medzinárodná únia geologických vied (IUGS).

Táto vrcholná medzinárodná vedecká ustanovizeň geologických vied vznikla v marci 1961 a vytýčila si základný cieľ koordinovať a podporovať štúdium celosvetových geologických problémov a kooperovať s ďalšími medzinárodnými vedeckými úniami. IUGS koordinuje medzinárodné geologické aktivity medzi dvoma zasadnutiami Medzinárodného geologického kongresu. Možno konštatovať, že jej medzinárodná prestíž stále rastie.

V posledných rokoch - presnejšie od vytýčenia cieľov na generálnom zhromaždení IUGS počas zasadnutia Medzinárodného geologického kongresu roku 1992 v Kjóte - IUGS venuje prvoradú pozornosť: iniciatíve objavovať a osvojovať si energetické a surovinové zdroje, globálnym zmenám, geologickým rizikám, environmentálnej geológii.

IUGS prostredníctvom komisií, komitétov a riadiacich výborov koordinuje medzinárodnú aktivitu v spektre geologických úloh aktuálnych pre vlády, priemyselné zoskupenia, ale aj akademický (v našom chápaní základný) výskum.

Poslanie IUGS

Jednou zo základných úloh IUGS je organizovať dialóg medzi geovedcami v celosvetovom meradle. Realizuje to organizovaním medzinárodných výskumných projektov a konferencií, sponzorovaním sympózií, terénnych výskumov a účasťou na vydávaní publikácií. V súčasnosti je IUGS zainteresovaná najmä na:

- identifikovaní a definovaní problémov dôležitých pre pochopenie pozemských a planetárnych geologických procesov,
- podpore formulovania a testovania nových geologických koncepcií, modelov a metodologických výskumov,
- kritických ekonomických a environmentálnych otázkach v medzinárodnom rozsahu, ktorých riešenie vyplýva z poznania geologických zákonitostí,
- podpore a iniciovaní medzinárodnej dohody v oblasti nomenklatúry a klasifikácie v rade geovedných disciplín (stratigrafia, petrológia, tektonika ...),
- posilňovaní mechanizmov medzinárodnej spolupráce, rozširovaní a využívaní získaných výsledkov,
- iniciovaní nových vzťahov medzi prírodovednými disciplínami,
- získavaní adeptov vysokoškolského štúdia a výskumných pracovníkov do výskumu problémov geológie a stimulovaní výučby geológie na vynikajúcej úrovni,
- upevňovaní presvedčenia spoločnosti, že geológia ako prvá poskytuje dôležité údaje na politické rozhodovania lokálneho aj medzinárodného významu.

Organizácia vedeckej práce

Komisie

Medzinárodná únia geologických vied organizuje vedeckú prácu najmä prostredníctvom stálych komisií, ktoré sa sústreďujú na štúdium globálnych a metodologických otázok. V súčasnosti pracujú tieto komisie IUGS:

- komisia pre porovnávaciu planetológiu,
- komisia pre petrogenézu vyvretých a metamorfovaných hornín,
- komisia pre manažment a aplikáciu geovedných informácií,
- komisia pre globálnu sedimentárnu geológiu,
- komisia pre históriu geologických vied,
- komisia pre morskú geológiu,
- komisia pre stratigrafiu,
- komisia pre petrologickú systematiku,
- komisia pre tektoniku,
- komisia pre fosílne palivá,
- komisia pre výchovu a výcvik v geovedách,
- komisia pre využívanie geologických vied pri plánovaní životného prostredia.

Komisie sa v niekoľkých prípadoch členia na subkomisie, regionálne komitéty či pracovné skupiny.

Komitéty

Komitéty, problémové komisie či pracovné skupiny sa zriaďujú najmä na riešenie úloh, ktoré nie sú pokryté uvedenými komisiami. Medzi riadiace orgány IUGS patrí aj nominačný komitét, ktorý sleduje globálne zmeny.

Poradné orgány

Exekutíve (výkonnému výboru) IUGS pri vypracúvaní expertíz, prehľadov a odporučaní atď. pomáhajú poradné zbory, ktoré sa tvoria spravidla na krátke obdobie (na riešenie jednorazových úloh). Tak napr. poradný zbor pre vedecké publikácie pomáha vypracúvať a realizovať politiku publikačnej aktivity IUGS.

Združené programy

Podstatná časť aktivít IUGS smeruje do iniciovania, kreovania a podpory multidisciplinárnych medzinárodných združených (joint) programov, ktoré IUGS sponzoruje spoločne s ďalšími organizáciami, resp. s medzinárodnými vedeckými úniami.

Programy medzinárodných geologických korelácií (IGCP)

Tieto programy spoločne sponzoruje IUGS aj UNESCO. Vznikli roku 1972 a získali medzinárodnú reputáciu. Projekty IGCP vznikajú a zanikajú a prijímajú sa na 3- až 5-ročné obdobia. Vedúcimi IGCP sú medzinárodne uznávaní vedci a dobrí organizátori. Teší nás, že v tomto období je spoluvedúcim jedného z projektov (IGCP 362) RNDr. J. Michalík, DrSc., z Geologického ústavu SAV. Vďaka zapojeniu sa slovenských geológov do niekoľkých projektov IGCP v minulosti je problematika pomerne známa.

Napokon uvádzame adresu sekretariátu IGCP: Dr. V. Babuška, Division of Earth Sciences, UNESCO, 7 place de Fontenoy, 75 700 Paris, France.

(Záujemcom môžem na požiadanie poskytnúť mená a adresy vedúcich riešených IGCP projektov.)

Medziúniová komisia pre litosféru (ICL)

Táto komisia koordinuje a riadi medzinárodný program výskumu litosféry, ktorý sponzoruje Medzinárodná únia geodézie a geofyziky (IUGG), Medzinárodný koncil vedeckých únií (ICSU) a Medzinárodná únia geologických vied (IUGS). Program sa koncentruje na geodynamiku, pôvod a vývoj spodnej kôry a vrchného plášťa Zeme. Zvýšenú pozornosť venuje okrajom kontinentov. Informácie o programe možno získať na adrese: Dr. M. J. Berry, Geol. Survey of Canada, Room 222, Booth St., Ottawa, Ontario, K1A OE8 Canada.

Geologické aplikácie diaľkového prieskumu Zeme

Tento medzinárodný projekt (GARS) vznikol z iniciatívy IUGS a UNESCO už pred desaťročím. Jeho cieľom je rozširovať koncepcie, ale aj prevádzkové techniky (technológie) diaľkového prieskumu Zeme najmä v menej známych či menej vyvinutých oblastiach.

Modelovanie vzniku ložísk surovín

Cieľom projektu je modelovanie vzniku ložísk nerastných surovín. Výsledky by mali pomáhať pri objavovaní nových zdrojov surovín a pri ich ekonomickom a ekologicky neškodnom využívaní. Osobitný dôraz sa kladie na transfer poznatkov najmä do málovyvinutých krajín, resp. do prípravy odborníkov týchto krajín.

Procesy na Zemi a globálne zmeny

Tento projekt vznikol roku 1992 ako komplementárny k programu ICSU International geosphere-biosphere program. Jedným z jeho hlavných cieľov je štúdium klimatických zmien na Zemi za posledných 350 000 rokov cez prizmu geologických procesov tohto obdobia.

Cirkumatlantický projekt

Projekt zorganizovali krajiny ležiace pri Atlantickom oceáne. Rieši sa od roku 1987 a sponzoruje ho IUGS a Komisia pre geologickú mapu sveta. Jeho cieľom je pomáhať organizovať, koordinovať a stimulovať zhromažďovanie a interpretáciu geologických, geofyzikálnych a surovinových informácií o bazénoch Atlantického oceána a priľahlých okrajov kontinentov a ostrovných skupín a zverejňovať ich v sérii integrovaných máp.

Pridružené organizácie

Užšie zamerané vedecké aktivity a disciplíny geologických vied, ako aj regionálne lokalizované národné či medzinárodné zoskupenia tvoria skupinu pridružených organizácií. V súčasnosti medzi takéto organizácie patria:

- Americká asociácia ropných geológov
- Asociácia praktických (exploration) geochemikov
- Asociácia arabských geológov
- Asociácia európskych geologických spoločností (AEGS)
- Asociácia geovedcov pre medzinárodný vývoj
- Medzinárodná asociácia pre štúdium ílov
- Asociácia afrických geologických služieb
- Karpatsko-balkánska geologická asociácia
- Cirkumpacifické združenie pre energiu a suroviny
- Komisia pre geologickú mapu sveta
- Európska asociácia vydavateľov vedeckých publikácií
- Geochemická spoločnosť
- Geologická asociácia Afriky
- Geologická asociácia Ameriky
- Medzinárodná asociácia inžinierskej geológie
- Medzinárodná asociácia geochémie a kozmochémie
- Medzinárodná asociácia pre genézu rúd (IAGOD)
- Medzinárodná asociácia geomorfológov
- Medzinárodná asociácia hydrogeológov
- Medzinárodná asociácia pre matematickú geológiu
- Medzinárodná asociácia sedimentológov
- Medzinárodná asociácia štruktúrnych a tektonických geológov
- Medzinárodné centrum výchovy a výmeny skúseností v geovedách
- Medzinárodná federácia palynologických spoločností
- Medzinárodná mineralogická asociácia (IMA)
- Medzinárodná paleontologická asociácia
- Medzinárodná asociácia pre permafrost
- Medzinárodná spoločnosť pre mechaniku hornín
- Medzinárodná spoločnosť pre mechaniku pôd a základové inžinierstvo
- Medzinárodná únia pre výskum kvartéru
- Meteoritická spoločnosť
- Spoločnosť ekonomických geológov
- Spoločnosť pre geológiu aplikovanú na ložiská surovín

Členstvo v IUGS

Členstvo v IUGS je otvorené organizáciám riadeným štátom, geografickým oblastiam (prostredníctvom pridružených organizácií, resp. združených vedeckých spoločností). Zaisťuje sa najčastejšie prostredníctvom národných komitétov, resp. príslušnej akadémie vied, štátnej geologickej služby, príp. inej porovnateľnej agentúry. Každá členská organizácia platí ročný členský príspevok podľa priznanej kategórie:

kategória	1	2	3	4	5	6	7	8
príspevkové jednotky	1	2	4	7	12	20	35	70

(podľa rozhodnutia z júla 1989 príspevková jednotka = 400 USD).

Členské organizácie (štáty) majú právo hlasovať na plenárnych zasadnutiach IUGS, a tak kontrolovať zásadné rozhodnutia IUGS. Medzi plenárnymi zasadnutiami (ktoré sa konajú pri príležitosti medzinárodných geologických kongresov každé štyri roky) IUGS riadi výkonný výbor (Executive Committee). S komisiami, projektmi a pracovnými skupinami sa komunikuje prostredníctvom oficiálneho časopisu IUGS - Episodes. IUGS má teraz 103 členov.

Spolupracujúci členovia

Táto kategória členstva v IUGS je určená priemyselným zoskupeniam, národným aj medzinárodným (vládnym aj nevládnym) organizáciám, ale aj (bohatým) jednotlivcom, ktorí majú záujem o spoluprácu s IUGS. Podľa členského sa delia do štyroch kategórií (A - D) s ročným členským 5000 - 100 US).

Vedenie IUGS

Na plenárnych zasadnutiach IUGS (počas medzinárodných geologických kongresov) sa na návrh nominačného komitétu (ktorý pracuje permanentne) volí prezident IUGS, generálny tajomník, pokladník a 8 viceprezidentov. Títo funkcionári tvoria výkonný výbor IUGS, ktorý riadi prácu IUGS medzi zasadnutiami pléna IUGS. Uvedené funkcie sa vykonávajú štyri roky a funkcionári môžu byť zvolení 2-krát za sebou (= 8 rokov). Členom výkonného výboru je aj predchádzajúci prezident.

Výkonný výbor zasadá spravidla raz ročne. V súčasnosti má výkonný výbor IUGS týchto funkcionárov:prof. W. S. Fyfe, prezident IUGS, Kanada; prof. U. G. Cordani, predchádzajúci prezident (Brazília); viceprezidenti: prof. J. Lovering (Austrália);

Obr. 1. Účastnícky odznak 30. medzinárodného geologického kongresu roku 1996 v Beijingu (Čína).

Obr. 2. Členský odznak Čínskej geologickej spoločnosti vydaný pri príležitosti jej sedemdesiatročného trvania.

prof. F. Herve (Chile); prof. Liu Dunyi (Čína); prof. N. R. G. Petit-Maire (Francúzsko); dr. G. O. Kesse (Ghana); prof. A. C. Boriani (Taliansko); prof. S. Uyeda (Japonsko); prof. V. A. Žarikov (Rusko); generálny tajomník: dr. R. Brett (USA); pokladník: dr. M. Schmidt-Thomé (Nemecko). Sekretariát IUGS je v Trondheime (Nórsko).

Zastupovanie záujmov Slovenskej republiky

Vznikom Slovenskej republiky a Českej republiky 1.1.1993 sa začalo obdobie, keď podľa platných stanov IUGS ani jeden z týchto štátov nemôže byť samostatne členom IUGS. Nových členov totiž prijíma plenárne zasadnutie IUGS a to bude pri príležitosti medzinárodného geologického kongresu v auguste 1996 v Beijingu v Číne. Preto sa bývalý Národný geologický komitét Československa transformoval na Spojený geologický komitét Českej a Slovenskej republiky (Joint Geological Committee of the Czech and the Slovak Republics) v predchádzajúcom personálnom obsadení, ktorý IUGS plne akceptuje (najmä preto, lebo si dôsledne plní záväzky vyplývajúce z členstva v IUGS). Je prirodzené, že sa o samostatné členstvo v IUGS uchádzajú obidve republiky.

Ďalšie informácie o IUGS, ako aj adresy komisií, vedúcich IGCP projektov a pod. na požiadanie poskytne autor tejto informácie.

D. Hovorka

GEOTHERMIE 94 EN EUROPE

Pri príležitosti medzinárodného sympózia Geothermie 94 en Europe, ktoré sa konalo 8. - 9. februára 1994 v Orléanse vo Francúzsku, vyšiel významný dokument správ a prednášok č. 230. Jeho vydavateľom je BRGM Orléans. Obsahuje 523 strán vrátane zoznamu 229 ponúkaných publikácií vydavateľstva BRGM z praktickej geológie.

Správy a prednášky sú z väčšej časti v angličtine, v menšej vo francúzštine a sú rozdelené do štyroch tematických častí: 1. využívanie a hodnotenie geotermálnych zdrojov, 2. rozvoj geotermálnych zdrojov, 3. stav využívania geotermálnych zdrojov v jednotlivých krajinách, 4. praktické príklady využívania geotermálnych zdrojov.

Organizátorom sympózia bol BRGM Orléans v spolupráci s ADEME (AGENCE DE L'ENVIRONNEMENT ET DE LA MAITRISE DE L'ÉNERGIE) a CCE-DGXII (DIRECTION GÉNÉRALE DE LA RECHERCHE DE LA COMMISSION DES COMMUNAUTÉS EUROPÉENNES). Počas dvoch dní sa podarilo prezentovať a konfrontovať výsledky geotermálneho prieskumu v rámci programu CCE-DGXII za účasti vyše 20 krajín. Dokument obsahuje 60 správ, z toho 25 prednášok z problematiky korózie, reinjektáže, vypracúvania štúdií využívania geotermálnych rezervoárov, hlbokých štruktúr suchých hornín, ako aj perspektívy a súčasný stav geotermiky v Európe. Sympózium prinieslo prehľad technických a vedeckých otázok geotermiky z ekonomického a administratívneho hľadiska a zhodnotilo rozvoj geotermiky z ekonomického, energetického a environmentálneho aspektu v krajinách Európy.

Dokument odporúčame všetkým záujemcom o geotermiku.

E. Dobra

EKOLÓGIA

Nórsko, Švédsko, Fínsko a Rakúsko, ktoré sa uchádzajú o pripojenie k Európskej únii (EU), požiadali o možnosť ponechať si domáce environmentálne štandardy, ktoré sú oveľa prísnejšie ako v ostatných štátoch EU. Voliči v týchto krajinách vyjadrili obavy, že by sa všeobecne akceptované domáce prísne štandardy mohli ako dôsledok pričlenenia týchto štátov k EU zrušiť a domáce normy prispôsobiť environmentálnym direktívam EU. Aj preto sa tohto roku plánuje referendum s otázkou o členstve týchto štátov v EU od roku 1995. Vyjednávači zdôrazňujú „výnimku na prechodné obdobie", predbežne odsúhlasenú EU pri súčasných rozhovoroch. Predpokladá sa, že by si noví kandidáti o členstvo v EU mohli ponechať vysoké štandardy na prvé štyri roky. V tomto období by sa mal vyvíjať pozitívny tlak nových členov na zavedenie prísnejších environmentálnych noriem v celej EU. Je známe, že v mnohých krajinách, najmä v južnej Európe, EU environmentálne nároky zvýšila.

Peking v Číne je ďalším mestom so sídlom Centra pre energetickú účinnosť, ktoré sponzorujú Spojené štáty spolu s Čínou na podporu povzbudivého ekonomického vývoja a amerických ekologických technológií. Úlohou pekinského centra bude poskytovať poradenstvo čínskym environmentálnym agentúram, podporovať rozvoj podnikania, uskutočňovať verejné informačné a technické výučbové programy a hľadať mechanizmy na financovanie projektov. Finančné prostriedky na najbližšie štyri roky budú z amerických ekologických inštitúcií. Predpokladá sa postupné samofinancovanie centra. Iné centrá prevádzkované americkou vládou a ekologickými organizáciami sú v Moskve, Varšave, Sofii a Prahe.

Nukleárny priemysel Japonska a Nemecka uvítal britské rozhodnutie dotovať výstavbu nového regeneračného zariadenia pre nukleárne palivo v sz. Anglicku. Predpokladá sa, že tieto dva štáty budú jeho najväčšími zahraničnými obchodnými partnermi. Britská spoločnosť Nuclear Fuels, ktorá už vo februári 1992 sústredila 2,85 miliardy libier na realizáciu projektu termálneho regeneračného zariadenia (Thermal Oxid Reprocessing Plant), má objednávky z Japonska a z Nemecka. Podľa nich sa bude nukleárny odpad dovážať, ak budú dodávatelia zregenerované palivo opäť využívať. Napriek tomu spoločnosť Scottish Nuclear, prevádzkujúca elektrárne vo Veľkej Británii, upozorňuje, že uprednostní uskladnenie 30 - 40 % spotrebovaného paliva na suchých skládkach, ako by mala investovať prostriedky do regenerácie paliva. Britská vláda dostala okolo 42 000 písomných reakcií na verejnú rozpravu o tomto probléme, pričom 63 % odpovedí bolo proti zriadeniu regeneračného zariadenia na domácom území. Keďže sa preukazne potvrdilo, že emisie neohrozia neprijateľne zdravie ľudí alebo životné prostredie, ministerstvá vydali oprávnenia začať práce v januári 1994.

Európske štandardy na znečistenie pitnej vody pesticídmi vytvorené v sedemdesiatych rokoch môžu podľa nového zákona EU stratiť platnosť. Pokrok v analytických technikách za posledných 20 rokov spôsobil, že v súčasnosti možno merať podstatne nižšiu úroveň kontaminácie. Požiadavky na obnovu zákonov EU o kvalite vôd akceptovala aj príslušná európska komisia. Revízia umožní niekoľkým členským štátom iniciovať sprísnenie štandardov na prípustné množstvo pesticídov, ako aj iných polutantov, napr. olova. Revízia navyše zjednoduší súčasné smernice a ponechá členským štátom väčšiu slobodu v rozhodovaní o zavádzaní štandardov EU. Komisia nechce pôsobiť direktívne, ale sa orientuje na úlohu mobilizačnej inštitúcie na dosahovanie podstatných environmentálnych a zdravotných cieľov.

Ekonomická komisia pre Európu v rámci OSN vytvorila pre východnú a strednú Európu sériu inštruktážnych projektov na zvýšenie energetickej účinnosti. Na báze tohto programu námestník ruského ministra pre vedu a technológiu A. Kuzmickij nedávno podpísal dohodu o spolupráci s britskou vládou. V jednom z projektov, ktoré sa plánujú, ruská plynárenská spoločnosť Gasprom dúfa v investície do zlepšenia energetickej účinnosti 10 000 moskovských bytov. Náklady na plánované zlepšenie sa časom uhradia úsporou energie, ale kapitál a odborné poradenstvo sú nevyhnutné vopred.

Morský planktón produkujúci značné množstvo sírnych plynov môže byť príčinou časti kyslých dažďov. Tieto prekvapujúce výsledky výskumu University of East Anglia (Anglicko) vznikli po štúdiu planktónu v Severnom mori. Dôsledky vzniku sírnych emisií touto cestou, ktorých je najviac na jar a začiatkom leta, sa pokladajú za veľmi akútne v nepriemyselných oblastiach západného Škótska, Írska a v Škandinávii. Síranové častice, tvorené dimetylsulfidom v planktóne, majú pri vytváraní mračien negatívnu úlohu, čo sa potvrdilo dokonca vo vzdialených oceánoch južnej pologule. Prognózy sa urobili novými technikami merania v monitoringu výmeny plynov medzi oceánom a atmosférou.

Na základe informácií z časopisu ES&T z januára a februára 1994 spracoval zn

NIEKOĽKO INFORMÁCIÍ O DIAMANTOCH VO SVETE

Časopis belgickej geologickej spoločnosti GEOLOGIE uverejnil v 101. zväzku v septembri 1993 rad článkov zaoberajúcich sa diamantmi. Zo štyroch najzaujímavejších príspevkov (pozri 1, 2, 3, 4) sme vybrali niekoľko informácií.

1. **Svetová spotreba a výroba diamantov** sa roku 1992 pohybovala okolo 400 mil. karátov (1 karát - 0,2 g), z toho okolo 300 mil. syntetických a cca 100 mil. prírodných karátov.

2. **Prírodné diamanty.** Zo 100 mil. karátov je 55 - 60 % vhodných na klenotnícke účely a priemyselné použitie. Zo surových 40 - 45 mil. karátov po rezaní, brúsení a leštení vzniká 15 - 18 mil. karátov, ostatné sú stratou na váhe počas uvedených operácií. Kvalita diamantov, veľkosť a cena sú vo vzájomnej väzbe - od niekoľkých USD za karát až po tisíc USD za karát. Z 15 - 18 mil. karátov vybrúsených diamantov je 500 - 800 tisíc kusov väčších ako 1 karát, niekoľko miliónov kusov veľkosti 0,25 - 1 karát, málo tuctov miliónov kusov pod 0,25 karátu.

Roku 1986 sa najväčším producentom prírodných diamantov stala Austrália. Z celkovej produkcie pochádza 35 mil. karátov ročne z tejto krajiny. Priemerná kvalita diamantov je nízka, prevažne sú použiteľné iba v priemysle, ale okolo 0,4 % kameňov je ružovej až červenej

1. G. VAN DER SCHRICK: Evolving geological and mineralogical research in view of an evolving diamond market.
2. M. FIREMANS and C. FIEREMANS: Diamond in its primary rock with special reference to the diamond deposits of Mbujimayi, East Kasai, Zaire.
3. M. VAN BOCKSTAEL: Western australian deposits.
4. R. LORENT: Synthetic diamonds for the industry: their outstanding properties and future development.

farby veľmi vysokej klenotníckej kvality. Jeden vybrúsený a vyleštený kameň v hmotnosti 1 karátu môže mať cenu až do 1 mil. USD, čo je naozaj rekordná cena. Toho času je druhou krajinou na svete v ťažbe diamantov Zair s produkciou okolo 20 mil. karátov za rok. Ich priemerná kvalita je veľmi dobrá: 5 % je drahokamov, 35 % sa kvalitou hodí na použitie v klenotníctve a 60 % je priemyselných diamantov.

Treťou krajinou v produkcii diamantov je Botswana (cca 15 mil. karátov), štvrtou Ruská federácia (cca 12 mil. karátov) a potom Južná Afrika (9 mil. karátov).

Týchto päť krajín tvorí 95 % svetovej produkcie, ktorá má pri priemernej cene cca 50 USD za 1 karát (spolu klenotnícke aj priemyselné) hodnotu okolo 5000 mil. dolárov. Hlavnou svetovou výrobnou a obchodnou spoločnosťou je DE BEERS CENTRAL SELLING ORGANIZATION (CSO), ktorá na svetový trh dodáva 80 % svetovej produkcie. Táto spoločnosť za rok predala diamanty za 4172 mil. USD.

Kvalita diamantov niektorých dobývaných ložísk vo svete:

Argyle (Austrália) - 600 karátov na 100 t ťaženej suroviny

Botswana - 100 karátov na 100 t ťaženej suroviny

MIBA (Zair) - 60 karátov na 100 t ťaženej suroviny

DE BEERS (priemer z viacerých ložísk v Južnej Afrike) - 34 karátov z 1 t ťaženej suroviny

AREDOR (Guinea) - 10 karátov na 100 t suroviny

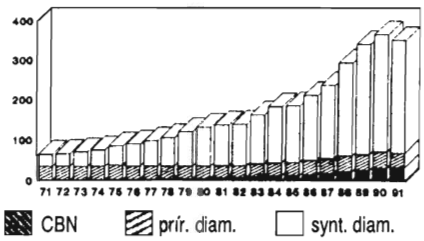
CDM (Namíbia) - 6 karátov na 1 t suroviny

Mineracao Tejucana (Brazília) - 0,25 karátu na 100 t suroviny.

Otázka, koľko karátov získaných z 1 t suroviny je ešte ekonomické dobývať, je veľmi ťažká. Závisí to nielen od množstva, ale najmä od kvality získaných diamantov. O hodnote diamantov rozhoduje veľkosť, farba, čistota, tvar a pod. Napr. roku 1987 sa diamanty vyťažené z ložiska Aredor v množstve 181,77 karátov predali za 8 mil. USD.

3. **Diamanty v priemysle.** Roku 1992 sa v priemysle spotrebovalo okolo 300 mil. karátov diamantov, z toho 250 mil. syntetických. Spotreba diamantov v priemysle ročne rastie okolo 9 % už 20 rokov. Od roku 1957, keď sa začali používať syntetické diamanty, dodnes dosiahla ich spotreba 98 % z celkového množstva. Spotreba rástla ročne o 13 %, čo je viac ako celkový rast spotreby diamantov (pozri graf na obr. 1).

Cena syntetických diamantov sa pohybuje od 0,5 - 3 USD za karát, a to v závislosti od typu (pevnosť, dobrá kryštalizácia, veľkosť kryštálov, použitie a pod.).



Obr. 1. Spotreba vysokoabrazívnych materiálov vo svete

Diamant ako minerál je stály aj pri tlaku vyše 30 000 atm. Grafit sa mení na diamant pri tlaku vyššom ako 50 000 atm. (5 GPa) a pri teplote vyššej ako 1200 °C.

Tvrdosť diamantu dosahuje 8800 kg/mm^2 (najtvrdší tvrdokovový materiál kubický nitrid bóru - CBN - len 4500 kg/mm^2). Diamant má veľmi dobré elektroizolačné vlastnosti a zároveň je dobrým vodičom tepla, lepším ako kovy. Jeho tepelná vodivosť je 600 - 2100 W/m °K (napr. meď 400, hliník 200 a pod.).

Diamant sa v priemysle využíval najmä pre jeho tvrdosť, odolnosť proti oteru a tepelnú vodivosť. Najviac sa používa pri vŕtaní hornín a materiálov, rezaní, brúsení a leštení materiálov.

Syntetické diamanty sa uplatňujú práve vo využívaní polykryštalických agregátov diamantov (PCD). Takéto agregáty sú známe aj z prírodných nálezísk (tzv. karbonádo z Brazílie a Južnej Afriky). Umelo sa polykryštalické materiály vytvárajú zalisovaním malých zŕn diamantov (1 - 100 μm) do substrátu predovšetkým karbidov kovov pri istom vzájomnom pomere, teplote a tlaku. Polykryštály sa dnes vytvárajú priemyselne práve zo syntetických diamantov, lebo sú oveľa lacnejšie a mávajú aj lepšie fyzikálne vlastnosti ako prírodné. Polykryštály sa používajú ako abrazív vo vŕtaní, rezaní, brúsení, leštení a pod.

Budúcnosť vo využívaní diamantov má nový typ a nová technológia ich získavania a použitia, tzv. CVD diamanty (Chemical Vapour Diamond). Dlhodobým výskumom sa zistilo, že jedinou cestou vytvárania umelých diamantov nie je iba ultravysoký tlak, ale aj špecifické fyzikálnochemické podmienky. Za takýchto podmienok možno vytvoriť veľmi malé kryštáliky diamantu, ktoré sa napr. ako film usádzajú (nanášajú) na rozličných materiálov, a tak vytvárajú nové vlastnosti povrchu. Celý výskum aj s priemyselnou aplikáciou trval od roku 1953 až do roku 1988. Prvé výskumné práce prebiehali v USA, ale zúčastňovali sa na nich aj kolektívy z iných štátov. V rokoch 1970 - 1976 prebiehali v bývalom ZSSR, od roku 1982 Japonsku, 1984 Švédsku a v rokoch 1985 - -1987 v USA. Prvenstvo v priemyselnej aplikácii a hospodárskom využívaní dosiahlo roku 1988 Japonsko.

Celý proces prebieha za istých špecifických podmienok v plazme, pričom sa uhlík vnáša plynmi s vyšším obsahom (uhľovodíky, alkoholy, CO). Tepelne sa plazma vytvára dodávaním energie (mikrovlny, laser, oblúkový výboj, priamy ohrev).

Pri aplikácii na mechaniku ide o podstatné zosilnenie povrchu materiálov proti opotrebúvaniu (rezacie nože), zvlášť karbidu volfrámu a kovov taviacich sa pri vysokej teplote, o spevnenie povrchu neželezných materiálov, najmä hliníka, o vytvorenie ochrannej vrstvy proti opotrebovaniu bokov diamantových kotúčov a píl na rezanie, čím sa predchádza deštrukcii nástrojov. Vysoká tepelná vodivosť znižuje potrebu chladiť nástroje. Sú možnosti pokryť diamantom aj také tvary nástrojov, kde to inak nie je možné.

CVD diamanty sa nevyužívajú iba v mechanike. Napr. pokrytie materiálov diamantovým filmom zvyšuje trvanlivosť a zabraňuje korózii.

Veľké možnosti používať CVD diamanty sú v elektronike. Je to ideálny materiál na frekvencie a vysoký výkon najmä polovodičových zariadení. Polovodiče s diamantom majú podstatne vyššiu kvalitu, a tým aj úžitkovosť. Čipy pokryté diamantom môžu pracovať aj pri teplote nad 100 °C, pri ktorej sa konvenčné polovodiče už zničili.

4. **Ložiská diamantov Mbuji-Mayi, provincia Vých. Kasai, Zair**

A. Údaje o ložiskách

Ložiská sú dvojakého typu:

a) primárne ložiská v horninách kimberlitového typu

b) sekundárne ložiská v detritických usadeninách, v piesčito-ílovitých vrstvách a v aluviálnych riečnych usadeninách riek.

Sekundárne ložiská tvoria najmä usadeniny v povodí riek Mbuji-Mayi a Kanshi, ktoré sa v povodí riek vytvárali od staršieho terciéru až podnes. Je to piesčitý červený íl s konkréciami kaolínu a svahový štrk. Obsahujú okolo 100 karátov/m^3 podľa blízkosti kimberlitových trubičiek.

Aluviálne ložiská sú dvoch typov:

a) terasový štrk a štrk údolnej nivy riek, a to pozdĺž rieky Mbuji-Mayi, Sankuru, Lubi a prítokov Kanshi, Katsha a Mujila,

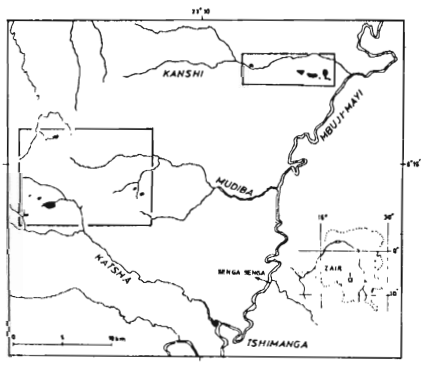
b) uloženiny v koryte rieky (v riečišti) Mbuji-Mayi a Sankuru po prúde rieky od Tshimanga. Uloženiny sa stále doplňajú

a vytvárajú. Ide aj o staršie aktivity rieky Mbuji-Mayi, ako je napr. obrovský kotol Senga - Senga (šírka 100 m, hĺbka 20 m, obsah okolo 100 000 m^3 štrku, z ktorého sa produkuje cca 5 mil. karátov diamantov).

Primárne ložiská sú v horninách kimberlitového typu. Ide o kráterové brekcie a tuf, epiklastické kimberlity, hypoabysálne fácie reprezentované autolitmi. Sú známe z revíru Bakwanga (s ôsmimi trubičkami) a Bakwa-Kalonji (s piatimi trubičkami).

B. Ťažobná organizácia

Ložiská ťaží a diamanty vyrába spoločnosť Miniere de Bakwanga (MIBA) so sídlom vo Vých. Kasai v Zaire. Spoločnosť produkuje prevažnú časť diamantov Zairu. Roku 1988 exportovala 8 091 769 karátov a jej celková produkcia sa odhaduje na 14 mil. karátov diamantov.



Obr. 2. Výskyt trubičiek kimberlitu Vých. Kasai, Zair

C. Technológia dobývania a úpravy

Detritické, piesčito-ílovité horniny, terasový štrk a kimberlitové horniny sa dobývajú klasicky povrchovými lomami do hĺbky 40 m lopatovými nakladačmi a do vzdialenosti 1400 m od centrálneho závodu sa dopravujú pásovými dopravníkmi, resp. nákladnými vozidlami.

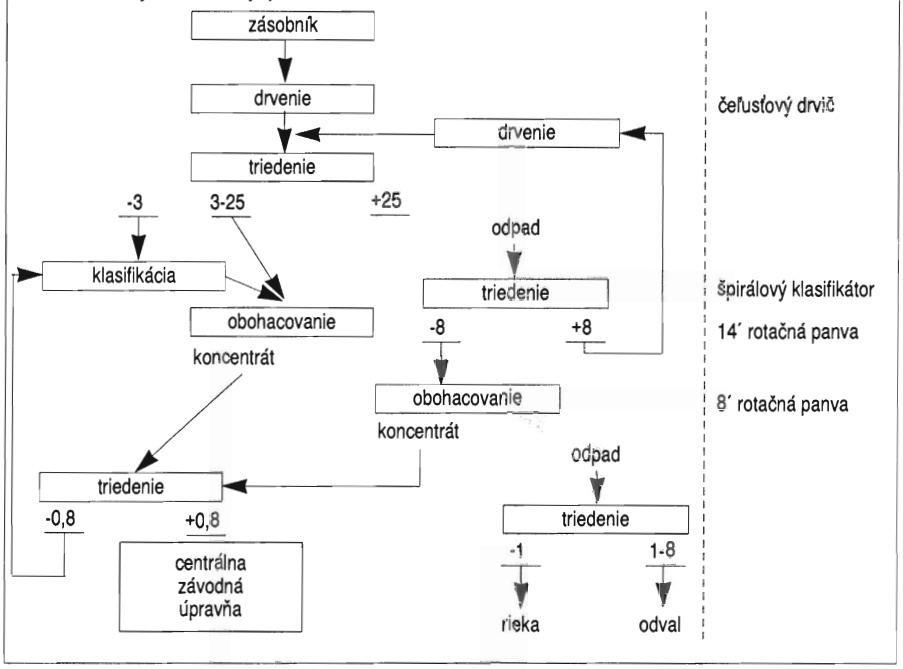
Aluviálne ložiská priamo v riečistiach riek sa ťažia plávajúcimi korčekovými bagrami (roku 1983 sa takto vyťažilo cca 500 000 m^3 suroviny).

Dobývanú surovinu tvorí z 50 % štrk, 25 % kimberlitové horniny, 10 % štrk z plávajúcich bagrov a 15 % zo starých háld na nové prepracovanie v cyklónoch.

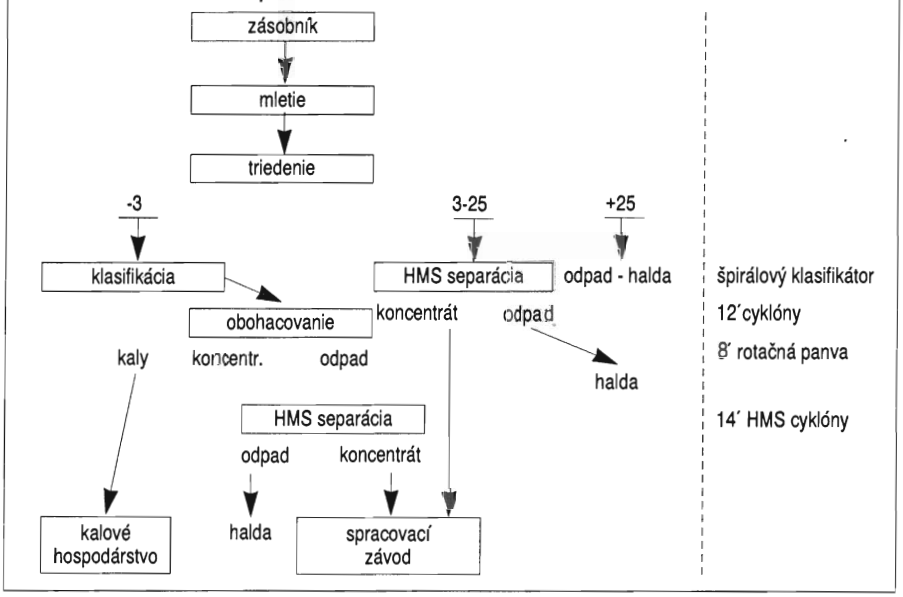
Od založenia fy MIBA roku 1918 sa vyťažilo takmer 600 mil. karátov diamantov. Ťažené surové diamanty majú zrná veľké od 1 do 25 mm.

V podniku pracujú tri úpravnícke jednotky na spracovanie suroviny: kimberlitová úpravňa, centrálna závodná úpravňa a spracovací závod.

Obr. 3. Schémy kimberlitovej úpravne



Obr. 4. Centrálna závodná úpravňa - schéma

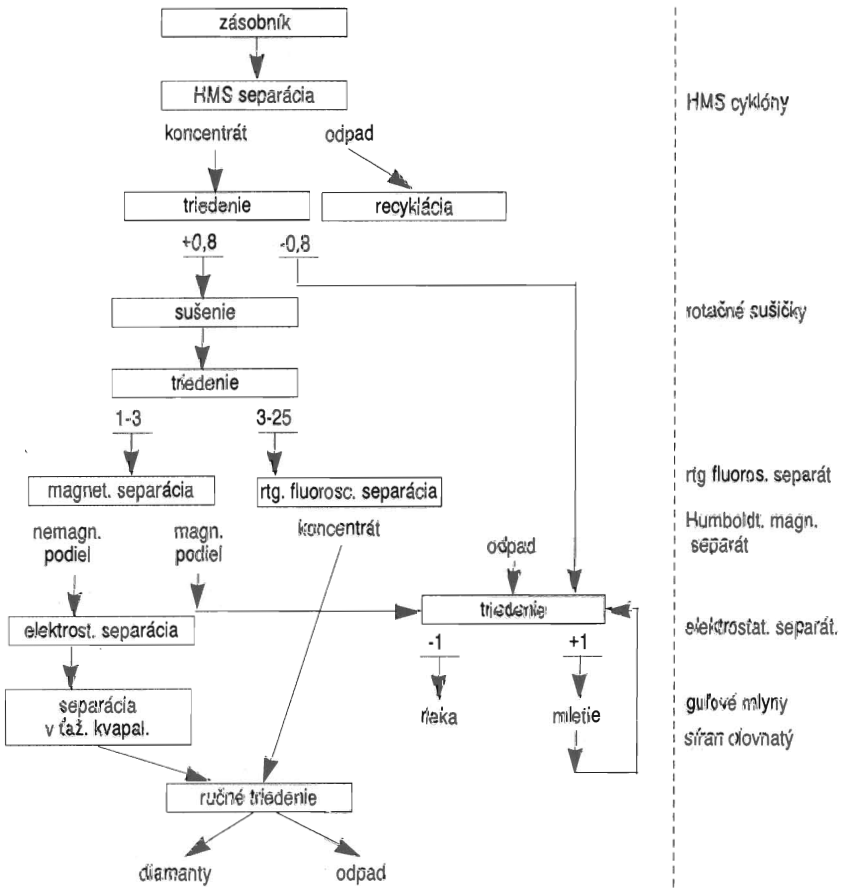


Kimberlitová úpravňa (schéma úpravy je na obr. 3) má kapacitu vsádzky 850 m^3 na jednu osemhodinovú zmenu. Úpravou sa získava 20 % koncentrátu zo vsádzky. Koncentrát sa dopravuje do centrálnej závodnej úpravne nákladnými vozidlami a vsádza sa priamo do HMS cyklónov.

Centrálna závodná úpravňa (schéma úpravy je na obr. 4) má kapacitu vsádzky za jednu osemhodinovú zmenu 1100 m^3 a upravuje hlavne štrk. Predkoncentrácia sa vykonáva na rotačných panvách na veľkosť zŕn 1 - 3 mm. Konečná koncentrácia je na HMS cyklónoch.

Diamanty sa získavajú v *spracovacom závode* (schéma na obr. 5). Získavanie je založené na fyzikálnych vlastnostiach diamantov, a to na fluorescencii diamantov pod X lúčmi (separácia prebieha na prístroji SORTEX na fotobunkách

Obr. 5. Schéma spracovacieho závodu



aktivizovaných zŕn), na nemagnetickosti diamantov, na elektrickej nevodivosti diamantov a na hustote po 3,5.

Konečný koncentrát sa triedi ručne a prečisťuje kyselinou fluorovodíkovou.

5. Diamanty Západnej Austrálie

A. Všeobecne o ložiskách

Oblasť na S Západnej Austrálie, v ktorej sa našli ultrabázické horniny kimberlitového typu, je pomenovaná podľa afrického vzoru Kimberley (resp.Kimberley 2). Leží pri Indickom oceáne, do kontinentu zasahuje na vzdialenosť cca 400 - 500 km a pozdĺž pobrežia oceána meria cca 600 km.

V tejto suchej a subtropickej oblasti sú horniny, na ktoré sa viažu náleziská diamantov, a to v troch revíroch:

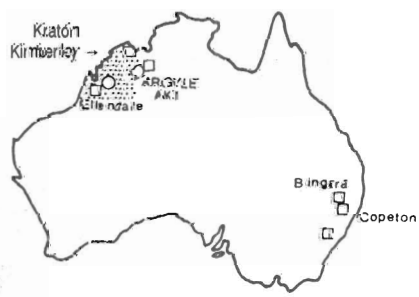
a) na S niekoľko kimberlitových telies obsahujúcich menšie množstvo diamantov vytvára aluviálne ložiská menšieho hospodárskeho významu;

b) na JZ v okolí mesta Ellendale viac lamproitových a kimberlitových telies tvorí aluviálne ložiská, niektoré hospodárskeho významu;

c) na V niekoľko lamproitových trubičiek a na ne sa viažucich aluviálnych ložísk je na J od jazera Argyle (tu je mimoriadne významné ložisko diamantov - preslávené AK 1).

V jz. časti Kimberley je známych 46 lamproitových a kimberlitových trubičiek, niektoré veľkých rozmerov, napr. trubička Fitzroy (Calwynyardah) má plochu 128 ha.

Väčšina týchto trubičiek neobsahuje diamanty (alebo len malé množstvo), ale je známych viac aluviálnych ložísk, ktoré sa na ne viažu, avšak doteraz sa neťažia. Možnosti ich ekonomického využitia sa stále študujú, aj keď pre nízky obsah diamantov nie veľmi intenzívne.



Výskyty diamantov: primárne ○, aluviálne □

Obr. 6. Dôležitejšie výskyty diamantov v Austrálii.

V ložiskách je vyše 60 % diamantov klenotníckej kvality, a preto rozhodnutie o priemyselnom dobývaní viac závisí od kvality diamantov ako od množstva v 1 m^3 suroviny.

Od osemdesiatych rokov sa diamanty z malých nálezísk tohto revíru zjavujú na trhoch v Antverpách síce v malom množstve, ale majú mimoriadnu klenotnícku kvalitu.

Východná časť Kimberley - Argyle AK 1. Na J od jazera Argyle je rad diamantonosných lamproitových trubičiek a na ne sa viažucich aluviálnych ložísk. Z nich je preslávená najmä trubička AK 1, objavená roku 1979, ktorá sa dnes vo veľkom priemyselne dobýva a zistená zásoba suroviny umožňuje ťažbu ešte 25 rokov. Od roku 1986 banský závod z tohto ložiska vyrába ročne 29 mil. karátov diamantov, čo je tretina svetovej produkcie. Z ložiska sa získava okolo 95 % diamantov priemyselnej kvality pri priemernej cene 7 USD za 1 karát.

B. *Kvalita ložísk a diamantov z austrálskeho Kimberley*

1. *Diamanty zo západnej časti.* Vo väčšine ellendalských trubičiek je množstvo diamantov zriedka nad 0,1 karátu/1 t suroviny. Ich kvalita je výnimočná: 60 - 85 % je klenotníckych. Väčšina má žltkastú pleťovú farbu s prechodom dolmeda a niektoré sú vzorované (typ fancy).

2. *Diamanty z Argyle AK 1.* Ide o veľmi tvrdé, ale zároveň krehké diamanty. Ich krehkosť závisí od množstva a orientácie štiepnych plôch v diamantovom zrne. Najvyššia tvrdosť je kolmo na štiepne plochy. Od počtu štiepnych plôch závisí krehkosť, veľkosť a fragmentácia zŕn.

Špecifická hmotnosť je 3,578.

Okolo 80 % diamantov je hnedastých, cca 15 % žltkastých, niekoľko percent pleťovožltej farby a málo vzorovaných (typ fancy), ale tie sú veľmi cenné. Mimoriadne zriedkavé sú ružové diamanty, diamanty rozličného odtieňa, od čisto ružových po broskyňové až červené a purpurovočervené.

Klenotnícke diamanty tvoria iba niekoľko percent z celkovej produkcie a najvzácnejšie ružové až červené diamanty sú veľmi zriedkavé. 95 % produkcie diamantov má priemyselnú kvalitu, bežne hnedú a žltohnedú farbu, pričom sa farby často vzájomne prerastajú.

Bý, február 1994

Geofyzikálny seminár

Pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti v Banskej Bystrici v spolupráci s a. s. Geocomplex Bratislava, oddelenie Banská Bystrica, usporiadala 22. februára 1994 geofyzikálny seminár o aktuálnych geologických, geologickoložiskových a ekologických problémoch stredoslovenského regiónu. Uverejňujeme abstrakty prednášok:

L. ZBOŘIL, M. PUCHNEROVÁ, T. GRAND, P. KUBEŠ, J. LANC, V. SZALAIOVÁ a D. ŠVASTOVÁ: **Niekoľko poznatkov z geofyzikálneho prieskumu maarových štruktúr Juhoslovenskej panvy s predpokladaným výskytom alginitu**

Jedným z najpozoruhodnejších poznatkov geofyzikálneho prieskumu, ktorý realizuje a. s. Geocomplex Bratislava v kooperácii s GÚDŠ, ako aj s ELGI a MAFI Budapešť, je zistenie ložiska alginitu v centrálnej časti Juhoslovenskej panvy, a to v Lučenskej kotline pri obci Pinciná. Ide o prvý overený výskyt alginitu na území Slovenskej republiky.

Tento objav, ktorý nasledoval po zistení ložiska diatomitu pri obci Jelšovec, je výsledkom riešenia úlohy Geofyzikálny prieskum roponosných bridlíc na Slovensku, ktorú zabezpečuje Ministerstvo životného prostredia SR, sekcia geologického výskumu a prieskumu.

Alginit, ktorý má veľmi všestranné použitie, sa v súčasnosti ťaží a využíva v Maďarsku najmä ako prírodné hnojivo a na agrotechnickú rekultiváciu pôdy. V iných krajinách Európy a v zámorí sa používa aj na odstraňovanie síry z exhalátov tepelných elektrární. Švajčiarsky farmaceutický priemysel ho údajne využíva pri výrobe medikamentu.

Pri prieskume maarovej štruktúry Pinciná sa použil komplex geofyzikálnych metód (gravimetria, geoelektrika, elektromagnetický prieskum, ako aj niektoré údaje zo starších pozemných geomagnetických meraní). Polohu alginitu overilo päť vrtov do hĺbky až 70 m, pričom sa tu alginit zistil v mocnosti až 33 m. Jeho relatívne malá hĺbka dáva predpoklad na povrchovú ťažbu, ktorá ako jediná môže byť ekonomická.

Podľa doterajších poznatkov pokladáme za najúčelnejšie, aby a. s. Geocomplex Bratislava v takomto prieskume pokračovala aj v iných perspektívnych oblastiach, lebo má vypracovanú a overenú metodiku racionálneho komplexného geofyzikálno-geologického prieskumu.

M. FILO, M. ARDOVÁ, T. GRAND a J. GRETSCH: **Výsledky geofyzikálneho výskumu lokalít s drahokovovou mineralizáciou**

V rokoch 1992 - 1993 a. s. Geocomplex Bratislava realizovala geofyzikálny vyhľadávací prieskum v rade lokalít perspektívnych na drahokovovú (Au, Ag) mineralizáciu.

Na odbornom seminári 22. februára 1994 v Banskej Bystrici autori prezentovali predbežné výsledky geofyzikálnych prác z lokality Banská Hodruša-východ (centrálna časť štiavnického stratovulkánu), Rimavská Baňa - kóta Sinec - Hnúšťa (styková zóna veporika s gemerikom) a z údolia rieky Rimava (územie medzi Kocihou a Hnúšťou).

Lokalita Banská Hodruša-východ

Na lokalite sa vykonal komplexný profilový geofyzikálny prieskum v mierke 1:10 000. Profily základného smeru SZ-JV sú od seba vzdialené 100 m. Z metód sa použila plošná gravimetria s hustotou 15 bodov na km^2 a profilové magnetické, gamaspektrické a geoelektrické merania v rozličných modifikáciách. Výsledkom meraní sú profilové grafy a mapy izolínií nameraných polí v mierke 1:10 000.

Z geofyzikálno-geologickej interpretácie údajov a z ich porovnania s najnovšími geologickoložiskovými poznatkami, ktoré získali pracovníci GÚDŠ Bratislava, vychodí ich dobrá vzájomná korelovateľnosť.

V geofyzikálnych poliach sa veľmi dobre zobrazujú intruzívne komplexy, zóny so zvýšeným obsahom sulfidov, intenzívnejšou silicifikáciou a so zvýšeným obsahom K a Th.

Výraznejšie fyzikálne rozhrania kontrolujú priebeh litologicko-petrografických rozhraní a zároveň poukazujú aj na prítomnosť tektonických línií.

Anomálie geofyzikálnych polí korelujú s priebehom známych žilných systémov (Amália, Bakali, Rozália, Bärenleuten) a zároveň poukazujú aj na ich možné pokračovanie.

Lokalita Rimavská Baňa - Sinec - Hnúšťa

Roku 1993 sa tu vykonal komplexný profilový geofyzikálny prieskum podobným spôsobom ako napr. v Štiavnických vrchoch a v okolí Rochoviec.

Cieľom prác bolo prispieť k riešeniu geologických a metalogenetických problémov v stykovej zóne veporika s gemerikom. Najväčšia pozornosť sa sústreďuje na hľadanie primárnych zdrojov Au mineralizácie. Výsledky meraní sú v štádiu geofyzikálno-geologickej interpretácie. Objednávateľom prác je GÚDŠ Bratislava.

Práce úzko súvisia s vyhľadávaním Au v alúviu Rimavy a Rimavice.

Podľa predbežných výsledkov geofyzikálnych prác na overovacích profiloch na S od Kocihy, na J a Z od Rimavskej Bane a na J od Hnúšte sa určili úseky, v ktorých polohy mladých sedimentov dosahujú mocnosť viac ako 10 m a rezistivitu nad 100 Ω. m. Predpokladáme, že ide o polohy s prevahou piesku až štrku s možnou zvýšenou akumuláciou ťažších minerálov. Tieto úseky navrhujeme overiť vrtnými prácami. Objednávateľom prác je š. p. Geologický prieskum Spišská Nová Ves (geologická oblasť Banská Bystrica).

M. FILO, V. SZALAIOVÁ a D. ŠVASTOVÁ: **Muráň - Tisovec, vyhľadávací prieskum**

Roku 1993 vykonala a. s. Geocomplexu gravimetrické mapovanie lokality Muráň - Tisovec.

Skúmané územie sa nachádza medzi obcami Muráň, Tisovec a kótami Tri chotáre (963), Krížna poľana (1018), Javorinka (732) a Kamenná (716). V rámci metalogenetickej rajonizácie spadá územie do štruktúrno-metalogenetickej zóny veporika.

Geofyzikálne práce sa vykonali na rozšírenie možností vyhľadávacích kritérií pri zisťovaní molybdenitovej mineralizácie a grafitových polôh v záujmovom území. Gravimetria doplnila rad geofyzikálnych metód, ktorými tu pracoval Geologický prieskum Spišská Nová Ves.

Mapovanie pomohlo pri interpretácii tektonickej stavby. Zistili sa tu hustotné rozhrania smeru SV - JZ, ktoré sú typické pre neoalpínsky zlomový systém a pozdĺž ktorých sa často uplatňovali posuny. Tie sú prerušované rozhraniami smeru SZ - JV a zodpovedajú tektonickým rozhraniam.

Merania pomohli aj pri lokalizácii ťahších granitových telies, ktoré sú pravdepodobne nositeľmi Mo zrudnenia. Na JV lokality Petro zmapoval polohu grafitických bridlíc. Keďže je v tomto mieste výrazná záporná anomália, možno predpokladať, že sa podobné polohy grafitických bridlíc vyskytujú aj na SZ skúmaného územia, kde sú podobné tiažové anomálie.

J. KOMORA, D. MAĎAR, F. MEZOVSKÝ, M. SKAVINIAK, I. ZVARA, V. JANOTKA a S. MIKOLÁŠ: **Krajinnoekologický prieskum povodia Váhu - Geofaktory životného prostredia**

Od roku 1991 sa a. s. Geocomplex Bratislava, oddelenie Banská Bystrica, zaoberá ekologickými problémami v povodí Váhu pod názvom Krajinnoekologický prieskum povodia Váhu. Úloha sa rieši pre Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky, sekciu

geologického výskumu a prieskumu, podľa schváleného projektu geologickoprieskumných prác.

Výsledky I. etapy sú v čiastkovej záverečnej správe Geofaktory životného prostredia povodia Váhu.

Cieľom záverečnej správy bolo získať prvotné vstupné analytické materiály: hydrogeologické a inžinierskogeologické vrty, ložiská nerastných surovín, mapy zásoby podzemných, termálnych a minerálnych vôd, chránené krajinné prvky, údaje o geodynamických javoch (zosuvy, seizmické ohrozenie územia a neotektonické zlomy) a mapy chránených pásiem pitnej a minerálnej vody, mapy chránených krajinných území atď.

Všetky analytické mapy sa spracúvali na základe archívnych údajov z Geofondu a z iných rezortných a mimorezortných organizácií zaoberajúcich sa touto problematikou. Sú spracované modernou výpočtovou technikou s použitím najnovších softverových a hardverových technológií a informačných systémov o území v jednotnej mierke 1:50 000.

Syntézou analytických máp sa zhotovili nasledujúce syntetické mapy:

Mapy geopotenciálov, ktoré obsahujú údaje z analytických máp inžinierskogeologickej rajonizácie územia, z máp zásoby podzemných, termálnych a minerálnych vôd, ložísk nerastných surovín a chránených území (v zmysle hodnoty územia).

Mapy geobariér, ktoré obsahujú údaje o inžinierskogeologickej rajonizácii územia, geodynamických javoch, ochranných pásmach pitnej, termálnej a minerálnej vody a o chránených krajinných územiach.

Mapy mocnosti aluviálnej nivy Váhu obsahujú údaje o mocnosti kvartérnych sedimentov, hladinách podzemných vôd v týchto sedimentoch (za posledných päť rokov) a o horninách tvoriacich bezprostredné podložie kvartérnych sedimentov. Pri konštrukcii týchto máp sa z priestoru nivy Váhu využili všetky dostupné hydrogeologické vrty. Pri nedostatku informácií o istom území z hydrogeologických vrtov sa využili aj informácie z inžinierskogeologických vrtov dostupných v Geofonde.

Súčasťou spracúvanej štúdie sú okrem textovej časti, mapových a tabelárnych výstupov (mapy mocnosti kvartéru aluviálnej nivy, geopotenciálov a geobariér) aj digitálne spracované analytické a syntetické podklady. Tieto dáta sa budú expedovať odberateľovi na magnetických nosičoch (disketách) vo formáte priamo použiteľnom v informačných systémoch prevádzkovaných Geofondom.

I. ROJKOVIČ a L. NOVOTNÝ: **Au-U mineralizácia Spišsko-gemerského rudohoria** (Banská Bystrica 2.3.1994)

V gelnickej skupine gemerika vystupujú v blízkosti granitu kremenné žily s uránovou mineralizáciou a s rýdzim zlatom. Na lokalite Peklisko vystupuje kremenná žila v silúrskych grafitických bridliciach a lyditoch na J od hnileckých granitov. Kremenná žila v závere doliny Zimná voda sa nachádza v chloriticko-sericitických fylitoch so šošovkami kvarcitov, ktoré postihla kontaktná metamorfóza blízkeho granitu hummelského masívu. Roku 1993 sa na obidvoch lokalitách odobrali vzorky z profilov a na lokalite Zimná voda aj z rýh.

Hlavnými rudnými minerálmi obidvoch lokalít sú uraninit, brannerit, arzenopyrit a pyrit sprevádzané rýdzim zlatom. Oxidačným produktom mineralizácie je goethit, torbernit, autunit, trögerit a skorodit. V miestach hojnej uránovej mineralizácie možno aj voľným okom pozorovať kolomorné koncentrické a ľadvinovité agregáty uraninitu a stĺpcové kryštály branneritu čiernej farby (do 3 mm veľké). Uraninit s chemickým zložením $UO_{2,02-2,18}$ obsahuje prímes Pb okolo 1,5 hm. %. Čerstvé kryštalické brannerity zo Zimnej vody svojím chemickým zložením zodpovedajú $UTi_{1,98-2,02}O_6$. V dôsledku metamiktizácie a následnej rekryštalizácie pôvodný brannerit nahradili polyminerálne agregáty, ktoré reprezentujú U-Ti oxidy s väčšou variabilitou chemického zloženia (s pomerom Ti/U od 1,78 do 4,17), mladší uraninit, drobné zrná rutilu a xenotímu. Zlato je bežne prítomné najmä na lokalite Zimná voda. Zlatinky sú väčšinou nepravidelne zaoblené a veľké 5 až 100 μm (zriedkavo až do 300 μm). Obsah Au v nich kolíše v rozmedzí 92,9 - 95,2, Ag 2,7 - 3,1, Hg 2,0 - 2,6, Bi 0,4 - 0,9 a Cu do 0,3 hm. %. Au sa vyskytuje v kremeni a obrastá starší uraninit, brannerit a arzenopyrit.

Potvrdil sa zvýšený obsah Au (od desatím ppm do 290 ppm v kremennej žile na Zimnej vode, kým vo vzorkách z kremennej žily lokality Peklisko od desatín ppm do 6 ppm). Obsah uránu kolíše od desiatok ppm do desatín hm. % (ojedinele až 4,2 hm. %).

Prírodovedné múzeum SNM ponúka spoluprácu

Odborné geologické periodiká, hlavne Mineralia Slovaca, každoročne prinášajú informácie, doplňujúce a rozširujúce poznatky o geologickej stavbe, veku a zložení hornín, ako aj o nových minerálach z oblasti Západných Karpát a vôbec územia Slovenskej republiky. Väčšinou ide o unikátne materiály, ktoré reprezentujú prvý výskyt, nález alebo holotyp nesmiernej hodnoty z dokumentačného, ale aj študijného a porovnávacieho hľadiska.

Kde však spomínané materiály končia ? Niektoré organizácie (napr. GÚDŠ) majú vo svojej náplni aj hmotnú dokumentáciu. Úlohou dokumentačného centra typového a historicky cenného materiálu bolo už dávnejšie poverené paleontologické oddelenie Prírodovedného múzea SNM, vďaka čomu sa množstvo vzácnych vzoriek flóry a fauny zachovalo. Geofond archivuje písomnú a mapovú dokumentáciu. Ale unikátne minerály a horniny často zdobia len skrine autorov.

Prírodovedné múzeum SNM v Bratislave sa rozhodlo, že vo svojich výstavných priestoroch v novopripravovanej expozícii vyčlení vhodnú uzatvárateľnú vitrínu „geologických aktualít" a ponúka Vám možnosť dlhší čas vystavovať minerály, horniny, skameneliny, ktoré ste opísali, časti vrtných jadier a iný dokumentačný materiál z regiónu Slovenska. Umiestnil by sa tam aj panel so stručným vysvetľujúcim textom - formou posteru, mapkou, tabuľkami, makrofotografiami a mikrofotografiami, príp. aj separátom publikovanej práce spolu s niekoľkými charakteristickými vzorkami opisovaného materiálu. Ďalšou možnosťou by bolo krátkodobo vystaviť aj časť hodnotných súkromných zbierok.

Expozície Prírodovedného múzea SNM si každoročne prezrie niekoľko desaťtisíc návštevníkov nielen z Bratislavy, zo Slovenska, ale aj z mnohých ďalších krajín, a preto sú vhodným miestom, kde by ste mohli dôstojne prezentovať výsledky svojich výskumov pred širokou verejnosťou. Vystavený unikátny materiál by so súhlasom autora mohol obohatiť múzejné zbierky, a tak sa zachovať a stať sa dostupným aj pre ďalšie generácie.

Súčasne pripomíname, že Prírodovedné múzeum SNM má trvalý záujem o kúpu vzoriek vysokej kvality. Ide najmä o vzorky pochádzajúce z už vyťažených rudných oblastí, ako aj o zriedka sa vyskytujúce minerály zo Slovenska a zo sveta, príp. aj mimozemského pôvodu.

Ponuky na spoluprácu formou vystavenia vlastných materiálov, ako aj na predaj minerálov zasielajte na adresu: Prírodovedné múzeum SNM, Vajanského nábrežie 2, 814 36 Bratislava.

E. Nelišerová a O. Miko

Redaktor - Redakteur: **J. Bartalský**

Autorský kolektív - Autorenkollektiv: **J. Ilavský, B. Bartalský, V. Čiško, P. Grecula, M. Hock, M. Kellner E. Kladivík, R. Magula, D. Návesňák, J. Popreňák, M. Radvanec, R. Szabó, F. Žifčák**

Mesto Smolník s ložiskom medených rúd malo mimoriadny význam v stredoveku ako zdroj medi takmer pre celú Európu. Ťažba rudy z ložiska už skončila a banské diela sa likvidujú od roku 1990. Publikácia, ktorú napísal autorský kolektív odborníkov - historikov, baníkov, technikov, geológov - obsahuje kapitoly o histórii mesta, o geologickej stavbe územia a ložiska, informácie o dobývaní, technológii, banskej technike, úprave, zhutňovaní rúd, výrobe mincí, likvidácii diel a povrchových prác po skončení ťažby, vzájomné vzťahy medzi využívaním ložiska, osídlením a kultúrou, stav a uloženie meračskej, geologickej, technickej a ekonomickej dokumentácie.

Monografia má 370 strán textu so 135 fotografiami, mapami, plánmi a tabuľkami. Resumé v nemeckom jazyku má rozsah cca 1/3 textu a do nemčiny sú preložené aj vysvetlivky k obrázkom.

Distribúciu publikácie zabezpečuje Vydavateľstvo Dolinár, Gerlachovská 5, 040 01 Košice, ktorému posielajte objednávky.

Die Stadt Schmöllnitz mit einem Kupfererzlager war in Mittelalter als Kupferquelle fast für ganz Europe von besonderer Bedeutung. Der Erzbau aus dem Lager ist schon beendet und die Bergwerksanlage wird seit 1990 liquidiert. Die von einem Autorenkollektiv von Fachleuten - Historikern, Bergleuten, Technikern, Geologen herausgegebene Publikation enthält Kapitel über die Geschichte der Stadt, über die geologische Struktur des Gebietes und des Erzlagers, Informationen über den Abbau, die Technologie, Bergwerkstechnik, Bestelltung und Verarbeitung der Erze, Münzprägung, Liquidierung der Lager und Oberflächenarbeiten nach Beendigung des Abbaus, über die gegenseitigen Beziehungen zwischen der Nutzung des Lagers, der Besiedlung und der Kultur, den Stand und die Hinterlegung der Messungsdokumentation sowie der geologischen, technischen und ökonomischen Dokummentation.

Die Monographie umfasst 370 Seiten Text mit 135 Bildern, Karten, Plänen und Tabellen. Die Zusammenfassung in deutscher Sprache beträgt etwa ein Drittel des Textes und die Erklärungen zu den Bildern sind ebenfalls auch in Deutsch vorhanden.

Die Distribution der Publikation wird von dem Verlag: Vydavateľstvo Dolinar (Gründler), Gerlachovská 5, 040 01 Košice - Slowakei, gesichert, an den die Bestellungen zu richten sind. Der Preis beträgt 40,- DM einschliesslich der Postgebühr.

Nová kniha / Neue Buch